



# **GEOLOGIA Y PELIGROS DEL COMPLEJO VOLCANICO PLANCHON-PETEROA, ANDES DEL SUR (35°15'S), REGION DEL MAULE, CHILE - PROVINCIA DE MENDOZA, ARGENTINA**

**José Antonio Naranjo  
Miguel J. Haller  
Héctor A. Oстера  
Abel H. Pesce  
Patricia Sruoga**

**SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA**

**BOLETIN No. 52**

**1999**

## SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA

### Boletines

- No. 1 El agua subterránea de Santiago. Informe preliminar. R.J. Dingman y L. Barraza. 1958. 43 p.
- \* No. 2 Geología de la cordillera de la Costa entre el valle de la Ligua y la cuesta de Barriga. H. Thomas. 1958. 86 p., 1 mapa geológico, escala 1:150.000.
- \* No. 3 El Tiloniano de Río Lañas, Provincia de O'Higgins, con una revisión del Tiloniano y Neocomiano de la parte chilena del Geosinclinal Andino. J. Corvalán. 1958. 85 p. 7 Láms.
- No. 4 Investigaciones gravimétricas en la región de Chillán. C. Lomnitz. 1959. 13 p.
- \* No. 5 El agua subterránea en el norte de la Pampa del Tamarugal. O. Castillo. 1960. Incluye: Procedimiento gráfico para la interpretación geoquímica de los análisis de agua por A.M. Piper, traducción de O. Castillo. 89 p.
- \* No. 6 Observaciones geológicas en la cordillera de la Costa de Tarapacá. G. Cecioni y F. García. 1960. 28 p.
- \* No. 7 Edades plomo-alfa y marco estratigráfico de granitos chilenos, con una discusión acerca de su relación con la orogénesis. C. Ruiz, K. Segerstrom, L. Aguirre, J. Corvalán, H.J. Rose, Jr. y T.W. Stern. 1960. 26 p.
- \* No. 8 Geología de la cordillera de los Andes de Chile Central, Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. C. Kohn. 1960. 86 p., 1 mapa geológico, escala 1:150.000.
- \* No. 9 Geología de los Andes de Chile Central, Provincia de Aconcagua. L. Aguirre. 1960. 70 p., 1 mapa geológico, escala 1:100.000.
- \* No. 10 Yacimientos de cobre tipo manto, su distribución en fajas mineralizadas. Provincia de Aconcagua. W.D. Carter. 1961. 30 p.
- No. 11 Contribución de la Corporación de Fomento al desarrollo del agua subterránea en Chile. J. Donoso y R.J. Dingman. 1962. 21 p.
- No. 12 Edades radiométricas y petrografía de granitos chilenos. Muestras Chile 13 a Chile 36. B. Levi, S. Měhech y F. Murizaga. 1963. 42 p.
- No. 13 Investigaciones de geología aplicada a la ingeniería. Provincia de Concepción. C. Gall y R.W. Lemke. 1963. 79 p.
- \* No. 14 Geología de los distritos mineros Checo de Cobre, Pampa Larga y Cabeza de Vaca, Provincia de Atacama. R.L. Parker, R. Salas y G. Pérez. 1963. 48 p.
- \* No. 15 El agua subterránea de Santiago. Segundo Informe 1958-1962. O. Castillo, E. Falcón, W.W. Doye y M. Valenzuela. 1963. Incluye: calidad química del agua subterránea en Santiago de H. Cusicanqui. 65 p.
- \* No. 16 El suelo de fundación de Valparaíso y Viña del Mar, Provincia de Valparaíso. K. Grimm y L. Alvarez. 1964. Incluye: Geología del área Valparaíso-Viña del Mar de L. Alvarez. 58 p., 1 mapa geológico 1:50.000.
- \* No. 17 Geología de la cordillera de los Andes de las Provincias de Cautín, Valdivia, Osorno y Llanquihue. L. Aguirre y B. Levi. 1964. 37 p., 1 mapa geológico, escala 1:500.000.
- No. 18 Exploración de minerales radiactivos en Chile. Primera Parte: Provincias de Tarapacá y Antofagasta. P.H. Knowles, W.A. Bowes, M. Serrano, E. Kohn, R. Gruenwald y A. Moraga. 1964. 78 p.
- \* No. 19 Reconocimiento geológico en las Provincias de Llanquihue y Chiloé. B. Levi, A. Aguilar y R. Fuenzalida. 1965. 45 p., 1 mapa geológico, escala 1:500.000.
- No. 20 Efectos del sismo de Marzo de 1965. Provincias de Aconcagua y Valparaíso. N. Aliste, A. Moraga y L. Alvarez. 1966. 72 p.
- \* No. 21 Geología y recursos minerales del Departamento de Arica. R. Salas, R.F. Kasl, F. Montecinos e I. Salas. 1966. 144 p., 1 mapa geológico, escala 1:300.000.
- \* No. 23 Geología de la Hoja Ovalle, Provincia de Coquimbo. H. Thomas. 1967. 56 p., 1 mapa geológico, escala 1:250.000.
- \* No. 24 Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado. Provincia de Atacama. K. Segerstrom. 1968. 58 p., 1 mapa geológico, escala 1:250.000.
- No. 25 Hallazgo de dinosaurios en el Cretácico Superior de Chile, su importancia cronológico-estratigráfica. R. Casamiquela, J. Corvalán y F. Franquessa. 1968. 31 p.
- No. 26 La fauna de Trigonias de Aisén. R. Reyes. 1970. Incluye: El Terciario de Ipún, Provincia de Aisén, de R. Fuenzalida y R. Martínez. 51 p.

**SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA - CHILE**  
**BOLETIN No. 52** **1999**

**GEOLOGIA Y PELIGROS DEL COMPLEJO VOLCANICO  
PLANCHON-PETEROA, ANDES DEL SUR (35°15'S), REGION  
DEL MAULE, CHILE-PROVINCIA DE MENDOZA, ARGENTINA**

**José Antonio Naranjo<sup>1</sup>**

**Miguel J. Haller<sup>2</sup>**

**Héctor A. Oстера<sup>3</sup>**

**Abel H. Pesce<sup>4</sup>**

**Patricia Sruoga<sup>5</sup>**

<sup>1</sup> Servicio Nacional de Geología y Minería, Avda. Santa María 0104, Santiago, Chile.

<sup>2</sup> Universidad Nacional de la Patagonia, CENPAT. 28 de Julio No. 29 (9120), Puerto Madryn, Argentina.

<sup>3</sup> Universidad de Buenos Aires-INGEIS, Pabellón INGEIS-Ciudad Universitaria (1429), Buenos Aires, Argentina.

<sup>4</sup> Servicio Geológico Minero Argentino, Avda. Julio A. Roca 651, Piso 8, Sector 10 (1322), Buenos Aires, Argentina.

<sup>5</sup> CONICET- Servicio Geológico Minero Argentino, Avda. Julio A. Roca 651, Piso 8, Sector 10 (1322), Buenos Aires, Argentina.

Manuscrito recibido: Julio 15, 1998  
Manuscrito aceptado: Febrero 18, 1999

---

**GEOLOGIA Y PELIGROS DEL COMPLEJO VOLCANICO PLANCHON-PETEROA, ANDES DEL SUR  
(35°15'S), REGION DEL MAULE, CHILE-PROVINCIA DE MENDOZA, ARGENTINA.**

**BOLETIN No. 62, 1999.**

Inscripción No. 108676  
ISSN 0020-3939

© Servicio Nacional de Geología y Minería. Avda. Santa María 0104, Casilla 10465, Santiago, Chile  
Director Nacional: Ricardo Troncoso S.M.  
Subdirector Nacional de Geología: Constantino Mpodozle M.

Prohibida su reproducción, total o parcial, por cualquier procedimiento, tales como fotocopia, digitalización, u otros, en conformidad al Art. No. 18, letra b, de la Ley No. 17.336.

Comité Editor: Constantino Mpodozle M., Paula Cornejo P., José Antonio Naranjo S., Renate Wall Z.  
Editores: Jorge Clevero R., Luis E. Lara P., Hugo Moreno R.  
Coordinadora de Publicaciones: Renate Wall Z.  
Encargada Unidad de Publicaciones: Paulina Hoter P.  
Dibujo: Cecilia Morales U., Francisco Morales G., Luis Southerland L.  
Tiraje: 1.000 ejemplares

**Referencia bibliográfica:**

Naranjo, J.A.; Haller, M.J.; Ostera, H.A.; Pasco, A.H.; Sruoga, P. 1999. Geología y peligros del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, Andes del Sur (35°16'S), Región del Maule, Chile-Provincia de Mendoza, Argentina. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín*, No. 62, 55 p. Santiago.

**Portada:** Vista aérea oblicua desde el oeste del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, durante la erupción del 11 de febrero de 1991 (fotografía gentileza del Servicio Aerofotogramétrico (SAF); e-mail: jaoler@saf.cl; página web: www.saf.cl).

---

## CONTENIDO

RESUMEN .....	5
ABSTRACT .....	5
INTRODUCCION .....	6
Generalidades .....	6
Ubicación y accesos .....	6
Fisiografía .....	8
Método de trabajo .....	10
Estudios anteriores .....	10
MARCO GEOLOGICO .....	12
GEOLOGIA DEL COMPLEJO VOLCANICO PLANCHON-PETEROA .....	14
Generalidades .....	14
Volcán Peteroa-Azufre (PA) .....	14
Volcán Planchón 1 (P1) .....	16
Depósito de Detritos Volcánicos Planchón-Teno (P1pt) .....	18
Volcán Planchón 2 (P2) .....	21
Volcán Planchón 3 (P3) .....	22
Cráter de explosión y depósitos asociados indiferenciados (P3i) .....	22
Oleada Piroclástica Valenzuela (P3v) .....	24
Flujo Piroclástico Los Ciegos (P3Lc) .....	25
Depósitos de Caída del Paso Vergara .....	26
Depósito de Pómez Los Baños (P3Lb) .....	29
Colada de Lava y Cono de Escoriae (P3cc) .....	32
Cráteres y depósito de cenizas de 1991 (P91) .....	32
Depósitos morrénicos, aluviales y coluviales cuaternarios .....	35
Depósitos morrénicos .....	35
Depósitos aluviales .....	35
Depósitos coluviales y deslizamientos .....	37
GEOQUIMICA .....	37
Generalidades .....	37
Resultados .....	37
Discusión .....	39
EVALUACION DE PELIGROS VOLCANICOS .....	43
Generalidades .....	43
Flujos o coladas de lava .....	43
Caída de piroclastos .....	43
Lahares y crecidas .....	44
Gases volcánicos .....	45
Flujos y oleadas piroclásticas .....	46
Avalanchas de detritos volcánicos .....	46
Actividad sísmica local .....	47
Alteraciones fisicoquímicas de aguas .....	47
Pronóstico de erupciones y mitigación de sus efectos .....	47
CONCLUSIONES .....	48
AGRADECIMIENTOS .....	50
REFERENCIAS .....	50
GLOSARIO DE TERMINOS .....	53

## INDICE DE FIGURAS

FIG. 1. Ubicación y accesos del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa .....	7
FIG. 2. Vista aérea oblicua (SAF) de la última erupción (11, febrero, 1991).....	9
FIG. 3. Marco geológico del entorno del CVPP .....	19
FIG. 4. Vista panorámica, desde el este, del arco morfónico .....	15
FIG. 5. Sucesión de capas de lavas y piroclastos típica del cerro Azufre .....	16
FIG. 6. Vista al este del volcán Planchón .....	17
FIG. 7. Depósito de Detritos Volcánicos Planchón-Teno .....	18
FIG. 8. El DDVPT al este de Los Queñes .....	19
FIG. 9. Carrilla de megabloque de roca basáltica .....	20
FIG. 10. Vista aérea hacia el norte del volcán Planchón .....	22
FIG. 11. Vista aérea oblicua hacia el SE de los cráteres de la unidad Planchón 3 .....	23
FIG. 12. Depósito de la oleada Valenzuela bajo el Depósito de Pómez Los Baños .....	24
FIG. 13. Depósito de caída de escorias y oleada Valenzuela .....	25
FIG. 14. Depósito de Oleada Piroclástica Valenzuela .....	27
FIG. 15. Aspecto superficial del depósito del Flujo Piroclástico Los Ciegos .....	28
FIG. 16. Bombas de escoria de superficie con forma de coliflor agrietada .....	29
FIG. 17. Mapa de isópacas en centímetros del Depósito de Pómez Los Baños .....	31
FIG. 18. Erupción freatomagmática del 11 y 12 de febrero de 1991 .....	34
FIG. 19. Depósitos laháricos cortados por el cauce del río Planchón .....	36
FIG. 20. Diagramas Harker de elementos mayores de lavas y piroclastos del CVPP .....	38
FIG. 21. Diagramas Harker de elementos traza de lavas y piroclastos del CVPP .....	40
FIG. 22. Diagrama álcalis total vs sílice (TAS) de las volcánitas del CVPP .....	41
FIG. 23. Diagrama AFM de las rocas del CVPP .....	41
FIG. 24. Diagrama de variación de algunos elementos traza normalizados a MORB .....	42

## INDICE DE TABLAS

TABLA 1. Datos analíticos de edades K-Ar .....	16
TABLA 2. Análisis químicos de volcánitas del CVPP .....	38-39

## ANEXOS

- Geología del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, mapa escala 1:100.000 (fuera de texto).
- Peligros volcánicos potenciales del Complejo Planchón-Peteroa, mapa escala 1:100.000 (fuera de texto).

**Geología y peligros del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa,  
Andes del Sur (35°15'S), Región del Maule,  
Chile - Provincia de Mendoza, Argentina**

José Antonio Naranjo  
Miguel J. Haller  
Héctor A. Ostera  
Abel H. Pesce  
Patricia Sruoga

**RESUMEN**

El Complejo Volcánico Planchón-Peteroa está ubicado en la cordillera de los Andes a los 35°15' S y 70° 35' W, Región del Maule, Comuna Romeral. La estructura del volcán abarca una superficie oval de 78,5 km<sup>2</sup> y su cima alcanza los 4.107 m s.n.m. En el sector superior del complejo se desarrollan cuatro glaciarias, con extensiones de 2,5 a 8 km<sup>2</sup>. La estructura del complejo está formada por un volcán antiguo, de edad pleistocena medio-tardía, que se encuentra profundamente erosionado y sin cráter definido (Peteroa-Azufré). Al norte de éste se desarrolla en forma sobrelpuesta el volcán Planchón, de edad pleistocena-holocena, que presenta una evolución marcada por etapas de actividad inter y tardiglacial, prehistórica e histórica, sin que se reconozcan conos o cráteres parásitos o adventicios. El colapso de un sector importante del cono basáltico-andesítico inicial del Planchón (Planchón 1), generó un violento flujo de detritos volcánicos, que alcanzó la Depresión Central de Chile, hasta -95 km al NW. La actividad postglacial es fundamentalmente explosiva, muestra tendencias composicionales más evolucionadas y se desarrolló a través de cinco cráteres de explosión. Los procesos volcánicos eventualmente peligrosos que podrían ocurrir incluyen la erupción de flujos de lava, caída de tefra, flujos u oleadas piroclásticas y la formación de lahares, crecidas y flujos de detritos volcánicos, así como emisión de gases, lluvia ácida, alteración físico-química de las aguas y actividad sísmica local.

*Palabras claves:* Volcanología, Volcanismo cuaternario, Volcanismo explosivo, Flujo de detritos volcánicos, Peligros volcánicos, Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, Andes del Sur.

**ABSTRACT**

**Geology and hazards of the Planchón-Peteroa Volcanic Complex, Southern Andes (35°15'S), Maule Region, Chile - Mendoza Province, Argentina.** The Planchón-Peteroa Volcanic Complex is located in the Andes at 35°15'S and 70°35'W. The volcanic structure covers an area of 78.5 km<sup>2</sup> and its summit reaches 4,107 m a.s.l. An ancient volcano, of late Pleistocene age, largely eroded and without a defined crater forms the complex structure. The Pleistocene-Holocene Planchón Volcano occurs to the north. Its evolution includes inter, late glacial, prehistoric and historic activity. During the initial build up of the Planchón Volcano, a sector collapse of the south-west part of the basaltic cone generated a violent volcanic debris

flow which reached the Central Depression of Chile, ~95 km to the NW. Modern, postglacial activity is mostly explosive, and compositionally more evolved, being associated to five explosion craters. Contingent hazardous volcanic processes include lava flow, tephra fall and pyroclastic flows and surges, and the generation of lahars, floods, volcanic debris flows as well as gas output, acid rain, modification of the physical and chemical properties of water streams and local seismic activity.

*Key words:* Volcanology, Quaternary volcanism, Explosive volcanism, Volcanic debris flows, Volcanic hazards, Planchón-Peteroa Volcanic Complex, Southern Andes.

## INTRODUCCION

### GENERALIDADES

La situación de los Andes en el contexto tectónico de placas del Pacífico sur oriental, con la subducción de las placas de Nazca y Antártica bajo el continente sudamericano, los hacen una cordillera con múltiples volcanes activos que presentan numerosas erupciones documentadas aunque en general, de reducida magnitud. A lo largo de los Andes chileno-argentinos existen varios miles de volcanes que comprenden desde pequeños conos piroclásticos, hasta gigantes cascaleras. Muchos de ellos, donde las condiciones climáticas son de extrema aridez, se han preservado intactos por millones de años, siendo actualmente inactivos.

Numerosos volcanes andinos son potencialmente activos. Datos recientes señalan que, desde comienzos del siglo XIX, han ocurrido 283 erupciones en 36 volcanes a lo largo de los Andes chileno-argentinos. Sólo en la Región VII de Chile, donde se ubica el Complejo Volcánico Planchón-Peteroa (CVPP), los datos actualizados aunque preliminares, indican que se han registrado 25 erupciones durante los dos últimos siglos. Éstas ocurrieron, además de este complejo, en los volcanes Descabezado Grande y Quizapu, al sur del área de estudio, siendo este último el que protagonizó, en 1932, la erupción de mayor magnitud de los Andes del Sur, durante los últimos doscientos años, con un Índice de explosividad volcánica (IEV, Newhall y Self, 1982) = 5.

Considerando la condición fronteriza del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa y que, recientemente, en 1991 éste tuvo una erupción con efectos tanto en Chile como en Argentina, los Servicios Geológico-Mineros de Chile y Argentina con el auspicio de Naciones Unidas y el Ministerio del Interior de Chile propiciaron la realización de este estudio. El presente boletín resume la geología y la evaluación de los peligros volcánicos que presenta el complejo Planchón-Peteroa.

### UBICACION Y ACCESOS

El CVPP se ubica en la cordillera de los Andes a los 35° 15' S y 70° 35' W. En el territorio chileno está ubicado en la Región del Maule (Comuna Romeral), a unos 65 km en línea recta al E-SE de la ciudad de Curicó. En la República Argentina se localiza en la provincia de Mendoza, Departamento Malargüe, a aproximadamente 90 km al W de la localidad de Malargüe (Fig. 1). El área estudiada comprende el edificio del complejo volcánico y los productos emitidos dentro de una distancia de 30 km desde la cima hacia el este y por casi 95 km hacia el oeste, hasta el valle Central de Chile. El complejo incluye dos cumbres principales: al norte, el volcán Planchón (3.920 m s.n.m.) y 5 km al sur, el cerro Peteroa (4.107 m s.n.m.). El acceso se realiza por el valle del río Teno hasta el río Claro, desde donde se puede aproximar a los faldeos occidentales por este último río. A los flancos norte y oriental, se accede continuando por el río Teno, hacia la laguna homónima, ubicada al norte del volcán. También por el río Vergara se accede hasta la frontera y al sector oriental del volcán, en territorio argentino. El acceso al complejo Planchón-Peteroa,



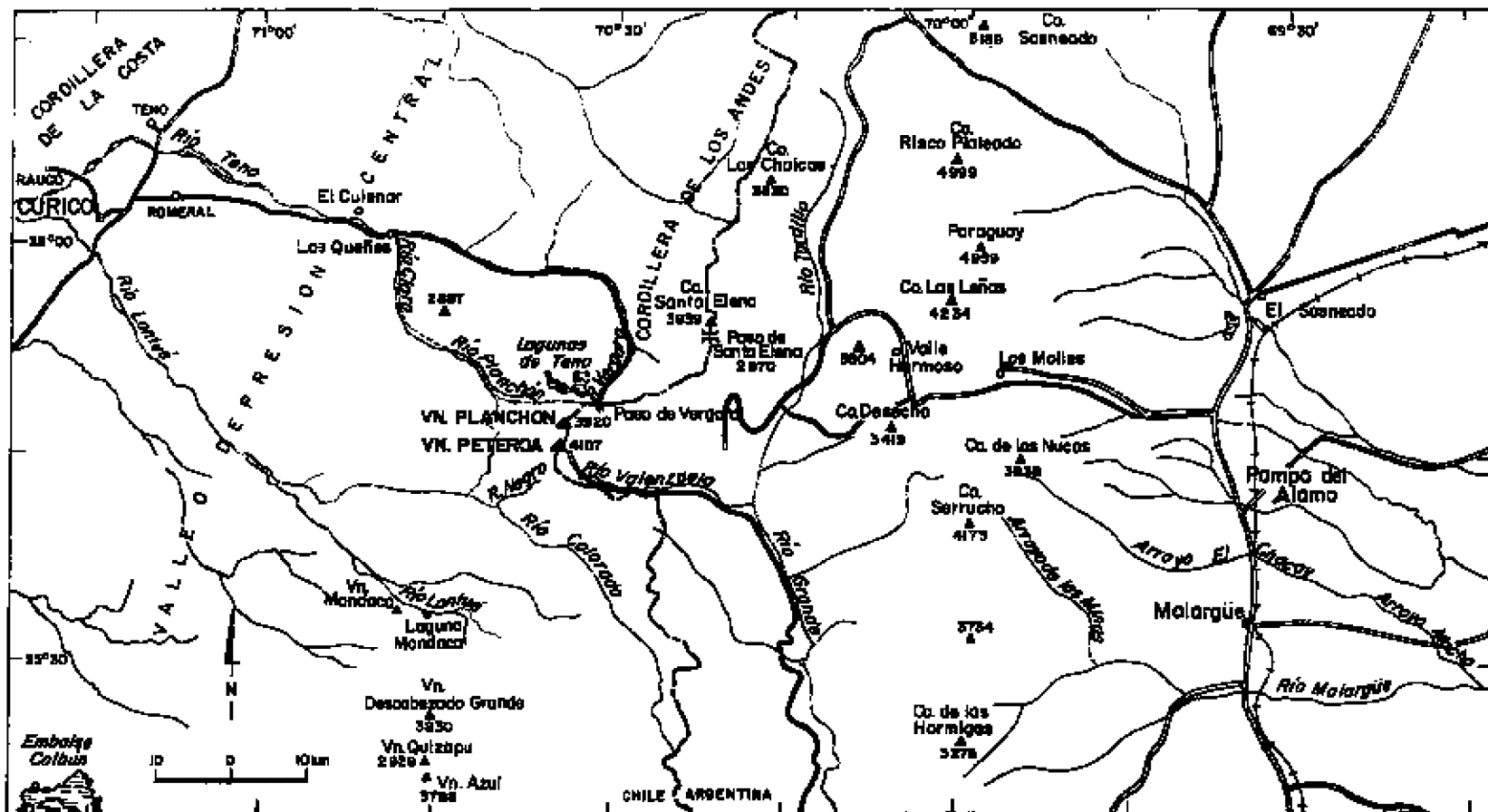


FIG. 1. Ubicación y accesos del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa y situación de volcanes vecinos.

desde la vertiente oriental, se realiza desde la ciudad argentina de Malargüe, distante a unos 220 km por rutas carreteras y caminos secundarios.

## FISIOGRAFIA

La zona de la cordillera de los Andes donde se localiza el CVPP se caracteriza por un relieve accidentado, resultante de la intensa acción erosiva glaciaria durante el Pleistoceno y modelado posterior por actividad fluvial. La erosión ha actuado sobre terrenos volcánicos mesozoicos y terciarios deformados, cubiertos por productos volcánicos no deformados, del Pleistoceno. Las escarpadas paredes de los valles en 'U' exponen las relaciones discordantes entre el basamento deformado de rocas estratificadas y plutónicas, y las rocas volcánicas pleistocenas.

El CVPP constituye una estructura compleja, pues presenta varias cimas de forma aguda a causa de la erosión glaciaria, las cuales muestran una orientación norte-sur. Efectivamente, tanto la cartografía chilena (1:50.000), como los mapas argentinos de la zona (1:100.000), identifican al norte un filo arqueado formado por el morro El Planchón (3.977 m s.n.m.) y el volcán Planchón (3.920 m s.n.m.). Cinco kilómetros al sur, se ubica la cumbre más alta del complejo, que corresponde al llamado volcán Peteroa (4.107 m s.n.m.), cerro remanente de una estructura profundamente glaciada y muy antigua. Este exhibe grandes circos glaciarios tanto al oeste como al este (Fig. 2). Al suroriente del cerro Peteroa destaca el cerro Baños del Azufre (3.448 m s.n.m.). Hacia el sur del cerro Peteroa se desarrollan las pendientes menos abruptas del complejo, hasta el cordón El Campanario (2.759-3.063 m s.n.m.).

El sector volcánicamente activo del CVPP, se ubica sobre una estructura de morfología irregular, pero relativamente plana, que abarca una superficie ovalada, cercana a los 4 km<sup>2</sup>, anidada en una estructura de anfiteatro abierto al oeste. Se desarrolla al sur del morro-volcán Planchón e inmediatamente al norte de un antiguo cráter erosionado de 1 km de diámetro, abierto al NW. Cabe destacar que esta zona de cráteres activos se localiza 3,5 km al norte del cerro Peteroa. Este hecho es significativo, pues desde el punto de vista de las publicaciones cartográficas, el volcán activo no correspondería al cerro Peteroa, sino más bien al Planchón *sensu stricto*. Esta circunstancia ya había sido señalada por Kittl (1933). Dadas las implicancias que esto tiene desde la perspectiva de la evolución del complejo, este Boletín se ciñe a la nomenclatura actualizada, utilizada por el Instituto Geográfico Militar de Chile (1985), es decir, dentro del complejo, el volcán activo es parte de la estructura del Planchón.

Al norte del volcán Planchón, se ubican las Lagunas de Teno, un lago de 8 km<sup>2</sup> formado por el represamiento (a causa de un deslizamiento) del valle glacial curvo que desciende desde el cordón Las Caletas ubicado al NNW, hasta el río Malo, al NNE del volcán. Otros valles glaciarios que descienden radialmente del complejo son los arroyos del Peñón y de los Baños hacia el este, ambos tributarios del río de los Ciegos, afluente del río Valenzuela, el más importante hacia el oriente. El río de los Ciegos-Valenzuela drena el flanco oriental del volcán en dirección al sur y nace desde la divisoria de aguas del paso de Vergara (2.491 m s.n.m.), al norte del cual se desarrolla el río Vergara, tributario del Teno, hacia territorio chileno.

Hacia el oeste del Planchón nacen los ríos paralelos del Planchón o Los Colihues y de los Cajones, que se unen para formar el río Claro. Al SW de la cima del cerro Peteroa y separados por el cordón interfluvial La Ladera, se desarrollan los valles glaciarios de los ríos Barroso y Negro, ambos afluentes del río Colorado. Este, a su vez, es un importante tributario del río Lontué, el cual nace desde la laguna Mondaca, a poco más de 25 km al SW del cerro Peteroa (Fig. 1). Finalmente, al SE del Peteroa, se ubica el valle del río Nevado.

Sobre el CVPP se preservan glaciares perennes de diversas formas aunque, en general, se desconoce su espesor. Los más extensos ocurren alrededor del cerro Peteroa. En efecto,



FIG. 2. Vista aérea oblicua (SAF) desde el oeste del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, durante la última erupción (11, febrero, 1991). **a**- Morro y volcán Planchón 1, que conforma una caldera de colapso del flujo de detritos abierta al SW; **b**- Cerro-volcán Peteroa, profundamente erosionado por acción glaciaria; **c**- estructura de volcán Planchón 2, al SE del cual se ubica el cráter activo; **d**- Lagunas de Teno; **e**- Estero Infiernillo, principal descarga del glaciar del Planchón, al norte de las nacientes del río de los Cajones.

en su flanco noroccidental, entre los 3.500 m y los 3.000 m, se presenta un glaciar de forma irregular que alcanza 4,5 km<sup>2</sup> de superficie y nace desde la abrupta base de la pared occidental del Peteroa, 500 m bajo la cima. La parte norte del glaciar está formada por una lengua de poco más de 0,5 km de ancho, cuyas aguas de deshielo descenden hacia el río de los Cajones (Fig. 2).

Hacia el noreste del cerro Peteroa, también desde profundas paredes escarpadas, se desarrolla un glaciar de aproximadamente 5 km<sup>2</sup>, de forma casi circular que, en 3 km, desciende desde sobre los 3.850 m a los 3.000 m, alimentando las aguas del arroyo del Peñón, afluente del río Valenzuela. Sin embargo, el glaciar más extenso se distingue sobre el flanco

sur, de menor pendiente, del cerro Peteroa, con 8 km<sup>2</sup>. Este glaciar se desarrolla desde los 3.950 m hasta los 3.200 m, en 4 km y aporta sus aguas al río Negro, hacia el SW, al río del Nevado, al SE y al arroyo de los Baños, hacia el este.

El sector plano anidado en el volcán Planchón, almacena el glaciar más pequeño del complejo. En efecto, probablemente debido al mayor flujo calórico del sector que incluye los cráteres activos, la acumulación glaciar se ha visto dificultada a través del tiempo. El glaciar, que abarca una superficie de 2,5 km<sup>2</sup>, desarrolla una lengua angosta de sólo 0,25 km de ancho, que alimenta el estero del Infiernillo, afluente del río de los Cajones y el río Claro (Fig. 2). Poco más al norte del Infiernillo, este glaciar descarga subterráneamente sus aguas al estero Chorro de Goyo, afluente del río Claro. De acuerdo a observaciones en los bordes de los cráteres, el glaciar del Planchón tiene un espesor máximo estimado de 40 m, por lo que su volumen llegaría a 0,1 km<sup>3</sup>.

## METODO DE TRABAJO

Las actividades realizadas durante este trabajo incluyen la recopilación y análisis crítico de los antecedentes geológicos, geomorfológicos, geográficos e históricos disponibles del CVPP y sus alrededores, especialmente hacia el sur (volcanes Descabezado y Quizapu) y oeste (valle Central de Chile). Para ello se utilizaron fotografías aéreas Hycon (1955) a escala aproximada 1:63.000 y SAF (1978) a escala 1:30.000. Para la zona del Planchón se dispuso, además, de un set estereoscópico a color (escala 1:32.000) y una fotografía oblicua, tomadas por el SAF durante la erupción de febrero de 1991 (Fig. 2). Asimismo se contó con fotografías aéreas del I.G.M. argentino a escala 1:50.000, del año 1967. La información fotogeológica se traspasó a una base cartográfica a escala 1:50.000, posteriormente reducida a escala 1:100.000.

Para la labor de terreno, se efectuó un análisis selectivo, de acuerdo a los accesos disponibles, de localidades que permitieran caracterizar los diversos depósitos y unidades del complejo volcánico, tanto en la vertiente chilena, como en la argentina. La primera, que presenta las mayores dificultades de acceso, fue recorrida y muestreada mediante el uso de helicóptero en los sectores proximales. En la vertiente oriental se usaron caballos y vehículo doble tracción. Además, se realizaron dos ascensos a pie. Durante el trabajo se realizaron 37 análisis químicos de rocas por elementos mayores (absorción atómica) y elementos traza (plasma) en el Laboratorio Químico del Servicio Nacional de Geología y Minería, en Santiago. Se estudiaron 60 cortes delgados al microscopio y 125 muestras de grano suelto con lupa binocular. Paralelamente se realizaron 6 determinaciones de edades radiométricas C<sup>14</sup> y AMS (Espectrometría de Acelerador de Masa) en los laboratorios de Beta Analytic Inc. de Miami y se obtuvieron 3 determinaciones radiométricas K-Ar de precisión, para rocas jóvenes, en el laboratorio INGEIS de Buenos Aires.

Con posterioridad al trabajo analítico se realizó la recopilación e integración de todos los antecedentes y datos generados en esta investigación y la confección de los mapas geológico y de peltros volcánicos.

## ESTUDIOS ANTERIORES

Tanto a través de la historia, como en tiempos recientes, el CVPP ha sido tradicionalmente citado y estudiado en crónicas e investigaciones científicas. Recientemente, Pett-Breullh (1996) analizó detalladamente su cronología eruptiva documentada, llamando la atención que, aunque siendo escasa su actividad registrada, exista una vasta información de antecedentes sobre este volcán. La cita más antigua corresponde a Molina (1776) quien menciona una erupción el año 1762. Sin embargo, Barros-Arana (1881) destaca que, aunque Ignacio Molina residía en Chile en 1762, al parecer no examinó por sí mismo los efectos de la erupción ocurrida en la zona el 3 de diciembre de ese año y atribuida al volcán Peteroa. Según este autor, Molina se habría limitado a consignar las noticias que llegaron a sus oídos, confundiendo el río Lontué con el Teno. Conforme a los lugares descritos, es también probable que Barros-Arana (1881) haya malinterpretado el error de Molina (1776), manteniendo la afirmación que la erupción ocurrió en el volcán

Peteroa. En efecto, las evidencias geológicas indicarían que esa erupción (3 diciembre de 1762), cuyos efectos se manifiestan realmente en el río Lontué, habría sido la que dio origen al volcán Mondaca y al lago allí formado.

Entre los antecedentes principales sobre la geología del CVPP corresponde mencionar a Kittl (1933), quien señaló que el complejo Planchón-Peteroa representaría un gran estrato-volcán Plioceno y afectado por intensa erosión glacial, registrando importante actividad Interglacial. Según este autor, la actividad del Peteroa sería 'postvolcánica' o hidrotermal. Adelantándose a los conocimientos científicos de la época, este autor emitió la hipótesis que los volcanes del grupo de los Descabezados, 45 km al sur del Planchón, son restos de un antiguo cráter (caldera), de alrededor de 25 km de diámetro, lo que confirmarían posteriormente Hildreth *et al.* (1984).

Por su parte Gerth (1935), al revisar los efectos proximales de la erupción del Quilzapu en 1932, efectuó una descripción de los glaciares del Planchón-Peteroa y su actividad. Comparando la documentación fotográfica que acompaña su trabajo con la situación actual, se evidencia un retroceso de casi 300 m en 60 años del glaciar que se descuelga desde el cerro Peteroa, hacia el este. Gerth (1935), también describe y presenta fotografías de la actividad fumarólica de los cráteres del Planchón. Más tarde, Fuenzalida (1941) distinguió 18 estructuras volcánicas en el sector de los Descabezados (2.500 km<sup>2</sup>), entre las cuales destaca el 'centro volcánico de Mondaca' en el río Lontué y cuya construcción represó a la laguna Mondaca (Fig. 1).

González y Vergara (1962) efectuaron un reconocimiento geológico entre los 35° y 38°S, donde se incluye el grupo volcánico Peteroa-Azufre, destacando que este complejo está cubierto por un manto de hielo de unos 30 km<sup>2</sup> encontrándose circos en las 'estribaciones australes' del volcán Planchón y una gran masa glacial (~15 km<sup>2</sup>) en la vertiente SSE del volcán Azufre. Destacaron, además, que el Planchón presenta un cráter fuertemente erosionado cuyas paredes 'parecen haberse derrumbado hacia el SSE por los efectos de un derrame basáltico que alcanzó hasta las nacientes del río Claro'.

Casertano (1963 a; b) describió diversas erupciones atribuidas al volcán Planchón-Peteroa indicando que, según referencias en el Boletín del Servicio Sismológico (1937), el Planchón se habría reactivado en 1937. Señala que personalmente observó intensa actividad fumarólica en el cráter en noviembre de 1959, julio de 1960 y enero de 1962.

Con posterioridad, MacPhail (1973) estudió los depósitos de detritos volcánicos asociados al complejo Planchón-Peteroa en el valle Central, interpretando que 'el gran lahar del río Teno', proviene de los volcanes Planchón-Peteroa. Davidson (1974) también describe como un flujo de barro volcánico o lahar a este depósito, inicialmente definido como de origen glacial (Brüggen, 1950; Muñoz-Cristi, 1950), agregando que éste se interdigita con las lavas del volcán Planchón. Concluye que el flujo de barro se produjo como resultado de erupciones asociadas al colapso del flanco occidental de la caldera del Planchón, lo que causó la fusión de la nieve y hielo, originando una 'avalancha caliente intermedio', que incorporó una gran cantidad de agua arcillosa. En esta misma línea, posteriormente, Fuenzalida (1982), siguiendo la subdivisión estratigráfica del depósito propuesta por Marangunic *et al.* (1979), interpreta que los lahares Teno I y II son co-genéticos y que la morfología del depósito apoyaría la idea de un 'colchón de alre' como mecanismo de transporte. Los cerillos que destacan en su superficie, representarían material 'extruido' desde abajo del lahar con violencia, generando los 'conos' o 'cerillos', una vez emplazado el flujo.

Hauser (1990, 1993) indicó una edad de  $12 \pm 0,6$  ka para el depósito de los ríos Claro y Teno sobre la base de una datación radiométrica C<sup>14</sup> en madera fósil recolectada por R. Barozzi (comunicación oral, 1987). Posteriormente, 25 km al SE del Planchón, Hildreth *et al.* (1984) descubrieron y mapearon la caldera Calabozos de edad pleistocena tardía (35°30'S), obteniendo una edad K-Ar de  $0,55 \pm 0,05$  Ma para una lava encajonada en el valle del río Colorado, que podría ser equivalente a las rocas más antiguas del complejo Planchón-Peteroa.

Los estudios previos más detallados disponibles sobre el CVPP corresponden a Tomney *et al.* (1989, 1995), quienes señalan que el complejo incluye tres estructuras volcánicas sobreimpuestas que, en orden cronológico, definen como: Azufre, Planchón y Peteroa. Las lavas del Azufre se-

rían de edad pleistocena e incluyen andesitas basálticas y dacitas, eruptadas en cortos intervalos entre episodios de basaltos andesíticos. Según los autores, el volcán Planchón, 6 km al norte, habría comenzado su actividad antes del término de la del Azufre, emitiendo sólo basaltos y andesitas basálticas. Interpretaron que los 9 km<sup>3</sup> de flujo de detritos estuvieron acompañados de emisiones pumiceas biotítico-riodacíticas. Finalmente, el Planchón II, un aparato pequeño, construido sobre los extintos edificios del Azufre y el Planchón y es una continuación de la actividad del Planchón I, después de las 'avalanchas de cenizas'. Tormey *et al.* (1989, 1995) señalan que el Peteroa constituiría las erupciones más recientes entre el Planchón y el Azufre; su actividad incluiría 4 coladas de andesitas máficas encauzadas, de volúmenes pequeños de andesitas basálticas, supuestamente eruptadas en 1937 en el anfiteatro, un lago-cráter y campos de fumarolas activas. Sobre la base de la estratigrafía propuesta, cuyos resultados cartográficos y cronoestratigráficos no se comparten en su totalidad, presentan un modelo petrogenético evolutivo para el complejo.

Según se informó en el 'Bulletin of the Global Volcanism Network' (1991), a la 01:40 h del 9 de febrero de 1991 comenzó una erupción de cenizas en el volcán Planchón, la cual continuó, por lo menos, hasta el 18 de febrero sin cambios notables del estilo eruptivo. Los vientos predominantes dispersaron las cenizas finas hacia el E-NE en territorio argentino, principalmente (Fig. 2). La contaminación de las aguas del río Claro durante el inicio de la erupción, produjo la mortandad de numerosos peces.

Haller *et al.* (1991, 1993, 1994) aportan los antecedentes relativos a las transformaciones producidas tras la erupción de febrero de 1991, así como datos composicionales de las cenizas emitidas. Recientemente, Naranjo *et al.* (1997) han reinterpretado el flujo de detritos del valle del río Claro. Finalmente, Naranjo y Haller (1997) dan a conocer dataciones C<sup>14</sup> que permiten precisar la volcanoestratigrafía postglacial del CVPP.

## MARCO GEOLOGICO

La siguiente relación de la geología de los alrededores del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa ha sido tomada principalmente de los trabajos de González y Vergara (1982), Davidson (1971), Davidson y Vicente (1973) y Haller (1982).

El basamento del CVPP, incluye franjas de orientación NNE de rocas sedimentarias, marinas-continentales y volcánicas del Jurásico Superior al Cretácico (Fig. 3), que constituyen el flanco occidental de un gran anticlinal afectado por fallas inversas en su limbo occidental. Hacia el oeste, en el valle del río Claro, las rocas estratificadas están intrudidas por 'stocks' granodioríticos terciarios, los que también ocurren hacia el este, en el valle del río Tordillo.

Las rocas más antiguas del basamento del CVPP corresponden a sedimentitas marinas y evaporitas jurásicas (Formación Valle Grande; González y Vergara, 1982). Estas afloran al este del complejo y consisten en un nivel inferior (750 m) de areniscas multicolores, conglomerados y calizas fosilíferas, posteriormente descritas bajo el nombre de Formación Naclentes del Teno por Davidson (1971). El nivel superior está formado de lentes de yeso con intercalaciones de areniscas calcáreas (Formación Auquilco *sensu* Davidson, 1971). La fauna fósil asociada permite asignarle una edad caloviana a oxfordiana superior (Fig. 3). Concordantemente sobre la Formación Auquilco aflora una sucesión de areniscas y conglomerados rojizos con escasas intercalaciones de volcanitas incluidos en la Formación Río Damas por González y Vergara (1982), aunque Davidson (1971) asignó a la Formación Tordillo las facies más finas inferiores, reservando el nombre de Formación Río Damas para las facies de conglomerados superiores. Estas rocas afloran bajo el sector oriental del CVPP y serían de edad kimberidgiana (Fig. 3).

Al norte del volcán Planchón y desde la ladera occidental del valle del río Vergara hacia el oeste aflora la Formación Colimapu, en contacto por una falla 'inversa' de bajo ángulo de rumbo NNE, sobre las formaciones del Jurásico Superior. Incluye sedimentitas finas a gruesas, rojizas,

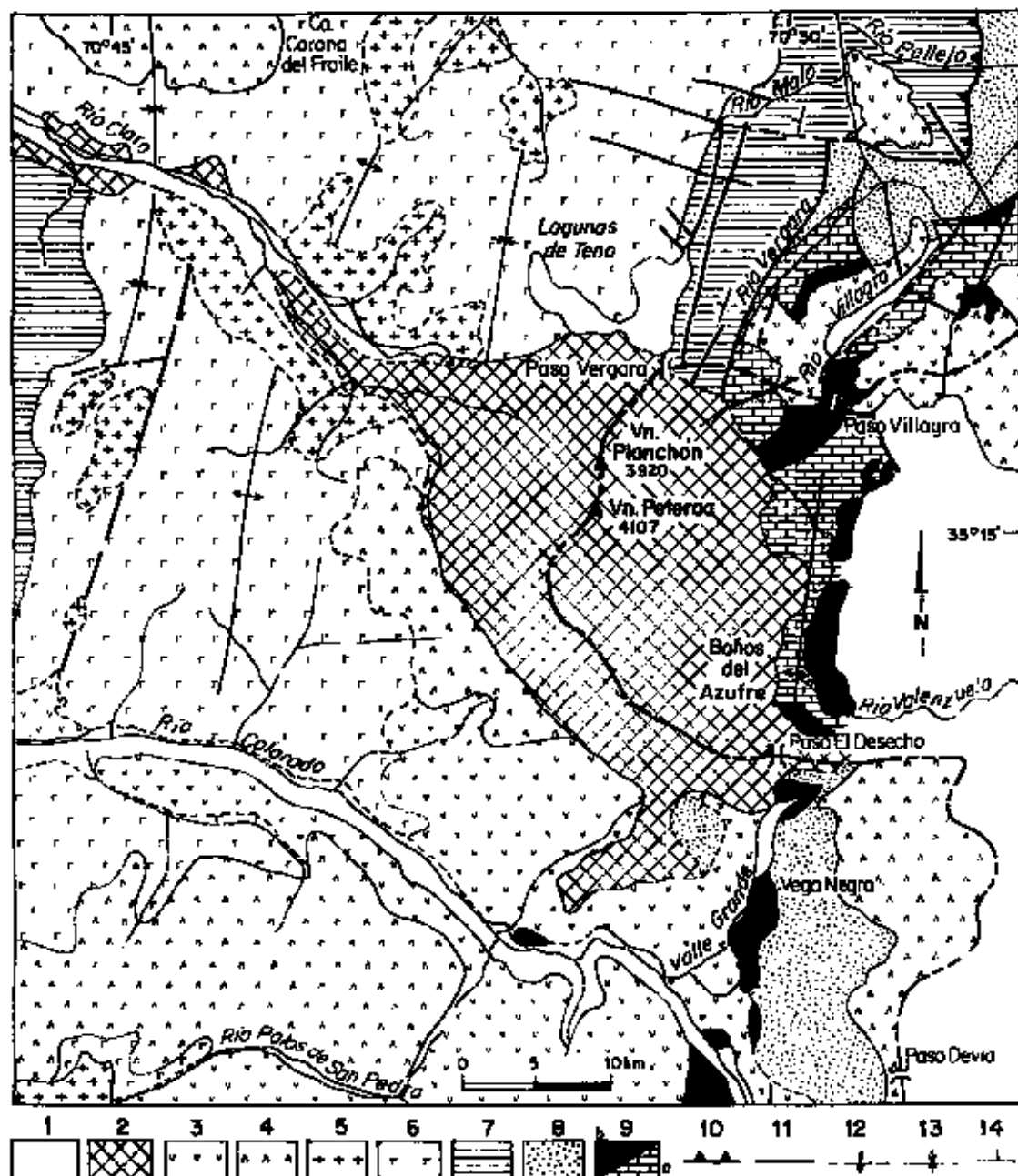


FIG. 3. Marco geológico del entorno del CVPP (modificado de González y Vergara, 1962; Davidson, 1971; Davidson y Vicente, 1973). 1- Sedimentos aluviales y coluviales; 2- Complejo Volcánico Planchón-Pateroa; 3- Lavas, brechas e ignimbritas del Pleistoceno (Formación Campanario); 4- Lavas andesíticas y andesítico-basálticas e ignimbritas del Terciario medio a superior (Formación Cola de Zorro); 5- Rocas intrusivas principalmente granodioríticas del Terciario inferior; 6- Lavas porfíricas, brechas e ignimbritas con intercalaciones sedimentarias continentales, Terciario inferior (Formación Abanico); 7- Sedimentitas rojizas finas e gruesas con intercalaciones de ignimbritas, Neocomiano-Albiano (Formación Colimapu); 8- Conglomerados y brechas (Formación Río Damas); areniscas rojas del Kimmeridgiense (Formación Tordillo); incluye sedimentitas marinas superiores, Títoniano-Neocomiano (Formación Baños del Flaco); 9- a) Areniscas, conglomerados y calizas fosilíferas del Bajociano-Oxfordiano (Formación Nacientes del Teno); b) Lentes de yeso con intercalaciones de areniscas calcáreas (Formación Auquico, yeso principal); 10- Sobreascurrencio, indica bloque pendiente; 11- Fallas; 12- Pliegue anticlinal; 13- Pliegue sinclinal; 14- Rumba y manteo de capas.

con intercalaciones de tobas ignimbríticas, que han sido asignadas al Cretácico Inferior (González y Vergara, 1962; Davidson, 1971). La Formación Abanico constituye la principal unidad distribuida al NW y oeste del complejo volcánico (Fig. 3). Está formada por una sucesión de lavas porfíricas y brechas andesíticas y rocas piroclásticas ignimbríticas. Datos fosilíferos y geocronológicos aportados recientemente por Charrier *et al.* (1994) y Flynn *et al.* (1995), en la zona del río Tinguiririca, permiten asignarle una edad terciaria inferior.

En ambas laderas del profundo valle glaciar del río Claro afloran 'stocks' granodioríticos, tonalíticos y dioríticos que intruyen a la Formación Abanico y unidades más antiguas. Hacia el sur infrayacen discordantemente a lavas de la Formación Cola de Zorro, asignada al Terciario superior. Las Formaciones Cola de Zorro y Campanario corresponden a secuencias de volcanitas no deformadas, constituidas por coladas de andesitas máficas y rocas piroclásticas, principalmente tobas ignimbríticas de ceniza, que afloran al sur del río Colorado. Constituyen extensos 'plateau' emplazados antes de la etapa de inclinación vertical de profundos cañones glaciaros. Dataciones radiométricas indican edades del Terciario superior-Cuaternario (Drake, 1976).

Como se muestra en la figura 3, al NNE del CVPP y siguiendo esa dirección, se desarrolla un sistema de fallas inversas de bajo ángulo con vergencia al este. Estas estructuras aparecen cortadas y desplazadas sinistralmente por fallas de dirección WNW (Davidson y Vicente, 1973). El carácter no-compresional de estas últimas habría permitido el ascenso de magmas, para dar origen a estructuras volcánicas como el Planchón-Peteroa.

## GEOLOGIA DEL COMPLEJO VOLCANICO PLANCHON-PETEROA

### GENERALIDADES

El análisis de la estratigrafía del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa se basa en un estudio de reconocimiento efectuado por los autores, complementado con nuevos antecedentes geocronológicos, petrográficos y geoquímicos obtenidos de muestras recolectadas en este trabajo y algunas durante el mapeo preliminar de Haller *et al.* (1993, 1994) y Sruoga e Ibáñez (1995). A la luz de los nuevos resultados geocronológicos obtenidos, se han redefinido y simplificado las unidades originalmente definidas por Davidson (1971) y Tormey *et al.* (1989). En el presente trabajo, las unidades cartográficas se definieron sobre la base de las características litológicas, petrográficas, relaciones estratigráficas y distribución espacial. Estos antecedentes fueron complementados por los datos geocronológicos obtenidos que, aunque escasos, constituyen hitos referenciales novedosos en el área de estudio.

Durante este trabajo se pudo determinar que el CVPP incluye los vestigios de una estructura compuesta más antigua, el volcán Peteroa-Azufre, localizada en la parte sur del complejo y, una estructura más joven, el volcán Planchón (Fig. 2). Este exhibe estructuras distintivas que evidencian una larga evolución en etapas, que se han definido como las unidades Planchón 1, 2 y 3. A la primera de ellas se asocia un gran flujo de detritos volcánicos, generado por el colapso gravitacional del edificio, tras el cual se formaron las unidades 2 y 3, sucesivamente. A continuación se describen las características de cada una de las unidades del CVPP, que aparecen en el mapa geológico anexo, escala 1:100.000.

### VOLCAN PETEROA-AZUFRE (PA)

El volcán Peteroa-Azufre está formado por una sucesión de lavas y rocas piroclásticas profundamente erosionadas que conforma la parte sur y que incluye las rocas más antiguas del CVPP, abarcando una superficie cercana a los 90 km<sup>2</sup>. Estas se exponen, en parte, en los cerros Peteroa (4.107 m s.n.m.) y Baños del Azufre (3.448 m s.n.m.) donde afloran remanentes de



secuencias estratificadas con pendiente de 20° a 5° al SE, afectados por profundos valles glaciares con forma de 'U', como los valles de los arroyos del Peñón y de los Baños y del río del Nevado (Fig. 4). Esta estructura volcánica corresponde parcialmente a lo que Davidson (1971) y González (1995) denominaron volcán Azufre I.

En el sector meridional de la zona estudiada aflora la estructura más antigua del PA (etapa 1) y sus lavas, que forman un plateau, cubren discordantemente a rocas volcánicas alteradas de la Formación Campanario, de edad terciaria tardía a cuaternaria (Drake, 1976). Hacia el norte, se distingue una estructura cónica erosionada (etapa 2), con un cráter de ~1 km de diámetro, abierto al NW, que corresponde al volcán Azufre II de Davidson (1971) y González (1995). Hacia el oeste, las lavas subhorizontales del volcán Peteroa-Azufre cubren discordantemente tanto a las rocas deformadas de la Formación Abanico, como a los cuerpos plutónicos granodioríticos que la intruyen. Al oriente, en cambio, ocupan el fondo del valle del Peñón y están cubiertas por los productos del volcán Planchón 1. Los depósitos piroclásticos más recientes del Planchón cubren casi completamente a la unidad Peteroa-Azufre en el flanco oriental del complejo.

Las secuencias del PA están formadas por alternancias, en capas de 5 a 30 m de espesor, de rocas porosas piroclásticas de caída, aglutinadas o soldadas de tipo escoriáceas en las facies proximales, dispuestas en las partes altas de los cerros Peteroa y Azufre, y en los filos que descienden de ellos (Fig. 5). Destacan algunos niveles de color amarillo y negruzco, así como capas de lavas y aglomerados líticos pardo grisáceos. En los sectores más distales y bajos de la secuencia predominan las lavas y lavas brechosas autoclásticas, las que corresponden a las litologías más comunes de la zona oriental del complejo (valles del Peñón y de los Baños). Las capas exhiben variaciones de color entre grises y pardo rojizos, mostrando diferencias de espesor, disposición y color entre las distintas laderas, que permitirían inferir de más de un centro de emisión (etapas 1 y 2). Desde el flanco sur del valle glacial del arroyo del Peñón hacia el sur, esta serie aparece atravesada por filones dacíticos, levemente porfíricos, de orientación NE a este-oeste, de hasta 30 m de espesor, con contactos bien definidos respecto de las rocas de caja.

Las rocas de la unidad Peteroa-Azufre exhiben un amplio espectro petrográfico, que incluye basaltos, andesitas basálticas, andesitas y dacitas. Los basaltos son porfíricos con plagioclasa abundante y olivino en proporciones moderadas a abundantes y sólo ocasionalmente presentan clinopiroxeno. Las andesitas basálticas son de mineralogía y textura semejante, pero el ortopiroxeno predomina respecto del olivino. Las andesitas son ligeramente menos porfíricas, mostrando una coexistencia de clino y ortopiroxeno. Las dacitas, en cambio, que es la composición común de los filones, presentan texturas afaníticas a ligeramente porfíricas, con fenocristales de plagioclasa y escasos piroxenos.



FIG. 4. Vista panorámica, desde el este, del arco morrénico **a**- del valle del Peñón (2 430 m s. n. m.) Al fondo, izquierda, **b**- secuencias de la unidad Peteroa-Azufre. A la derecha, en segundo plano, **c**- depósitos piroclásticos de la unidad Planchón 3 (Oleada Valenzuela y Flujo Los Ciegos).



FIG. 5. **a**- Sucesión de capas de lavas y piroclastos típica del cerro Azufre, en el flanco sur del valle glacial del arroyo de los Baños. En primer plano, **b**- depósito piroclástico de pómez. Vista al oeste.

El profundo grado de erosión que muestra la unidad más antigua del volcán Peteroa-Azufre no permite determinar su centro de emisión, aunque es posible que el cerro Peteroa corresponda a un remanente próximo a una fuente de emisión. Las lavas de la parte norte provienen de la estructura cónica más joven (etapa 2). El primer antecedente cronológico indirecto para esta unidad fue aportado por Hildreth *et al.* (1984), quienes informaron una edad K-Ar de  $0,55 \pm 0,05$  Ma para una lava que podría ser equivalente a las rocas más antiguas del complejo Planchón-Peteroa, en el valle del río Colorado, al SW del volcán. Tres nuevas edades radiométricas K-Ar (roca total), realizadas en el INGEIS de Buenos Aires, para muestras provenientes del flanco norte del valle de los Baños con  $1,20 \pm 0,03$  Ma, del lado norte del valle del Peñón con  $0,73 \pm 0,02$  Ma y de un filón dacítico, ubicado al sur del mismo valle, con  $0,69 \pm 0,02$  Ma (Tabla 1), parecen confirmar la edad pleistocena media de la unidad Peteroa-Azufre.

TABLA 1. DATOS ANALITICOS DE EDADES K-AR EN ROCA TOTAL DE MUESTRAS DE LA UNIDAD PETEROA-AZUFRE.

Nº Muestras (correlativo)	Ubicación	% K Total	Vol $^{40}\text{K}$ ( $\times 10^{-6}$ mol/g)	Vol $^{40}\text{Ar}$ (rad $\forall 10^{-8}$ mol/g)	% Ar atm	Edad $\pm 2$ s (Ma)
(1) VP-12	35°16,5'S / 70°30,5'W	2,36	7,045	0,028	90,2	0,69 $\pm$ 0,20
(2) VP-31	35°15'S / 70°32,3'W	1,54	4,597	0,020	91,6	0,73 $\pm$ 0,02
(3) VP-22	35°17'S / 70°32,5'W	1,18	3,522	0,025	96,7	1,20 $\pm$ 0,03

### VOLCAN PLANCHON 1 (P1)

El volcán Planchón 1 es la segunda unidad más antigua del CVPP. Está constituido por una estructura volcánica semicónica bien definida, afectada por intensa erosión glacial. La estructura se desarrolla en la parte norte y NE del CVPP, con pendientes que descienden desde los 35° en las partes altas, hasta los 20° en los sectores bajos de los faldeos. Sobre sus laderas oriental y prin-

principalmente NE, se observan profundos valles glaciarios bordeados por depósitos morrénicos que cubren los materiales constituyentes del volcán. En su cima, cuyas cotas máximas corresponden al morro El Planchón (3.977 m s.n.m.) y volcán Planchón (3.920 m s.n.m.), éste exhibe un amplio cráter abierto hacia el SW, que conforma un anfiteatro o 'caldera de avalancha' con forma de herradura, de 3 km de diámetro, a partir de la cual se generó el Depósito de Detritos Volcánicos del Planchón-Teno (P1pt). El volcán Planchón 1 se apoya sobre los productos del sistema Peteroa-Azufre, notablemente más erosionados (Fig. 2). Está cubierto, a su vez, por los productos emitidos durante las etapas 2 y 3. La unidad Planchón 1 es equivalente a la unidad más antigua (Volcán Planchón) de Tormey *et al.* (1989, 1995).

El volcán Planchón 1 abarca una superficie expuesta de entre 35 y 40 km<sup>2</sup> y, desde su base oriental y norte, se eleva por más de 600 m. Hacia el oeste alcanza un desnivel notable, sobrepasando los 2.500 m de altura absoluta, pudiendo ser esa circunstancia una de las causas que originó el colapso de ese sector del edificio. Como consecuencia de ello y la posterior erosión, hacia occidente ha quedado expuesta una sección de más de 1.000 m de materiales asociados al Planchón 1 (Fig. 6), predominantemente lavas, aunque se ha informado la presencia de depósitos piroclásticos. Tormey *et al.* (1989) indican que los depósitos laháricos, aunque no son comunes en la secuencia, ocurren en la parte baja de la sección nororiental con un espesor de 50 m. A éstos suceden lavas almohadilladas y coladas de basaltos, a medida que se establecía el nuevo centro de emisión, probablemente bajo un importante casquete glaciario. Hildreth (comunicación epistolar, 1996) indica, por otro lado, que depósitos piroclásticos bien consolidados ocurren en sectores altos, cercanos al cráter.

La continuidad de las sucesiones de coladas de lava de pequeños volúmenes y espesores de hasta 5 m, sugiere que el edificio volcánico se construyó en forma relativamente rápida y, aparentemente, sin que éste haya sido interrumpido por glaciaciones profundas. La mayoría de las coladas presentan color gris oscuro a negro, con partes superiores pardo rojizas por efecto de oxidación y desarrollo de texturas de tipo 'aa'. Como es habitual en este tipo de lavas, la parte inferior se muestra autobrechizada, dejando al medio una sección minoritaria, compacta.

Las lavas del Planchón 1 corresponden sólo a basaltos y andesitas basálticas. En general, son rocas porfiríticas con abundantes fenocristales de plagioclasa y, en menor proporción, de

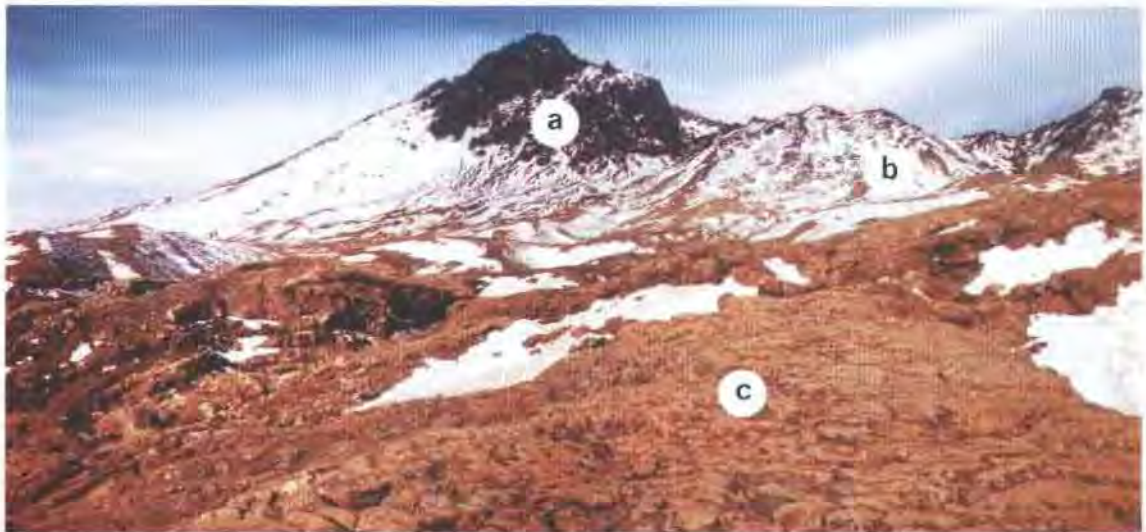


FIG. 6. Vista al este del volcán Planchón. Al centro izquierda, **a**- estructura erosionada del volcán Planchón 1, que expone una sucesión de más de 1.000 m, manteniendo al norte. Hacia la derecha, **b**- estructura del Planchón 2 y **c**- sus lavas aborregadas en primer plano.

olivino. Sólo algunas muestras presentan cantidades reducidas de clinopiroxeno. La masa fundamental es oscura y afanítica. Según Tormey *et al.* (1989), las lavas porfíricas ricas en plagioclasa del Planchón 1 se pudieron haber generado a poca profundidad, después de períodos breves de almacenamiento preeruptivo. Químicamente, se ubican en un área restringida entre el campo de los basaltos y las andesitas basálticas (ver subcapítulo Geoquímica).

La degradación del volcán Planchón 1, aunque muestra claras evidencias de erosión glacial con desarrollo de escarpes desde la parte alta hasta las laderas inferiores, es notablemente menos profunda que la de la unidad Peteroa-Azufre. Por el momento, no existen evidencias geocronológicas directas ni cronoestratigráficas que permitan precisar su edad, la que, tentativamente, se asigna al Pleistoceno superior. De acuerdo a los estudios petrológicos realizados a lo largo de los Andes del Sur, el Planchón 1 constituye el centro de emisión basáltico más septentrional de este segmento andino (Tormey *et al.*, 1989, 1995).

### Depósito de Detritos Volcánicos Planchón-Teno (P1pt)

Las características morfológicas del Planchón 1, con el desarrollo de una conspicua caldera de avalancha (Fig. 2), permiten señalar que su evolución culminó con el colapso gravitacional del sector occidental del edificio, dando origen a un gran depósito de escombros volcánicos. Por su relevancia, esta unidad se analiza separadamente de la estructura principal.

El Depósito de Detritos Volcánicos Planchón-Teno (DDVPT) constituye un depósito caótico de escombros generado por el colapso catastrófico del sector oeste-suroeste del Planchón 1



FIG. 7. En primer plano, **a**- basaltos columnares de la unidad Planchón 2 cubren, en el fondo del valle glacial, a facies proximales **b**- del Depósito de Detritos Volcánicos Planchón-Teno (DDVPT) que forman los flancos del río de los Cajones, afluente del Claro.

(Naranjo *et al.*, 1997). Esta acumulación forma parte del relleno principal del fondo y altas terrazas del valle glacial del río Claro, así como del río Teno, hacia el NW del volcán. Al oeste de Los Queñes, cubre a depósitos fluvio-glaciales, mientras que en los sectores proximales, está cubierto por coladas columnares de lava basáltica pertenecientes al Planchón 2 (Fig. 7). Este depósito fue labrado, con posterioridad, durante las distintas etapas de incisión del valle de los ríos Claro y Teno, dando origen a notables terrazas. Localmente, está cubierto por depósitos de remoción en masa producidos por colapsos gravitacionales de las abruptas laderas de esos valles.

El DDVPT se distribuye a lo largo de los valles de los ríos Claro y Teno. A partir de la confluencia de ambos, en la localidad de Los Queñes, afloran remanentes de esta unidad, los que continúan 13 km aguas arriba hacia el este, por el Teno, hasta la cota -900 m s.n.m., esto es, 230 m más alto que la cota de la unión con el Claro. Aguas abajo de esa confluencia, a medida que el valle del Teno se abre, sus afloramientos se ensanchan, rellenando incluso el fondo de quebradas afluentes. En la Depresión Central alcanza un ancho máximo de 16 km, conformando un abanico de dispersión de más de 28 km de largo máximo que se extiende hasta la localidad de Teno y faldeos orientales de la Cordillera de la Costa, para terminar en la localidad de Rauco, a una cota de 175 m s.n.m., el sector más distal del depósito, situado a 95 km desde el volcán. Este abanico presenta una altura de 25 m sobre los depósitos aluviales de la Depresión Central. En sus bordes se reconocen 'levées' o bancos laterales de 2 a 3 km de ancho y un canal central, de 9-10 km de ancho (ubicado a 5-10 m más bajo respecto de los 'levées'), por donde retomó su curso el río Teno. Este depósito abarcó, originalmente, una superficie de a lo menos 370 km<sup>2</sup>.

El DDVPT muestra espesores variables entre 30-50 m en los sectores proximales y medios. En las partes distales, los espesores sobrepasan los 25 m, lo cual se deduce de los antecedentes de los pozos de captación de agua realizados por la empresa de agua potable ESSAM. Asumiendo un espesor medio de entre 25 y 30 m para el depósito de flujo de detritos, se puede estimar un volumen original, probablemente mayor que 10 km<sup>3</sup> (Naranjo *et al.*, 1997).

El depósito muestra una textura homogénea, con fragmentos gruesos (>1 m de diámetro),

que llegan a constituir megaclastos de varias decenas de metros, 'flotando' en una matriz de grano más fino, que incluye, a su vez, clastos en el intervalo de 2 mm a 1 m y una fracción fina >2 mm. El depósito presenta, por lo general, color gris a gris-púrpura y rojizo. Los clastos relativamente frescos, moderadamente porfíricos, de basaltos y andesitas basálticas de plagioclasa y olivino, poseen la misma composición que las rocas del volcán Planchón 1. Localmente, la matriz intermegaclasto se presenta endurecida y hasta bien consolidada, con contenidos mayoritarios de ceniza fina levemente oxidada, de fragmentos subredondeados a subangulosos de líticos basáltico-escoriáceos, líticos alterados y fragmentos de cristales de plagioclasa y olivino, subordinados (Fig. 8). Los clastos claramente juveniles, como bloques con diaclasamiento prismático, son muy escasos, lo que sugiere que el colapso no



FIG. 8. El DDVPT está constituido por bloques relativamente frescos de basaltos en una matriz endurecida y hasta bien consolidada de ceniza fina, al este de Los Queñes.

estuvo directamente asociado a actividad magmática, favoreciendo la hipótesis que el factor desencadenante habría estado vinculado a alguna debilidad tectónica local, bajo la estructura del volcán Planchón (Naranjo *et al.*, 1977). Sin embargo, son comunes los megaclastos parcialmente disgregados que muestran estructuras de rompecabezas (Shreve, 1968). En las diferentes fracciones, se han observado también clastos accidentales, generalmente redondeados, de granitoides y lavas del basamento prevolcánico.

En el área comprendida entre los 'levées' del abanico de dispersión, ocurre un nivel menos consolidado, ocasionalmente suelto, con espesores de hasta 3 m, que cubre la matriz intermegaclasto e incluso se acuña contra los montículos o cerrillos. Exhibe una textura bimodal, es matriz soportado e incluye numerosos rodados accidentales de gravas de hasta 1 m de diámetro (>20 %). El color pardo rosáceo de su matriz contrasta con los tonos grisáceos del depósito inferior endurecido y no muestra estratificación interna. Este depósito se interpreta como el remanente de un sobreflujo encauzado sobre el canal central, entre los 'levées' del DDVPT, probablemente como consecuencia de la ruptura del represamiento originado por la obstrucción de los valles.

Visionariamente, MacPhail (1973) interpretó que el volumen de este depósito podría ser equivalente a un cono hipotético de 1 km de altura con una base cercana a 6 km de diámetro, edificado sobre el actual volcán Planchón (Figs. 2, 6). Considerando que el colapso que produjo el flujo significó un descenso vertical del sector del edificio volcánico (H) de a lo menos 3.800 m, su coeficiente de fricción equivalente, H/L (Heim, 1932; Shreve, 1968; Iverson, 1997) fue de 0,04 (Naranjo *et al.*, 1997). Teniendo en cuenta que el frente del depósito está obliterado, esta razón puede ser sólo un valor mínimo, lo que indica, según los registros aportados por Ui (1983) y Siebert *et al.* (1987), que puede ser uno de los flujos más móviles reconocidos hasta ahora en el mundo.

Entre los rasgos morfológicos superficiales más característicos de este depósito destaca la presencia de numerosos cerrillos o 'hummocks', formados por grandes bloques de lava y fragmentos del edificio volcánico colapsado, transportados inmersos en el flujo de alta densidad (Fig. 9). MacPhail (1973) analizó una muestra estadística de 55 cerrillos determinando que sus



FIG. 9. Cerrillo correspondiente a un megabloque de roca basáltica con sectores oxidados, que formaron parte de la estructura del Planchón 1. Al NE de Tenó, -75 km al NW del volcán.

alturas varían entre 2,6 y 11,6 m y que el 42% se eleva entre 4 y 6 m; los dos tercios entre 4 y 8 m. El largo varía entre 11,2 y 124 m, siendo, en general, 10 veces mayor que la altura. El 38% de los cerrillos tiene una longitud basal entre 40 y 60 m, y dos tercios entre 40 y 80 m. Su mayor concentración ocurre en los bancos laterales del abanico distal y en el sector frontal de éste contra los cerros de la Cordillera de la Costa, aunque también una alta concentración de cerrillos ocurre en el flanco norte del valle del Teno, sector El Cuiñar, 6 km al oeste de Los Queñes. La concentración de los cerrillos parece estar gobernada por un aumento local de la densidad y, en consecuencia, una disminución de la movilidad del flujo de detritos durante su emplazamiento.

Sobre la base de una datación radiométrica  $C^{14}$  en madera fósil obtenida al NE de Teno, aportada por R. Barozzi (comunicación oral, 1987), Hauser (1990, 1993) asignó una edad de  $12 \pm 0,6$  ka a los depósitos del flujo de detritos volcánicos, a los cuales denomina 'laháricos'. Desafortunadamente, no se dispone de los datos descriptivos de ese análisis efectuado en España. El aspecto del depósito y el grado de consolidación que muestra, parecieran indicar que es demasiado antiguo para obtener de él una datación radiométrica  $C^{14}$  confiable. El hecho que las facies proximales del DDVPT están cubiertas por coladas de lava que muestran evidencias de erosión glacial (Fig. 7), aún a cotas menores que 1.250 m s.n.m., sugiere que esta unidad es posiblemente anterior al último pulso glacial y tendría, por lo tanto, una edad pleistocena superior.

Con el emplazamiento de la avalancha Planchón-Teno, culmina la actividad del volcán Planchón 1. Investigaciones realizadas a partir de la erupción del volcán Saint Helens en el estado de Washington, EE.UU., en mayo de 1980 (Lipman y Mullineaux, 1981), han permitido conocer en detalle las características complejas y múltiples fenómenos que acompañan la formación y emplazamiento de un flujo cohesivo de detritos volcánicos conocidos como lahares (Cas y Wright, 1987). Estos deben su alta movilidad y mecánica de flujo a la presencia de una fracción limo-arcillosa en su matriz (Scott, 1988; Scott *et al.*, 1995).

## **VOLCAN PLANCHON 2 (P2)**

El volcán Planchón 2 corresponde a una estructura cónica anidada al interior de la caldera generada por el colapso del Planchón 1. Presenta un cráter parcialmente erosionado de 2 km de diámetro, del cual se preserva su borde norte y oeste (Figs. 2, 6, 10). Al oriente, está cubierto por los productos del Planchón 3, más joven. La estructura, que muestra una altura de 1.200 m sobre su base, está formada fundamentalmente por coladas de lava, algunas de las cuales, alcanzan hasta 19 km de largo en el valle del Claro, donde se disponen sobre el Depósito de Detritos Volcánicos Planchón-Teno y forman prominentes cornisas columnares (Fig. 7). En superficie, las lavas se presentan aborregadas, con estrías glaciarias y están parcialmente cubiertas por depósitos morrénicos en sectores proximales al centro de emisión (Fig. 6). La unidad Planchón 2 cubre una superficie de 30 km<sup>2</sup> y su volumen se estima en 3,5 km<sup>3</sup>.

El edificio del Planchón 2 ocupa el sector WNW del CVPP y está formado por una sucesión homogénea de coladas de lava de 2-3 m de espesor en los sectores proximales de mayor pendiente, que varían a capas de lavas columnares de 5-12 m en las facies distales. Petrográfica y químicamente son andesitas basálticas, porfíricas y vesiculares, frescas, de color gris oscuro. Su mineralogía incluye abundante plagioclasa y contenidos menores de olivino y escaso ortopiroxeno.

A 1.500 m de altura, sobre una cornisa del estero Infiernillo, se observa una colada de andesitabasáltica que muestra estructuras de diaclasamiento dentado ('hackly-jointing'). Este tipo de diaclasamiento se ha interpretado como producto de un enfriamiento rápido, desde la superficie de la colada, por la percolación de agua bajo el hielo, similar a lo que se ha descrito para lavas subglaciarias en otros volcanes andinos (Dixon *et al.*, 1995). La presencia de lavas que fueron emitidas bajo el hielo a cotas relativamente bajas, sugiere una edad mínima equivalente al último Interglacial para las lavas del Planchón 2.

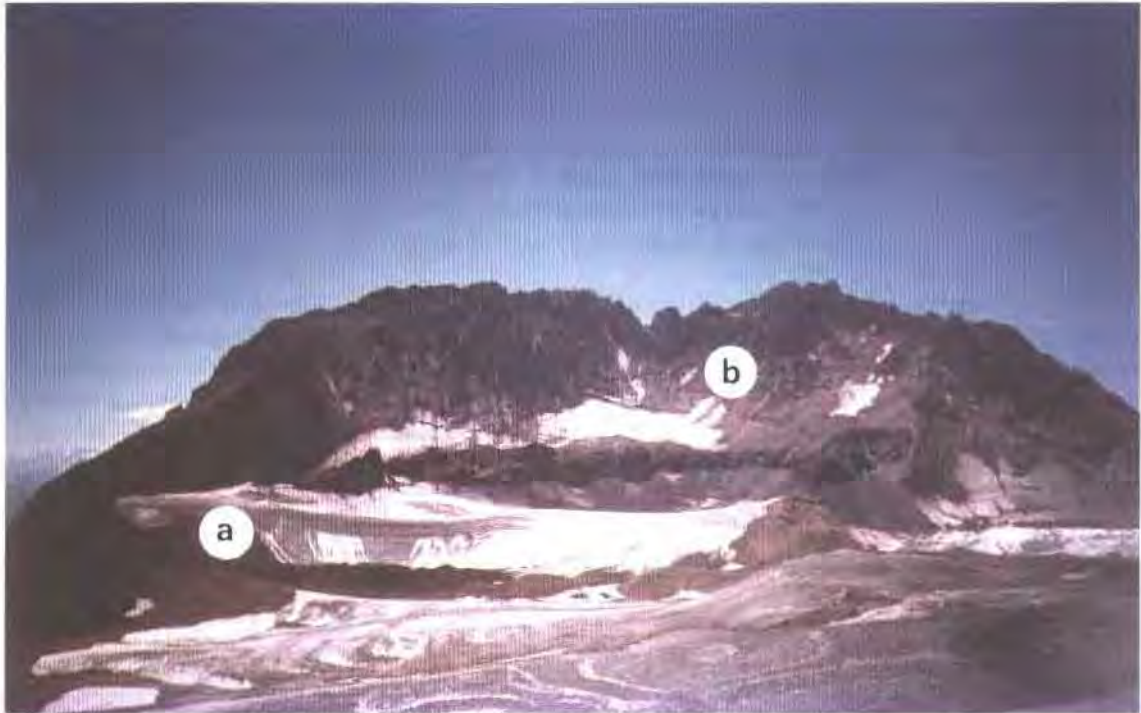


FIG. 10. Vista aérea hacia el norte del **a**- cráter del volcán Planchón 2 (1,5 x 2 km), anidado en la caldera **b**- del Planchón 1 (Gentileza: M. Gardeweg).

La similar composición existente entre las lavas del Planchón 1 y del Planchón 2, indicaría una evolución muy rápida, después de la abrupta liberación de la sobrecarga asociada a la estructura del Planchón 1 debido al colapso de aquella. La presencia de coladas de lava de hasta 19 km de largo es prueba de la alta tasa de efusión.

### **VOLCAN PLANCHON 3 (P3)**

El volcán Planchón 3 corresponde a una estructura edificada sobre el sector SE de la caldera asociada al flujo de detritos del Planchón 1. Constituye el volcán actualmente activo del complejo, desde donde se han emitido los productos de la secuencia volcánica más reciente, asociados a la denominada Epoca Eruptiva Peteroa (Haller *et al.*, 1994). Las erupciones, mayoritariamente piroclásticas, relacionadas a esta estructura, ocurrieron a través de, a lo menos, 5 cráteres principales, superficialmente independientes, dos de los cuales se formaron durante la última erupción ocurrida en febrero de 1991 (Fig. 11). Las formas y depósitos vinculados a esta unidad se presentan mejor preservados que las unidades anteriores, por lo que se describen como subunidades separadas que ilustran la actividad más reciente del complejo.

#### **Cráter de Explosión Antiguo y depósitos asociados indiferenciados (P3i)**

El cráter de explosión ubicado en el extremo suroriental de la caldera de avalancha es la estructura más antigua y mayor del volcán Planchón 3 (Fig. 11). Corresponde a un cráter compuesto en el cual una estructura externa anida un cráter menor, indicando que se formó a través de más de un evento eruptivo. El Cráter de Explosión Antiguo tiene forma subcircular, con 500 m de diámetro y muestra una elevación y acumulación mayor de materiales en la pared sur, la cual





FIG. 11. Vista aérea oblicua hacia el SE de los cráteres de la unidad Planchón 3, anidados sobre el sector SE del Planchón 2, tomada en diciembre de 1998. Al fondo, **a**- Cráter de Explosión Antigua, el de mayor diámetro; **b**- cráter Los Baños, el cual en su borde oriental muestra gruesos depósitos proximales de la Pómez Los Baños y en su borde occidental una intensa fumarola; al fondo del cráter, un lago de aguas turbias; **c**- el cráter doble inicial de la erupción de 1991 y al norte **d**- el cráter aparecido después del 11 de febrero de 1991. En primer plano, **e**- el cono de escoria y lava de la unidad P3cc; la lava fue emitida desde la hendidura de la parte norte del cono.

exhibe un escarpe vertical de más de 150 m de alto e inclinaciones radiales del faldeo relativamente pronunciadas. En el fondo incluye un pequeño lago elongado en dirección NE, de aguas color turquesa.

Los escarpes interiores de este cráter muestran alternancias de capas grises, pardo rojizas y amarillas (alteradas), correspondientes principalmente a depósitos de materiales eyectados por sus propias erupciones. La inclinación de esos escarpes y la pendiente radial de sus flancos, no ha permitido la formación de hielo.

Los productos piroclásticos eyectados por este cráter varían composicionalmente entre andesitas basálticas y andesitas. Las características de los depósitos piroclásticos distales, así como la edad de los mismos, serán discutidos en los párrafos que siguen.

### Oleada Piroclástica Valenzuela (P3v)

La Oleada Piroclástica Valenzuela es un depósito de color gris oscuro a medio, de cenizas finamente laminadas, que afloran a lo largo del valle del río Valenzuela, desde su tributario principal, el río de Los Ciegos. Constituye un depósito piroclástico no consolidado que Haller *et al.* (1994) denominaron Toba Valenzuela, que infrayace a depósitos de morrenas frontales ubicados a una cota de aproximadamente 2.450 m s.n.m. En la parte norte, el depósito de la Oleada Piroclástica Valenzuela infrayace directamente al depósito del Flujo Piroclástico Los Ciegos e, invariablemente, se encuentra bajo el Depósito de Pómez Los Baños (Fig. 12).

Este depósito aflora principalmente a lo largo de la parte baja del valle del río Los Ciegos-Valenzuela y, aisladamente, al oriente del Cráter de Explosión Antiguo, sobre el flanco del volcán Planchón. Desde allí al sur, se reconoce en forma discontinua sobre los faldeos del cerro Peteroa y aguas abajo, a lo largo de la ladera sur del valle del río Valenzuela, hasta 25 km del volcán Planchón. Abarca una superficie de aproximadamente 18 km<sup>2</sup>. La Oleada Piroclástica Valenzuela se acumuló como un depósito relativamente delgado; su espesor máximo expuesto alcanza hasta 4 m, en el eje del valle y se adelgaza hasta escasos centímetros subiendo las laderas de éste. Su volumen pudo alcanzar entre 0,02 y 0,025 km<sup>3</sup>.



FIG. 12. Depósito de la oleada Valenzuela bajo el Depósito de Pómez Los Baños a la salida del arroyo del mismo nombre. Las cenizas de la oleada muestran estratificación planar con truncaciones de bajo ángulo, con láminas internamente gradadas.

Internamente, el depósito de la oleada Valenzuela presenta estratificación en láminas y capas unidireccionales, estratificación entrecruzada, gradación granulométrica y dunas trepadoras. Localmente, presenta laminación planar con truncaciones de muy bajo ángulo (Fig. 12) y canales de erosión festoneados. Las facies distales a lo largo del flanco sur del río Valenzuela, aparecen intercaladas con depósitos epiclásticos disturbados por el emplazamiento de alta energía de la oleada, los cuales sobreyacen a un depósito cogenético de caída de lapilli, de escorias y líficos juveniles, bandeado, de 25 cm de espesor, cuya composición corresponde a una andesita de bajo contenido de sílice (Fig. 13).

El depósito exhibe evidencias de haber sido emplazado con algún grado de humedad, ya que, en diversos sectores, se reconocen intercalaciones de hasta 3 cm de niveles ricos en vesículas, con paredes oxidadas, correspondientes a burbujas de vapor atrapadas (Fig. 14). En sectores donde el flujo se acumuló sobre pendientes de hasta 30°, ocurren algunas estructuras producidas por aplastamiento y deformación plástica penecontemporánea.

El depósito está constituido por fragmentos angulosos de cenizas juveniles (finas a gruesas) con diversos grados de vesiculación, desde pómez (tubulares), ahumadas, escorias ( $\bar{m} = 0,2-0,8$  mm), hasta fragmentos no vesiculares cogenéticos (obsidiana). Capas ricas en polvo de esquirlas translúcidas de vidrio ( $<<0,1$  mm) exhiben un color gris claro a blanco. Los fragmentos de cristales de plagioclasa y algo de olivino son comunes, así como de magnetita. Ocasionalmente, presenta líficos accesorios y accidentales de diámetro menor que 10 cm.

La escasez de vegetación del sector oriental del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, disminuye la posibilidad de hallar madera carbonizada inmersa en el depósito, aunque se reconocieron restos vegetales (vegas) incorporados que fueron datados. Otra muestra de sedimentos orgánicos asociados a depósitos epiclásticos disturbados intercalados entre niveles de oleadas (Fig. 13) fue también fechada por la técnica AMS (Accelerator Mass Spectrometry) en el Laboratorio Beta Analytic. Ambas indicaron valores concordantes de  $7.010 \pm 70$  y  $7.000 \pm 60$  AP.

El depósito de Oleada Piroclástica Valenzuela se emplazó como un flujo turbulento de baja concentración de partículas y altamente expandido hacia el sector oriental del volcán Planchón, a velocidades altas (varias decenas de m/s) y a una temperatura probablemente menor que 100°C. Su alto grado de fragmentación, sumado a las evidencias de un cierto contenido de humedad, permiten clasificarlo como un depósito de oleada de base e inferir que se originó por colapso de una columna de erupción freatomagmática, según los criterios descritos en la literatura (Cas y Wright, 1987). Si se considera la razón agua/magma de la interacción que originó las explosiones freatomagmáticas (Sheridan y Wohletz, 1981), la erupción de la oleada Valenzuela habría ocurrido en presencia de un casquete glaciarío mucho más importante que el actual, capaz de alimentar las lenguas que lo cubrieron. Por otra parte, considerando que es el depósito piroclástico más antiguo y el de mayor magnitud del volcán Planchón 3, es posible inferir que su fuente corresponde al cráter de explosión, también, más antiguo y mayor de ese volcán.

### **Flujo Piroclástico Los Ciegos (P3Lc)**

El Flujo Piroclástico Los Ciegos es un depósito caótico, matriz soportado de escorias que aflora sobre el faldeo oriental del volcán Planchón hasta el río de Los Ciegos, al este del cráter de explosión antiguo. Haller *et al.* (1994) lo definieron como un depósito de caída que se habría generado, principalmente, por la proyección balística de bombas (al cual denominaron Escoria/Bomba Solís) debido a que éstas predominan sobre la superficie del depósito (Fig. 15). Esta subunidad se dispone inmediatamente sobre el depósito de Oleada Piroclástica Valenzuela y, en los faldeos del Planchón, infrayace a los depósitos pumíceos Los Baños.

El flujo los Ciegos se distribuye al oriente del Cráter de Explosión Antiguo, constituyendo, sus facies proximales, un delgado barniz sobre el flanco oriental del volcán Planchón. Su mayor acumulación ocurre a partir del brusco cambio de pendiente, sobre el llano al oeste del río Los Ciegos, donde el depósito alcanza una potencia de hasta 2 m, acuniéndose hacia la ribera occi-

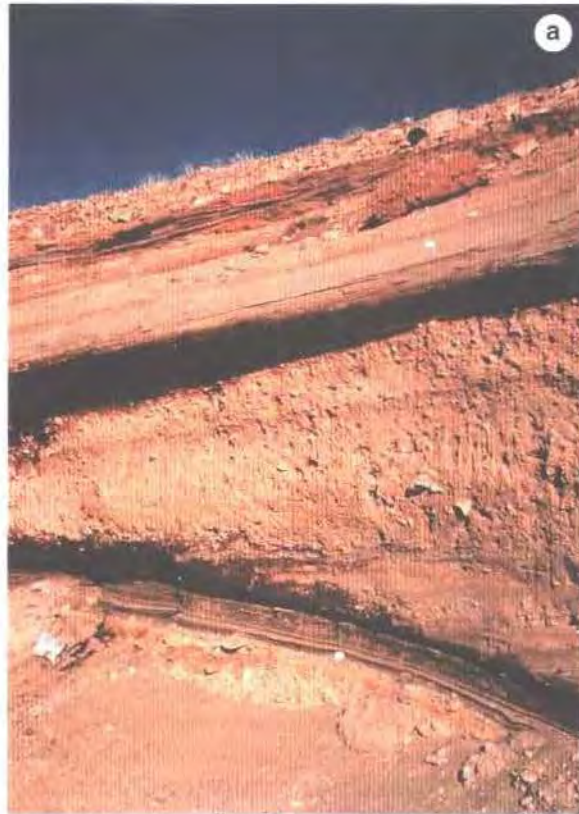


FIG. 13. **a-** Depósito de caída de escorias cubierto por material epiclástico inestable y capas de cenizas de la oleada Valenzuela. **b-** Detalle que muestra los lentes de la oleada Valenzuela entremezclados con sedimentos epiclásticos. Valle del río Valenzuela.



FIG. 14. Depósito de Oleada Piroclástica Valenzuela que muestra nivel claro de cenizas parcialmente desgarrado, rico en vesículas de vapor de agua. bajo el cual hay truncaciones de bajo ángulo; por encima, se ven dunas trepadoras y pequeños canales de erosión.

dental del río. Cubre una superficie aproximada de  $6 \text{ km}^2$  y su volumen total se estima en tan sólo  $0,003 \text{ km}^3$ .

No existen cortes que muestren una sección completa del depósito. No obstante, en superficie exhibe algunos rasgos texturales característicos. Corresponde a un depósito mal seleccionado, constituido por una matriz de tamaño lapilli a ceniza, con fragmentos predominantemente escoriáceos subangulosos a subredondeados y líticos juveniles, con fragmentos alterados subordinados (Fig. 15). Las fracciones más finas están enriquecidas en cristales fragmentarios de plagioclasa y magnetita, además de esquirlas de vidrio oscuro. Los fragmentos juveniles de escoria son negros y tienen una textura vesicular y vítrea, con escaso (hasta 5%) contenido de cristales, principalmente fragmentarios de plagioclasa, olivino y ortopiroxeno, en orden decreciente, en una masa fundamental oscura y opaca, débilmente desvitrificada a palagonita.

El depósito presenta un enriquecimiento superficial en bombas causado por procesos de gradación por flotación durante el transporte. Durante el emplazamiento del flujo, las bombas escoriáceas fueron segregadas hacia la superficie, debido a que la densidad de la matriz era mayor, produciendo una gradación inversa en el depósito. Las bombas escoriáceas, de hasta 30 cm de diámetro, que ocupan un volumen aproximado de un 5%, sumado al contenido de escorias de la matriz, son causa de la tonalidad relativamente oscura del depósito en superficie (Fig. 15). Las bombas son vesiculares y presentan una superficie agrietada, causada por la contracción de la cubierta vídriosa con forma de coliflor (Fig. 16), característica de procesos hidroclásticos (Fisher y Schmincke, 1984). Químicamente, estas bombas corresponden a andesitas de bajo

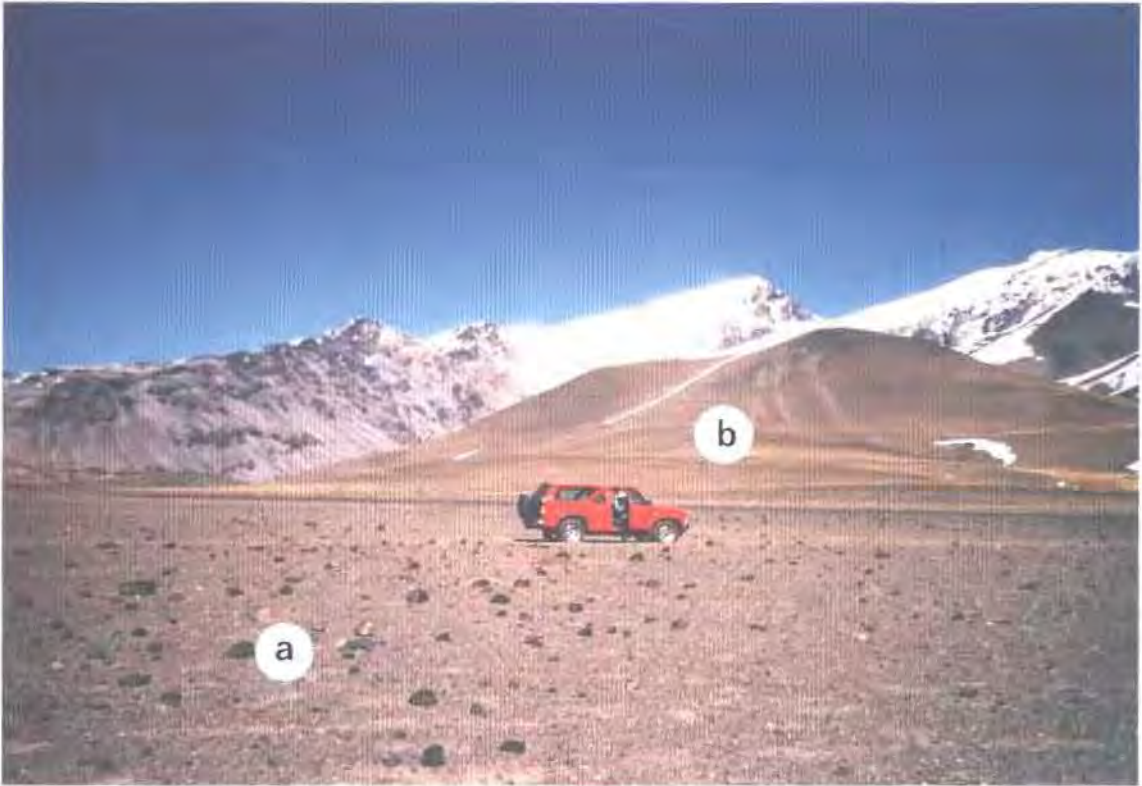


FIG. 15. Aspecto superficial del depósito del Flujo Piroclástico los Ciegos. La presencia **a**- de bombas y lapilli escoriáceo le confiere un tono superficial oscuro al depósito, lo que también se aprecia en los cerros **b**- del segundo plano. Vista al SW, al norte del valle del Peñón.

contenido de sílice y su composición es casi idéntica a aquella de los lapilli juveniles de las facies distales de la oleada Valenzuela.

Las características composicionales y texturales de sus bombas y su relación estratigráfica con la oleada Valenzuela, permiten inferir que la erupción del Flujo Piroclástico Los Ciegos estuvo estrechamente vinculada a aquella. Efectivamente, ambas muestran rasgos que señalan un origen por explosiones freatomagmáticas. La erupción habría evolucionado desde el colapso de una columna eruptiva freatomagmática, asociada a diversas explosiones que originaron oleadas de base de baja densidad (Oleada Piroclástica Valenzuela). Una disminución de la razón agua/magma habría incrementado la densidad de las explosiones, para generar un flujo piroclástico con mayor concentración de bombas escoriáceas (Flujo Piroclástico los Ciegos). En consecuencia, este último, también, tendría una edad holocena, muy cercana a los 7.000 AP y se habría originado en el Cráter de Explosión Antiguo.

### Depósitos de Caída del Paso Vergara

En el 'mallín' o vega, a lo largo del valle del río Los Ciegos-Valenzuela, se reconoce una sucesión de capas centimétricas que suman a un total de 0.6 m de cenizas interestratificadas con aparentes niveles de suelos. Corresponde a la sucesión que Haller *et al.* (1994) denominaron Cinerita Vergara.

Estas capas están formadas por niveles de cenizas, con espesores menores que 5 cm, acumuladas a sotavento del volcán Planchón 3, como consecuencia de explosiones menores. Sien-



FIG. 16. Bombas de escoria internamente vesiculares, de superficie con forma de coliflor agrietada, producida por enfriamiento hidroclástico, sobre el depósito del flujo los Ciegos.

do tan delgados, sólo fueron retenidos por las plantas del 'mallín', evitándose, de este modo, la dispersión producida por los fuertes vientos imperantes en la zona.

Se distinguen, a lo menos, 14 niveles de cenizas finas a gruesas, entre las cuales predominan los fragmentos juveniles andesítico-basálticos de escorias y líticos, con abundantes contenidos de plagioclasa y esquirlas de vidrio pumíceo ahumado.

Se intentó, pero no se pudo obtener, dentro de la secuencia, material orgánico factible de fechar por métodos regulares de  $C^{14}$ , debido a lo cual, no existen antecedentes que permitan determinar su edad. Aunque, tampoco se determinó con certeza su posición estratigráfica, se infiere, no obstante, que es más antigua que el Depósito de Pómez los Baños, aunque podría ser más joven que la Oleada Piroclástica Valenzuela, considerando la eventual dispersión de ésta bajo la vega del río de Los Ciegos-Valenzuela.

### Depósito de Pómez Los Baños (P3Lb)

El Depósito de Pómez Los Baños corresponde a una subunidad que aflora hacia el este y SE del segundo cráter del volcán Planchón 3 y está compuesta de lapilli de pómez de formas irregulares y color blanco a gris nacarado. Su fuente de origen corresponde al cráter Los Baños, ubicado al NE del grupo de cráteres del Planchón 3. Este cráter incluye un semicráter con un diámetro externo de casi 450 m y en cuyo interior se desarrolla uno menor, de sólo 150-200 m de diámetro, ocupado, en parte, por un lago ovalado de aguas turbias grisáceas y calientes, a ~90 m de profundidad del borde. A lo menos desde abril de 1996, se desprende una fumarola en su pared

occidental, que ha sido particularmente intensa y alta (200-300 m) desde fines de 1998 (Fig. 11).

Sobre el flanco oriental del volcán Planchón se reconocen facies de caída proximales del Depósito de Pómez Los Baños. Son facies soldadas, de bombas y lapilli, especialmente entre los 3.400 y 3.100 m s.n.m., donde alcanzan espesores de hasta 30 m. Por el soldamiento que este depósito presenta en las inmediaciones de su fuente, Haller *et al.* (1994) lo designaron como Flujo Pumíceo, denominando a las facies más distales, como Lapilli Molina. Torrey *et al.* (1989, p. 425), asociaron la erupción de pómez con el Depósito de Detritos Volcánicos Planchón-Teno (DDVPT), generado por el colapso del volcán Planchón 1, criterio que no es compartido en esta contribución. En el flanco oriental del Planchón, este depósito cubre al flujo Los Ciegos y oleada Valenzuela (Fig. 12) y tiene una distribución continua sobre el relieve hacia el suroeste. No obstante, no está presente en el fondo de los valles de los arroyos de Los Baños y del Peñón, encerrados por arcos morrénicos frontales a la cota 2.450 m, indicando que su depositación se produjo sobre los glaciares que rellenaban esos valles.

La figura 17 muestra el mapa de isópacas del depósito, elaborado considerando los espesores medidos en diversas localidades, en áreas planas de los valles. El eje de dispersión tiene una orientación N130°. El área de dispersión encerrada por las curvas de 5 y 10 cm se estima en 175 y 120 km<sup>2</sup>, respectivamente. A modo de comparación, el área abarcada por la isópaca de 10 cm de la segunda fase eruptiva del volcán Hudson en 1991, con un IEV=4, fue de 3.000-4.000 km<sup>2</sup> y el volumen total del depósito alcanzó aproximadamente 4 km<sup>3</sup> (Naranjo *et al.*, 1993). En el caso del Depósito de Pómez Los Baños, se estima un volumen máximo de tan sólo 0,03 km<sup>3</sup>, generado por una erupción, del tipo estromboliano a subpliniano de acuerdo al esquema de clasificación de Newhall y Self (1982) y cuyo IEV fue máximo 3.

Este depósito es, en general, bien seleccionado e internamente no muestra rasgos de estratificación, lo que sugiere un proceso eruptivo continuo. Generalmente presenta gradación inversa desde lapilli fino, en la base, a grueso en el techo; también muestra un nivel basal de ceniza gruesa que corresponde a <10% del espesor total del depósito. Los constituyentes juveniles corresponden mayoritariamente a pómez irregulares de gruesas vesículas; sin embargo, también incluyen lapilli escoriáceo (<10%). Gran parte de las pómez muestran bandas de escorias que dejan en evidencia procesos de mezcla de magmas, inmediatamente antes de la erupción, siendo, posiblemente este hecho, el factor desencadenante de la misma.

Microscópicamente, las pómez presentan abundantes vesículas, moderado contenido de fenocristales de plagioclasa zonada (<2 mm) y escasos cristales de orto y clinopiroxeno. Junto a ellos, en varios casos, coexisten cristales de biotita y olivino. La matriz muestra numerosos microlitos de plagioclasa (<0,1 mm), cuyo tamaño contrasta con el de aquéllos en las bandas escoriáceas (<0,02 mm). Estas muestran un contenido moderado de plagioclasa y olivino, y escaso piroxeno.

El contenido de SiO<sub>2</sub> de los productos juveniles del Depósito de Pómez Los Baños señala una tendencia a la bimodalidad (ver subcapítulo de Geoquímica). Los componentes más básicos son andesitas basálticas y andesitas, en cambio los más ácidos, son traquidacitas (dacitas de alto potasio), que corresponden a las rocas más evolucionadas, no sólo del volcán Planchón, sino también de todo el complejo Planchón-Peteroa. Algunos de estos análisis, efectuados sobre bandas pumíceas y escoriáceas de un mismo espécimen, revelan, procesos de mezcla de magmas. Estas características indicarían que la erupción estuvo asociada a la inyección de un volumen mayoritario de magma básico de baja viscosidad relativa, dentro de la parte alta de la cámara, ocupada por un magma dacítico viscoso de menor volumen, asumiendo el modelo de Kuochi y Sunagawa (1983).

En este trabajo, se fecharon por el método C<sup>14</sup> dos muestras de sedimentos orgánicos recolectadas del suelo inmediatamente bajo el depósito Los Baños. Las edades, obtenidas en el Laboratorio Beta Analytic, arrojaron resultados relativamente similares de 1.400±80 y 1.050±90 AP. Estos resultados, aunque no son concordantes, calibrados a año calendario indican que la erupción del Depósito de Pómez Los Baños habría tenido lugar en algún momento entre el año 500 y 1.200 de la Era Cristiana.



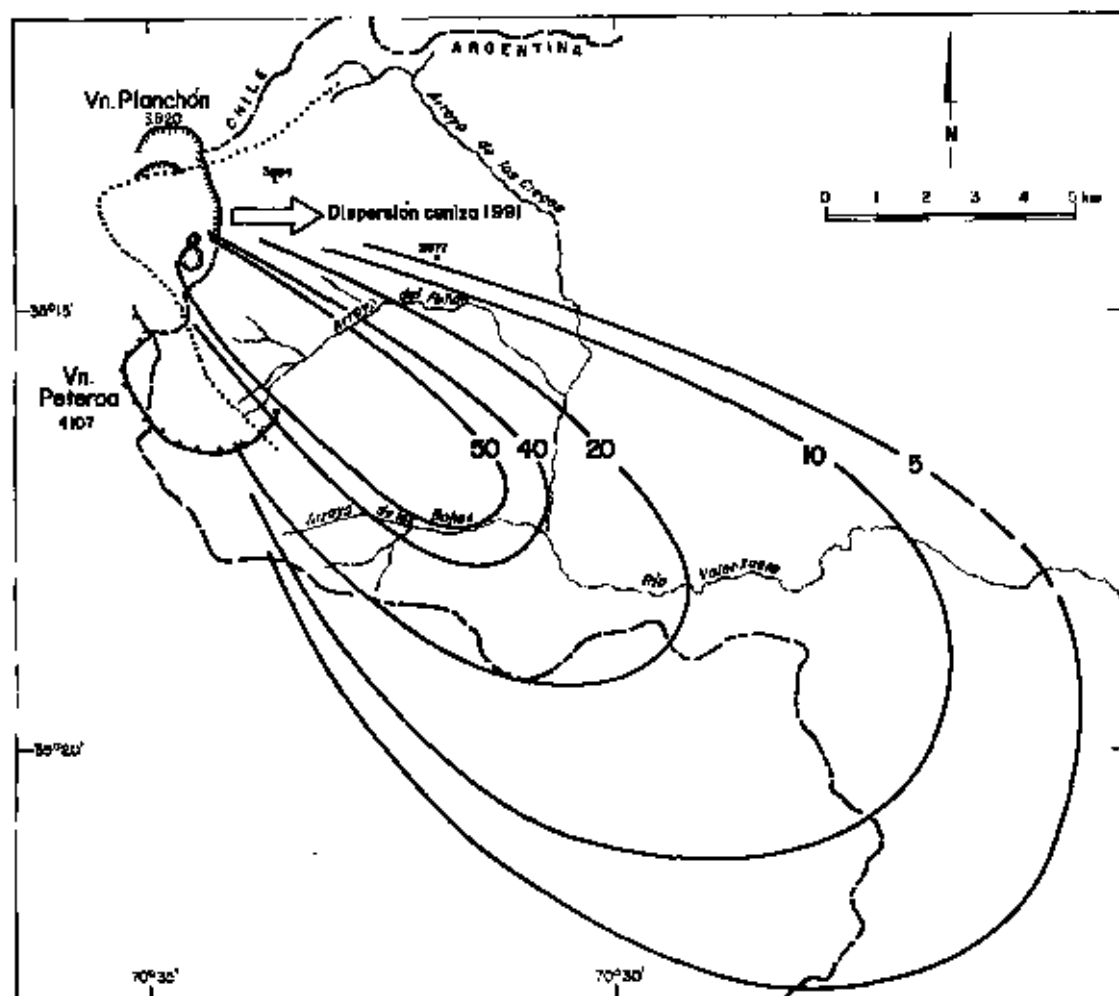


FIG. 17. Mapa de isópacas en centímetros del Depósito de Pómez Los Baños, que muestra un eje de dispersión al SE. A modo de comparación, se muestra la dispersión de las cenizas proximales de la erupción de febrero de 1991 (punteado), cuyo eje principal se dirige al este.

La presencia de magmas dacíticos evolucionados en un sistema dominado por basaltos a andesitas de bajo contenido de  $\text{SiO}_2$ , constituye un hecho único dentro del volcán Planchón. Esto podría deberse a un período prolongado de diferenciación en una pequeña cámara magmática, activa durante la evolución del Planchón 3. La diferencia de edad de varios miles de años entre las mayores erupciones explosivas holocenas (Oleada Valenzuela y Pómez Los Baños) es consistente con esta hipótesis.

Cabe hacer notar que el Depósito de Pómez Los Baños es temporalmente mucho más joven que el Depósito de Detritos Volcánicos Planchón-Teno (DDVPT) y por lo tanto, no está relacionado con el colapso de la estructura del Planchón 1, como lo sostuvieron Tormey *et al.* (1989, 1995).

### Colada de Lava y Cono de Escorias (P3cc)

Sobre la parte más elevada del sector suroriental del cráter del Planchón 2 se reconocen una colada de lava y un cono de escorias bien preservados, que constituyen un centro de emisión independiente de los cráteres Antiguo (P3i) y Los Baños, siendo de edad más reciente que aquéllos (Fig. 11). Tormey *et al.* (1989) y posteriormente, Haller *et al.* (1994) indicaron que esta colada y el cono de escorias se habrían formado durante el evento eruptivo ocurrido en 1937 (Boletín del Servicio Sismológico, 1937).

La colada de lava abarca una superficie de  $0,6 \times 0,4$  km y, en su frente occidental, tiene un espesor de hasta 20 m, totalizando un volumen aproximado de  $0,005$  km<sup>3</sup>. La colada muestra características físicas intermedias entre colada de tipo bloques y colada 'aa'. En superficie, exhibe estructuras de flujo, tales como cordones y depresiones, relativamente bien conservadas, que llevaron a Haller *et al.* (1994) a ubicar el lugar de emisión de la colada a 50 m al norte del cono de escorias. Sin embargo, observaciones realizadas mediante un sobrevuelo y nuevos ascensos al sector, en el marco del presente trabajo, indican que la colada de lava se habría originado efectivamente desde el cono de escorias, específicamente a partir de una hendidura en su flanco norte (Fig. 11). Los autores antes mencionados describieron actividad solfatárica bajo los sectores frontales de la colada.

Petrográficamente, la lava es porfírica, con abundante plagioclasa y en menor proporción olivino, además de clino y ortopiroxeno, en una matriz de textura microcristalina con más del 50% de vidrio y escasas vesículas.

El cono de escorias tiene un aspecto juvenil y está bien conservado. Es pequeño y tiene un diámetro basal de aproximadamente 150 m, con flancos asimétricos, siendo más alto el occidental, de ~60 m. Su cráter circular de ~75 m de diámetro, muestra una forma de embudo y está inclinado hacia el sureste. En la parte norte, exhibe una profunda hendidura que correspondería al sector colapsado debido al escurrimiento de la colada de lava (Fig. 11). El cono presenta una superficie suave por la acumulación de bombas y bloques escoriáceos de color gris oscuro a negro, comúnmente de hasta 40 cm de diámetro. Internamente, muestra niveles de piroclastos intensamente oxidados como consecuencia de la interacción de éstos y precipitaciones de nieve o agua.

La petrografía y composición química de los constituyentes juveniles del cono de escorias son similares a la colada de lava. Análisis químicos de dos muestras de escorias y dos de la lava se ubican en el límite entre las andesitas basálticas y andesitas. Este hecho corrobora no sólo la fuente común para la colada de lava y el cono de escorias, sino, además, la coetaneidad del proceso eruptivo que los generó.

Aunque el aspecto morfológico de la colada y del cono indica que se originaron en tiempos muy recientes, no existen antecedentes que permitan asociarlos a la erupción de 1937, como lo plantearon Tormey *et al.* (1989). Efectivamente, según la investigación de Petit-Breuilh (1996) en relación a la cronología eruptiva documentada del volcán Planchón, la erupción del 31 de enero a mayo de 1937, sólo incluyó explosiones menores acompañadas de intensa actividad fumarólica. En cambio, durante la erupción ocurrida un siglo antes, en febrero de 1837, una emisión de lavas produjo lahares a lo largo del río Claro-Teno (Bustillos, 1850, *in* Petit-Breuilh, 1996) que, según la descripción de ese autor, arrastraron bloques de hielo. Dado que, dentro de la evolución del complejo no existen otras lavas modernas capaces de generar flujos laháricos como aquéllos descritos por Bustillos (1850), es posible suponer que el cono de escorias y la colada de lava pudieron haberse originado durante la erupción de 1837.

### Cráteres y depósitos de cenizas de 1991 (P91)

A la 01:40 h del 9 de febrero de 1991 comenzó la última erupción del volcán Planchón 3, la que se mantuvo sin mayores cambios, por lo menos hasta el 15 de febrero (Bulletin of the Global Volcanism Network, 1991). Se trató de una erupción freatomagmática, acompañada de abun-

dante vapor de agua y azufre, probablemente en forma de  $H_2S$ , con pulsos densos menores de ceniza. Según las descripciones disponibles, la columna eruptiva promedió los 400-700 m de altura y, rara vez, excedió los 1.000 m sobre el cráter, no superando un IEV=1 (Figs. 2, 18).

La dispersión de la pluma se produjo a una altura de 5.000-6.000 m s.n.m. hacia el E-NE en territorio argentino, cubriendo una zona mayor que los 80 km de largo, por 30 km de ancho. La distribución de la ceniza proximal corrobora la dirección de dispersión como se aprecia en los mapas geológicos y de peligros fuera de texto, aunque ésta difiere de la dirección de la dispersión hacia el SE de la Pómez los Baños (Fig. 17).

Contaminación por aumento de la turbidez y descenso del pH a lo largo de los ríos Claro y Teno, ocurrió durante las fases iniciales de la erupción, cuando el agua eyectada del cráter, mezclada con hielo y tefra, escurrió hacia los valles (Bulletin of the Global Volcanism Network, 1991) indicando que la erupción no produjo lava que fundiera la delgada capa de hielo. En esas condiciones, la contaminación pudo producirse por la mezcla de ceniza con la cubierta de nieve en proceso de fusión estival.

La morfología del sector alto del Planchón 3 sufrió modificaciones a causa de la erupción. Efectivamente, 300 m al WNW del Cráter de Explosión Antigua, se formó una estructura compuesta que comprende al cráter mayor de 250 m<sup>2</sup>, al WNW del cual, se desarrolló otro menor de ~100 m de diámetro (Fig. 11). El primero tiene paredes verticales con más de 100 m de profundidad, labradas en una sucesión de estratos horizontales; al fondo presenta una laguna de aguas color verdeazulado. El segundo, en cambio, muestra el fondo obstruido, con una profundidad de ~50 m. Ambos cráteres presentan una acumulación de hasta 20 m de piroclastos sobre el borde de sotavento, con inclinaciones de 30° al exterior y 45° hacia el interior.

Durante el desarrollo de este trabajo, se pudo descubrir la presencia de otro cráter que hasta ahora no había sido informado. Se trata de una estructura circular de ~200 m de diámetro y ~75 m de profundidad, también ocupado por un lago de aguas color calipso en el fondo. Se ubica 100 m al NE del cráter compuesto, inmediatamente al oeste del cráter Los Baños (Fig. 11). Su parte alta está labrada en la cubierta de hielo de 40 m de espesor y no muestra deposición de piroclastos sobre el borde, indicando que el cráter se generó por un evento explosivo único, de corta duración y de tipo freático.

Según las informaciones de terreno, el día 11 de febrero de 1991, la erupción se desarrolló solamente a través del primer cráter compuesto, lo cual fue informado en el 'Bulletin of the Global Volcanism Network' (1991). Ese hecho está documentado, además, en fotografías aéreas y de terreno tomadas ese día (Figs. 2, 18). No obstante, informes de prensa indican que el 18 de febrero, expedicionarios del Club de Montaña Millantú de Curicó se acercaron a menos de 200 m de las fuentes de actividad reconociendo la presencia de 3 cráteres: de 250, 150 y ~80 m de diámetro (Cerdeña *et al.*, 1991). Comparando estos antecedentes con las observaciones aéreas realizadas en el marco de este trabajo (Fig. 11), se desprende que, entre el 11 y 17 de febrero de 1991, el volcán Planchón desarrolló una nueva explosión, que no había sido registrada, a través de un cráter independiente de aquél de la erupción iniciada el 9 de febrero de 1991.

Según Cerdeña *et al.* (1991), la contaminación de las aguas del río Claro se produjo desde fuentes ubicadas bajo el frente del glaciar, así como también de la fusión de la nieve que arrasaba la cubierta de ceniza y del aporte de las fuertes tormentas de viento que transportaban la ceniza. A una distancia de 200 m a barlovento del cráter sur, llegaron a medir espesores de hasta 1 m de cenizas, probablemente retransportada.

La ceniza eyectada caracteriza el carácter freatomagmático de la erupción. En efecto, ésta corresponde a un material piroclástico, generalmente muy fino, incluso en sectores proximales. Dos kilómetros a barlovento se muestrearon acumulaciones retrabajadas de ceniza gris fina, compuestas de <80% de partículas de pómez, 10-15% de fragmentos líticos accesorios oscuros y 5-10% de cristales de plagioclasa. A 7 km al SE del cráter sur, se muestreó ceniza fina a media (<0,5 mm), formada por más de un 80% de pómez y esquirlas de vidrio, cristales de plagioclasa (30%) y 10% de líticos accesorios. Una muestra obtenida desde el borde del cráter sur, consiste



FIG. 18. El 11 y 12 de febrero de 1991, la erupción freatomagmática **a-** de baja magnitud se desarrollaba a través del cráter oriental de la estructura compuesta (fotografía: M. Gardeweg). Al fondo a la izquierda, nótese **b-** el cono de escorias cubierto de cenizas, a la derecha del cual aún no se construía el segundo cráter de esa erupción. Comparar con la figura 11.

en ceniza gruesa a lapilli muy fino (<3 mm) y está compuesta por 40% de líticos accesorios, 30-40% de pómez y esquirlas, y sólo un 20% de cristales de plagioclasa. En acumulaciones de dunas sobre 'mallines' y debido a la humedad ambiente, se condensaron los gases de azufre que acompañaban a las cenizas, produciendo costras endurecidas de color amarillo.

La composición química de la ceniza erupcionada en 1991, tanto de la fracción más fina (2 km a barlovento), como en la fracción fina a media (7 km a sotavento), es similar y corresponde a una dacita de bajo contenido de sílice (subcapítulo Geoquímica). Otra muestra analizada, tomada en un 'mallín' a sotavento, cae en el campo de las andesitas, sin embargo, muestra un contenido de 5,4% de S, lo que produce una disminución porcentual relativa mayor de sílice y aluminio, distorsionando la composición real de la fracción magmática juvenil.

La erupción de febrero de 1991 se habría producido por la interacción del agua freática con niveles rocosos sobrecalentados encima de la cámara magmática del Planchón y/o con los niveles más elevados de ésta. Dicha cámara presentaría un cierto grado de diferenciación, incluyendo en su parte más elevada, una componente dacítica, que se habría segregado en un periodo menor que 150 años, considerando la composición más básica de las lavas asociadas a la erupción de 1837.

## DEPÓSITOS MORRÉNICOS, ALUVIALES Y COLUVIALES CUATERNARIOS

En la zona existen diversos depósitos epiclásticos, vinculados directa o indirectamente a la acción y morfología del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa. Dependiendo del factor o agente principal que gobernó el movimiento de los detritos o clastos, estos depósitos pueden ser morrénicos (movilizados por glaciares), aluviales (movilizados por agua) y coluviales (movilizados por la acción gravitacional). Aunque en diversos casos, es posible deducir una acción mixta de más de un factor.

### Depósitos morrénicos (Qm)

Debido a su altura, el CVPP, ha sido, durante toda su existencia, una fuente generadora de glaciares. Tanto al occidente como al oriente del complejo se reconocen los remanentes, morfológicos y depositacionales, de diferentes avances de lenguas glaciares, durante el Pleistoceno y Holoceno, aunque es difícil correlacionar los depósitos de uno y otro lado.

Los depósitos más extendidos corresponden a morrenas laterales presentes a lo largo del valle glacial del río Claro. Este fue parcialmente rellenado por el DDVPT sobre el cual se emplazó un glaciar que originó notables depósitos de morrenas laterales que se reconocen hasta los 1.250-1.300 m s.n.m. En algunos sectores, estos depósitos conforman bancos bien conservados de hasta 300 m de altura, formados por depósitos polimícticos caóticos, sin estratificación interna, de muy mala selección, incluyendo desde limos, hasta bolones subredondeados de 5-10 m de diámetro.

Aguas arriba, hacia los flancos del volcán Planchón, afloran numerosos depósitos morrénicos, menos potentes, desde aproximadamente los 1.700 m hasta los 3.000 m s.n.m. (Figs. 6, 7). Localmente, muestran formas bien definidas, incluyendo bancos o cordones de morrenas laterales desarrolladas sobre las lavas del Planchón 1 y 2. Alcanzan espesores de 5-10 m y están formadas, exclusivamente, de clastos subangulosos a subredondeados de lavas de gravas a bloques y bolones (<2-3 m), en una matriz de limos a gravillas.

En el lado oriental del CVPP, importantes depósitos morrénicos ocurren adosados a los flancos de los cerros en las nacientes del río de Los Ciegos y sobre el recodo sur del río Valenzuela, donde Haller *et al.* (1994) los denominaron Drift Paso Laguna. A diferencia de las anteriores, estas morrenas no conforman bancos laterales definidos, puesto que el valle es menos confinado. Están constituidas, fundamentalmente, por bloques de rocas volcánicas del complejo y, en general, de menor tamaño (<3 m) que las morrenas de la zona occidental. Las evidencias de terreno indican que estas morrenas son más antiguas que la Oleada Piroclástica Valenzuela, es decir, anteriores a los 7.000 AP.

Aparte de los depósitos morrénicos distribuidos sobre los flancos del volcán Planchón y en los valles de los arroyos del Peñón y de Los Baños, se reconocen, a lo menos, dos arcos morrénicos bien conservados. El más antiguo tiene su frente a los 2.430 m s.n.m., a 0,5 km al oeste del río de Los Ciegos. Alcanza entre 12 y 15 m de altura y sería más joven que la Oleada Piroclástica Valenzuela (Drift Teno de Haller *et al.*, 1994) (Fig. 4). El arco más joven se reconoce en ambos valles y su frente se ubica poco más arriba de los 2.450 m s.n.m. Es menos prominente que el anterior y está constituido, principalmente, por un arco de bloques alineados. Haller *et al.* (1994) lo denominaron Drift Libertad. Debido que al interior de este arco no se preserva el Depósito de Pómez Los Baños, se infiere que la pómez cayó encima del glaciar, antes que éste desapareciera, indicando que dicho arco morrénico sería más antiguo que 1.400 AP.

### Depósitos aluviales (Qaf)

Sobre el lado oriental del CVPP, se reconocen depósitos de flujos de detritos que corresponden a abanicos aluviales de las quebradas menores y a la descarga del arroyo del Peñón. Estos

se habrían generado por el escurrimiento superficial de aguas-lluvia de gran intensidad. Sus afloramientos se asocian al brusco cambio de pendiente producido en la captura del valle del río de Los Ciegos.

El abanico aluvial del arroyo del Peñón es el más notable, pues el material que lo constituye representa la remoción del Depósito de Pómez Los Baños. El abanico, de 1 km<sup>2</sup>, está constituido casi exclusivamente por gravas y bolones redondeados de pómez con algunas escorias vinculadas a esa erupción. Depósitos aluviales más recientes tienen una expresión mínima y están restringidos al cauce actual del arroyo.

Sobre la vertiente occidental del CVPP la situación es diferente. Debido a la gran disponibilidad de materiales morrénicos y la alta pendiente de los cauces afluentes del río Claro, los depósitos de morrenas han sido removilizados, en parte, como flujos de detritos. Estos se habrían generado durante las etapas tardías de la formación del Planchón 2 acompañando, probablemente, las mayores erupciones del Planchón 3, a consecuencia de la ruptura de lagos de origen freático.

Las evidencias de erosión de los depósitos morrénicos en la vertiente occidental indican que los flujos de detritos laháricos generados fueron potentes y voluminosos. En efecto, en el río Planchón, 10 km al NW del volcán, a la cota de los 1,400 m s.n.m. se observan varios niveles de flujos laháricos, con un espesor total cercano a los 30 m, en unidades de flujo de 3-4 m de potencia (Fig. 19). La pendiente de los depósitos llega a 0,15 m/m (~8,5°) y comúnmente incluyen bloques de <2 m de diámetro. En sectores más distales (>15 km), los flujos de detritos laháricos coronan a lo menos dos niveles de terrazas del valle del Claro, labrados sobre el DDVPT. Los más extensos se habrían originado a causa de la efusión de las coladas del Plan-



FIG. 19. Depósitos laháricos cortados por el cauce del río Planchón, 10 km al oeste del volcán.

chón 2, las cuales, debido a su elevada tasa de emisión habrían sido capaces de fundir grandes masas de hielo y generar lahares de alta energía.

Los flujos de detritos recientes son volumétricamente restringidos y su origen se asocia a ocasionales episodios de alta pluviosidad. Aparte de la descripción de Bustillos (1850), se desconoce la ocurrencia de flujos laháricos de detritos modernos, pero sí de crecidas hiperconcentradas de materiales clásticos finos (cenizas), tales como la que acompañó a la última erupción de 1991.

### Depósitos coluviales y deslizamientos (Qcd)

Los depósitos coluviales corresponden a materiales fragmentarios sueltos, con algún grado de intemperización, transportados por acción gravitacional, en los taludes de laderas empinadas y estabilizados al lograr el ángulo de reposo. Aunque depósitos de este tipo ocurren en el lado oriental del complejo, es a los pies de las escarpadas laderas del valle del río Claro donde se desarrollan mejor los depósitos de escombros de falda e incluso verdaderos conos coluviales deyectados.

La mayor inestabilidad de las laderas del valle del Claro ha generado grandes deslizamientos gravitacionales que comprometen superficies mayores que 2-3 km<sup>2</sup>. Los depósitos resultantes son caóticos y muy mal seleccionados e incluyen fracciones finas en la matriz, pero también megabloques. Superficialmente muestran irregularidades o 'cerrillos' constituidos por megabloques rocosos, parcialmente triturados y que incluyen a los distintos tipos litológicos que conforman las cumbres aledañas. Dentro de los deslizamientos más prominentes destacan aquellos asociados al colapso de ambas laderas del valle del río Claro, a la altura de la localidad de Los Manantiales, 20 km al NW del volcán, afectando la loma del Ciprés al norte y los morros Alto Los Maitenes y Alto de Cordero, por el sur (ver mapa geológico fuera de texto). La existencia de probables zonas debilitadas por alteración y/o por estructuras (fallas) en la zona, sumado al debilitamiento producido por el retiro del extenso glaciar del valle, habrían favorecido el colapso de las laderas tras el violento paso del voluminoso flujo de detritos volcánicos que generó el DDVPT. Así, depósitos deslizados, que cubren al DDVPT, fueron posteriormente modelados por las terrazas aluviales que también afectan a éste.

## GEOQUIMICA

### GENERALIDADES

Con el objetivo de caracterizar las rocas del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa desde el punto de vista geoquímico, en los laboratorios del Servicio Nacional de Geología y Minería en Santiago, se analizaron 35 muestras representativas de rocas y fragmentos piroclásticos; los elementos mayores mediante espectrometría por absorción atómica y los elementos traza, utilizando ICP. Otras dos muestras fueron analizadas en el GEA, Concepción, mediante espectrometría de fluorescencia de rayos X. Dentro de la base de datos hay que considerar siete muestras publicadas por Fierstein *et al.* (1989). Se agradece a W. Hildreth (comunicación escrita, 1996) por brindar la ubicación precisa de las muestras. Estos 44 análisis, que se presentan en la tabla 2, permiten establecer comparaciones entre las diferentes unidades del CVPP.

### RESULTADOS

En los diagramas de Harker contruidos con muestras del CVPP (Fig. 20) se aprecia que el TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO\*, MnO, MgO y CaO muestran una correlación negativa con respecto a la sílice, con marcada dispersión en algunos casos, mientras que el Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O tienen una correlación

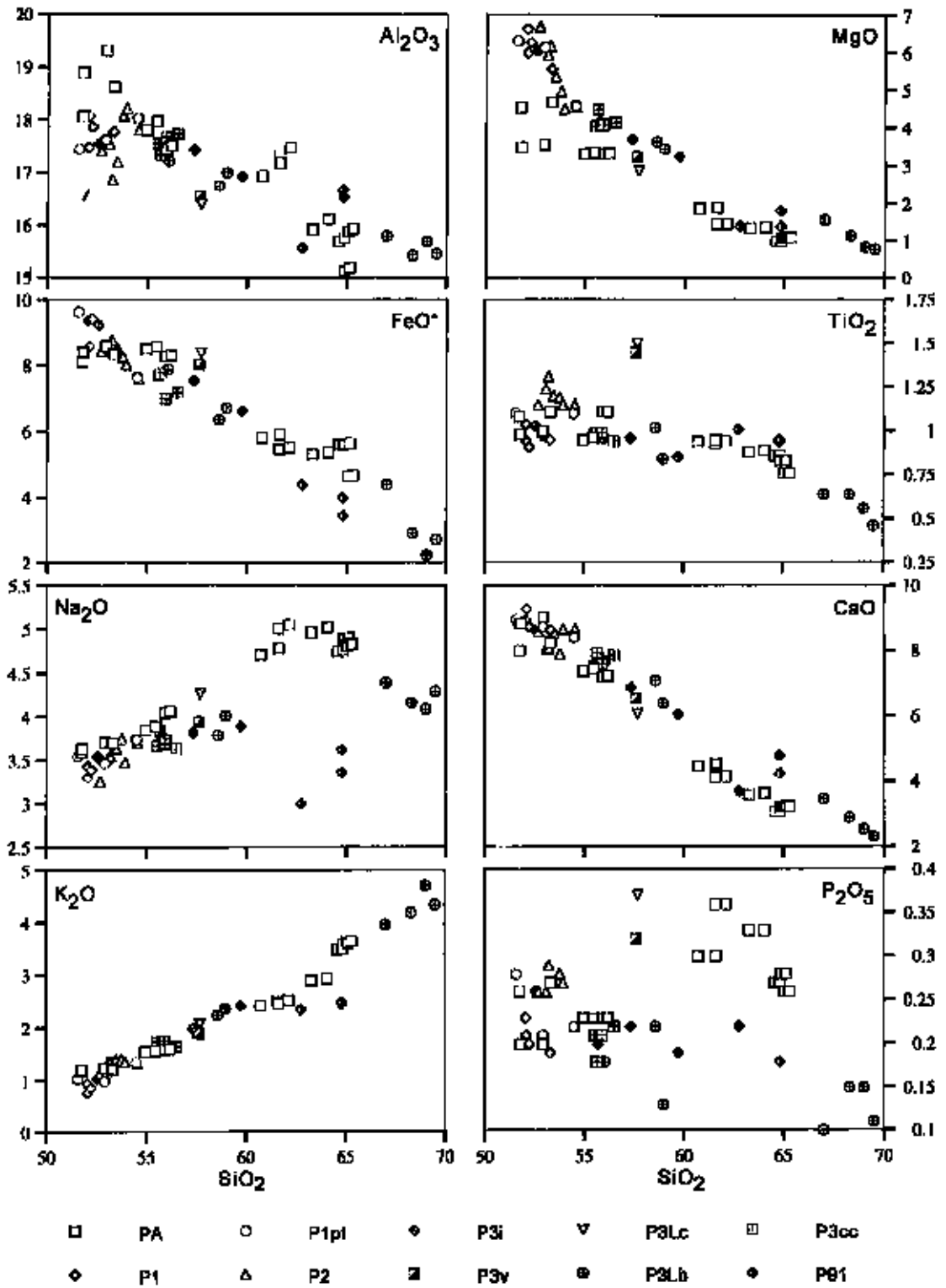


FIG. 20. Diagramas Harker de elementos mayores de lavas y piroclastos del CVPP. PA: Volcán Patates-Azufre; P1: Volcán Planchón 1; P1pt: Depósito de Detritos Volcánicos Planchón-Teno; P2: Volcán Planchón 2; P3i: Cráter de Explosión Antiguo; P3v: Oleada Piroclástica Valenzuela; P3Lc: Flujo Piroclástico Los Ciegos; P3Lb: Depósito de Pómez Los Baños; P3cc: Colada de Lava y Cono de Escoria; P8t: Cenizas de la erupción de 1991.





positiva con ese índice de diferenciación. Entre los elementos traza (Fig. 21), el Ni, Co, Sr, V, Cr, Sc y en menor medida, Cu y Zn, presentan correlación negativa, con apreciable dispersión, respecto al  $\text{SiO}_2$ . Por otro lado, el Pb, Rb, Nb, Zr, Y y Ba presentan una correlación positiva. En el gráfico álcalis total versus sílice de la figura 22 (LeBas *et al.*, 1986) las rocas del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa se disponen en un tren continuo desde el campo de los basaltos hasta el de las riolitas. Las piroclastitas correspondientes a la erupción de 1991 se apartan del tren mencionado y clasifican como dacitas. En el diagrama ternario AFM de la figura 23 (Irvine y Baragar, 1971), las rocas del complejo muestran la existencia de dos trenes de diferenciación distintos, pero ambos en el campo calcoalcalino.

Cuando se comparan entre sí rocas representativas de las distintas unidades del CVPP, se observan diferencias composicionales. Las rocas más antiguas asociadas al volcán Peteroa-Azufre, incluyen andesitas basálticas, traquiandesitas y traquitas con valores medios y altos de potasio (Fig. 20) que conforman el tren de diferenciación de  $\text{FeO}^*$  más alto y, por ende, más cercano al límite toleítico-calcoalcalino del diagrama AFM (Fig. 23).

Las lavas del Planchón 1, corresponden a andesitas basálticas con valores medios de potasio. El diagrama AFM revela que la diferenciación de álcalis comenzó en un estadio evolutivo más temprano que en el volcán Peteroa-Azufre (Fig. 23). Aunque las lavas del Planchón 2 tienen, asimismo, composición de andesitas basálticas con valores medios de potasio, éstos son levemente superiores a las del Planchón 1 (Figs. 20, 22).

Las volcanitas del Planchón 3 exhiben un intervalo de composición, desde andesitas basálticas hasta riolitas. La naturaleza heterogénea de los depósitos reunidos bajo la denominación Cráter de Explosión Antiguo y Depósitos Indiferenciados es señalada por la composición andesítico-basáltica a andesítica de estas piroclastitas recientes. Los términos silíceos de esta subunidad presentan alto contenido de potasio, mientras que los términos más básicos muestran valores medios de ese elemento (Figs. 20, 22). Los escasos datos disponibles para la Oleada Piroclástica Valenzuela señalan una composición andesítica básica. Las rocas del Flujo Piroclástico Los Ciegos tienen composición traquiandesítica debido a un mayor contenido de potasio en los productos magmáticos eruptados (Fig. 22). Las escorias y pómez del depósito Los Baños presentan asimismo composiciones químicas diferentes entre sí, correspondiendo las primeras a andesitas basálticas y andesitas, mientras que las pómez tienen composición de traquiandesitas y riolitas, que constituyen los términos más evolucionados en el diagrama AFM del CVPP. Las rocas de la Colada de Lava y Cono de Escorias anidadas en el cráter del Planchón 2, tienen una composición restringida de andesitas basálticas. Las cenizas de la erupción de 1991 tienen composición dacítica, con valores medios de potasio (Figs. 20, 22).

## DISCUSION

El amplio intervalo de composiciones de las volcanitas del CVPP es una característica común de los productos volcánicos del segmento de arco de Chile Central (33-37°S) (Hildreth y Moorbath, 1988), y sería atribuible a variaciones en los procesos de cristalización fraccionada a bajas presiones (Wilson, 1989). Los diagramas de Harker (Figs. 20, 21) muestran, para los elementos mayores, un tren lineal que señala un mecanismo de cristalización fraccionada a baja presión en la evolución del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa. La correlación negativa de  $\text{TiO}_2$ , CaO y  $\text{FeO}^*$  señala el papel de la plagioclasa y la magnetita como fases de fraccionamiento principales en la evolución del magma. La aparente divergencia de los productos volcánicos más tempranos del estadio volcán Peteroa-Azufre, con un tren más cercano al límite toleítico-calcoalcalino en el diagrama AFM (Fig. 23), puede deberse a variaciones en el proceso de fraccionamiento a baja presión, comunes en un volcanismo de arco. En este caso, las condiciones reductoras habrían impedido la cristalización de magnetita, produciendo un enriquecimiento relativo en hierro durante esa etapa. Posteriormente, las condiciones variaron a oxidantes, con el consiguiente consumo de Fe del líquido residual y cristalización de magnetita, lo que se refleja en el gráfico con una

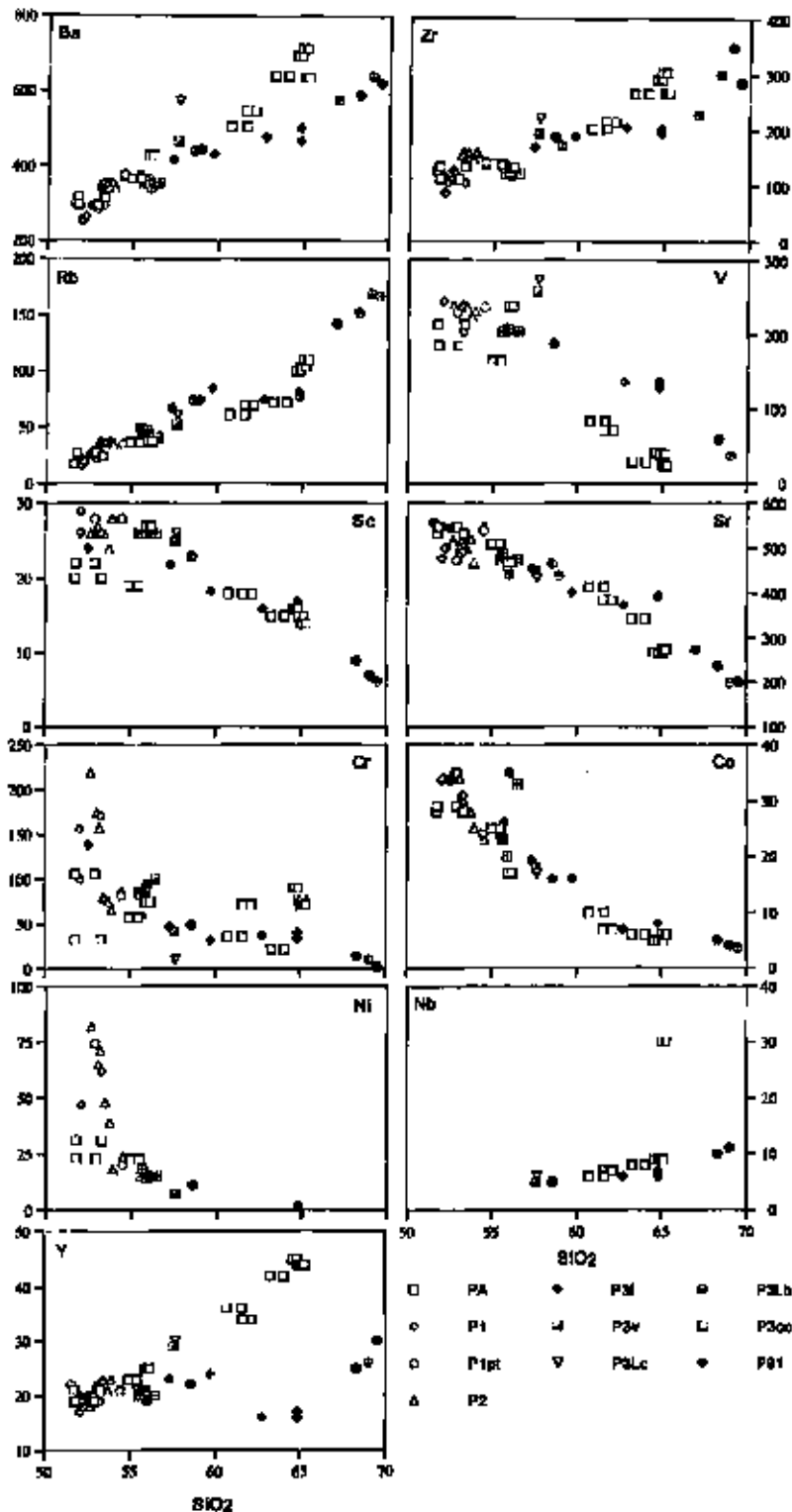


FIG. 21. Diagramas Harker de elementos traza de lavas y proclastos del CVPP. PA: Volcán Petros-Azufré; P1: Volcán Planchón 1; P1pt: Depósito de Detritos Volcánicos Planchón-Toro; P2: Volcán Planchón 2; P3i: Cráter de Explosión Antigua; P3v: Olaada Piroclástica Valenzuela; P3Lc: Flujo Piroclástico Los Ciegos; P3Lb: Depósito de Pómez Los Baños; P3cc: Cañada de Lava y Cono de Escorias; P91: Cenizas de la erupción de 1991.

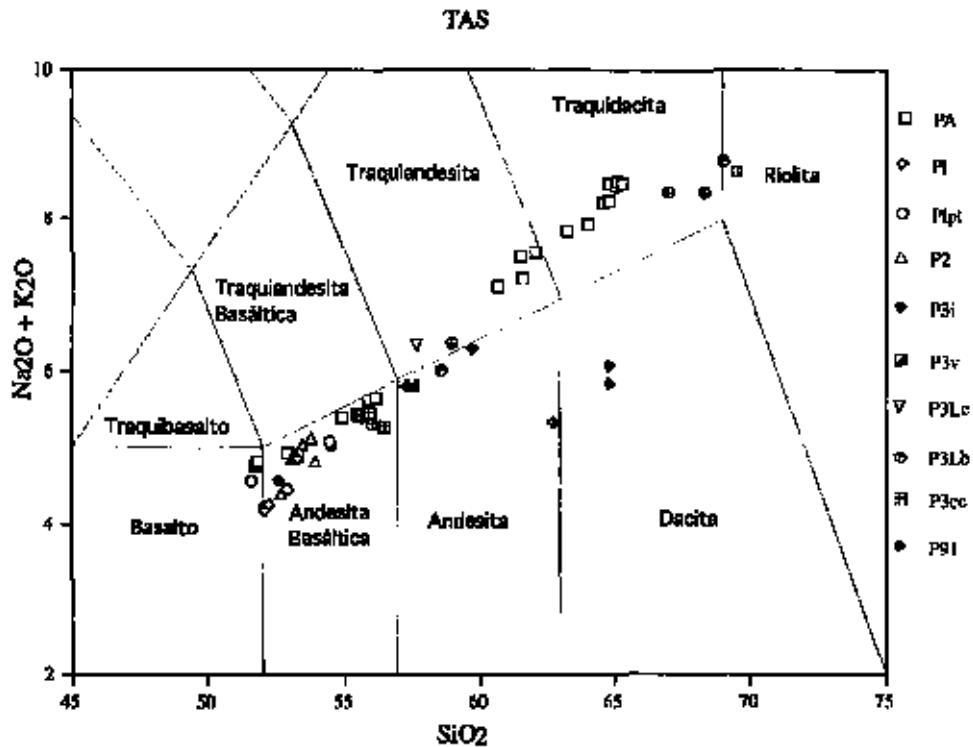


FIG. 22. Diagrama alcalia total vs sílice (TAS) de las volcanitas del CVPP, según la clasificación de LeBas *et al.* (1986). PA: Volcán Peteroa-Azúfre; P1: Volcán Planchón 1; P1pt: Depósito de Detritos Volcánicos Planchón-Teno; P2: Volcán Planchón 2; P3i: Cráter de Explosión Antiguo; P3v: Oleada Piroclástica Valenzuela; P3Lc: Flujo Piroclástico Los Ciegos; P3Lb: Depósito de Pómez Los Baños; P3cc: Colada de Lava y Cono de Escorias; P91: Cenizas de la erupción de 1991.

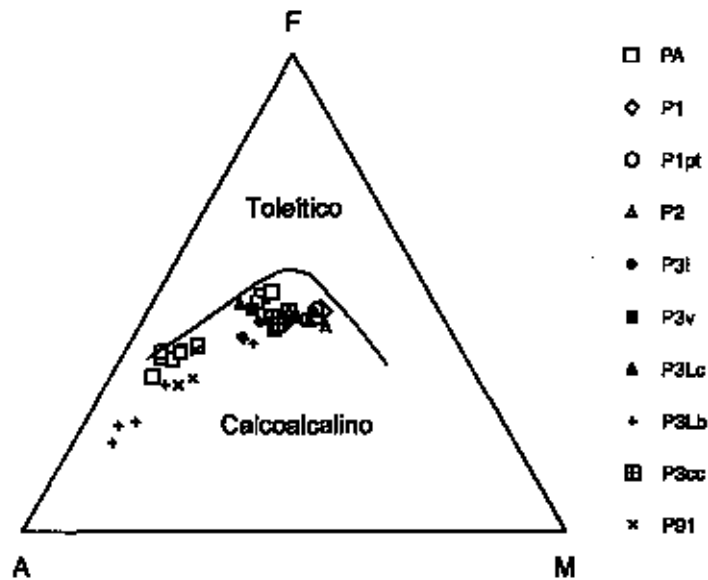


FIG. 23. Diagrama AFM (Irvine y Barsgar, 1971), que exhibe las dos tendencias de distribución de las rocas del CVPP en el campo calco-alcalino. PA: Volcán Peteroa-Azúfre; P1: Volcán Planchón 1; P1pt: Depósito de Detritos Volcánicos Planchón-Teno; P2: Volcán Planchón 2; P3i: Cráter de Explosión Antiguo; P3v: Oleada Piroclástica Valenzuela; P3Lc: Flujo Piroclástico Los Ciegos; P3Lb: Depósito de Pómez Los Baños; P3cc: Colada de Lava y Cono de Escorias; P91: Cenizas de la erupción de 1991.

tendencia calcoalcalina característica. Corresponde señalar que el amplio intervalo composicional de los productos del volcán Peteroa-Azufre contrasta con la mínima variación que exhibe el volcán Planchón en sus etapas 1 y 2, restringido a andesitas basálticas y basaltos, que lo convierten en el volcán basáltico más septentrional de los Andes del Sur, como ya lo señalaran Tormey *et al.* (1989). Por su parte, la etapa 3 del Planchón presenta asimismo una variación composicional más amplia, aunque el volumen de sus productos es notablemente menor.

Los cambios relativos en la composición estarían vinculados a las variaciones en la tasa de aporte del magma parental, a la facilidad de comunicación entre la fuente y la cámara magmática y al tiempo de almacenamiento-diferenciación del magma en la cámara. La figura 24 muestra la distribución de elementos incompatibles normalizados con respecto a basaltos MORB-N de las rocas más básicas de cada una de las unidades del CVPP. Allí se aprecia que todas las muestras exhiben un comportamiento similar, lo que sumado a parecidas relaciones isotópicas (ver Tormey *et al.*, 1989; Hildreth y Moorbath, 1988) indican que la composición de la fuente no ha variado durante la evolución del complejo. La homogénea composición andesítico-basáltica a basáltica del Planchón 1 y 2, sugiere la ausencia de diferenciación en la cámara magmática y una tasa de relleno de la misma, relativamente alta, probablemente en presencia de estructuras favorables para el rápido ascenso de magmas a la cámara y de ésta hacia la superficie.

La presencia de magmas dacíticos evolucionados en un sistema dominado por basaltos a andesitas de bajo contenido de  $\text{SiO}_2$ , constituye un proceso único dentro del volcán Planchón. Esto podría deberse a un período prolongado de diferenciación en la cámara magmática, más bien pequeña, del Planchón 3. La diferencia de edad de varios miles de años entre las erupcio-

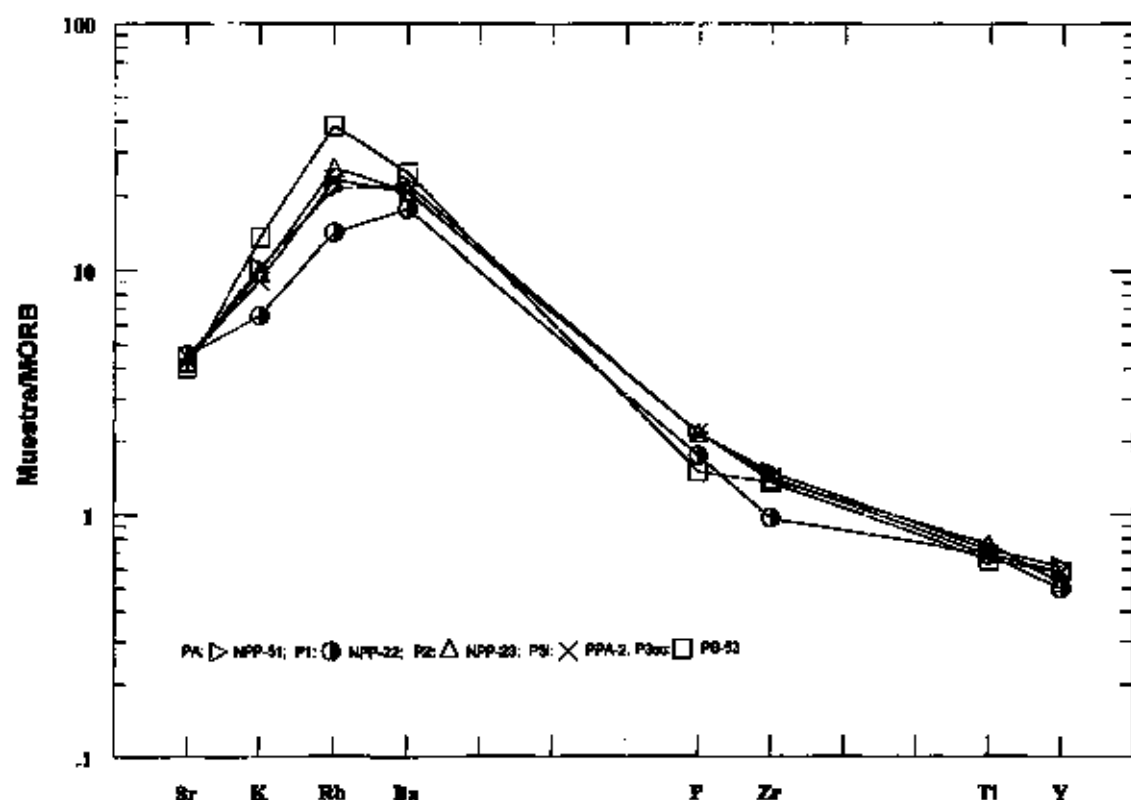


FIG. 24. Diagrama de variación de algunos elementos traza normalizados a MORB (Pearce, 1983) de las rocas más básicas seleccionadas de cada una de las unidades del CVPP. PA: Volcán Peteroa-Azufre; P1: Volcán Planchón 1; P2: Volcán Planchón 2; P3: Cráter de Explosión Antigua; P3c: Cañada de Lava y Cono de Escorias.

nes explosivas holocenas más destacadas, la oleada Valenzuela y la pómez Los Baños, así lo justifica.

## EVALUACION DE PELIGROS VOLCANICOS

### GENERALIDADES

Los procesos volcanogénicos eventualmente peligrosos que, en grados muy disímiles, podrían ocurrir en el volcán Planchón incluyen la erupción de flujos de lava, tefra, flujos y/u oleadas piroclásticas frías/calientes y la formación de lahares, crecidas y flujos de detritos volcánicos, además de la actividad sísmica local, la emisión de gases y lluvia ácida y la alteración físico-química de las aguas. En las siguientes secciones se discuten y evalúan los posibles peligros asociados con cada uno de estos fenómenos, sobre la base de los antecedentes geológicos recabados en el estudio y también, considerando los estudios de la actividad eruptiva documentada (Petit-Breuilh, 1996).

De acuerdo a los datos obtenidos de estos estudios, queda en evidencia que el volcán Planchón ha tenido importantes y dramáticos eventos eruptivos durante su evolución. No obstante, la generalmente buena preservación de los productos de tales erupciones revela, a su vez, que la recurrencia no ha sido alta. Por el contrario, la gran mayoría de las erupciones, principalmente aquéllas del postglacial, corresponden a fenómenos únicos dentro del registro de los procesos más modernos asociados al volcán. En consecuencia, aunque para esta evaluación se discuten todos los peligros potenciales del aparato volcánico, los alcances de ellos en el tiempo son muy variables entre sí, indicándose en cada oportunidad, sólo una estimación preliminar de ocurrencia futura (ver mapa de peligros, fuera de texto).

### FLUJOS O COLADAS DE LAVA

El escurrimiento de las lavas rara vez excede la velocidad de una persona caminando. Sin embargo, las lavas basálticas por ser menos viscosas, se emplazan más rápido dependiendo de la tasa de emisión. Aunque las áreas cubiertas por las coladas de lavas quedan completamente destruidas a su paso, sus efectos indirectos tienen mayor alcance que los directos. Efectivamente, las emisiones de lava sobre áreas cubiertas de nieve o glaciares pueden desencadenar crecidas y flujos de detritos y barro de mucho mayor y rápido alcance que la lava misma. Asimismo, las lavas pueden bloquear temporalmente, cursos de aguas, generando represamientos y desviaciones de los cauces normales y contaminación de las aguas fluviales.

Dadas las características morfológicas del volcán Planchón, eventuales emisiones de lava en la zona de cráteres, necesariamente deberían escurrir hacia las nacientes del valle del río Claro. Una colada de lava de dimensiones similares a las reconocidas a lo largo de este río, constituiría una amenaza directa para los terrenos del fondo del valle, hasta 20 km al NW del volcán, destruyendo la propiedad, aunque no constituya una amenaza significativa para las vidas humanas. Sin embargo, sobre la base del estilo eruptivo del volcán Planchón 3 (activo), la probabilidad de ocurrencia futura de una lava de las características descritas es muy baja, incluso en el plazo de siglos.

### CAIDA DE PIROCLASTOS

Los peligros asociados a la caída de fragmentos eyectados durante un evento eruptivo dependen del volumen de material emitido, la tasa de emisión y la duración del fenómeno, así como de las características climáticas al momento de la erupción. La dirección y velocidad de los vientos en altura durante una erupción de tefra son cruciales para determinar las áreas poten-

cialmente amenazadas. A grandes distancias del volcán se pueden acumular espesores importantes de tefra, mientras en dirección opuesta, sobre los flancos del mismo, puede no ocurrir acumulación alguna. También, durante una erupción pueden ocurrir cambios radicales de la dirección del viento, siendo afectadas zonas en direcciones diversas, como ocurrió durante las distintas etapas de las erupciones del 8 y 12 de agosto de 1991 del volcán Hudson, en Aisén (Naranjo *et al.*, 1993).

La tefra puede afectar la salud humana y la propiedad a grandes distancias del volcán debido a la contaminación del aire, la formación de capas de acumulación en vastas superficies, lluvia ácida y, especialmente, por los efectos abrasivos y corrosivos de las partículas de vidrio y los gases adheridos a ellas. La tefra produce efectos físicos directos al actuar sobre el sistema respiratorio de los seres humanos y animales, y eventuales efectos de alta contaminación química de plantas (principalmente flúor) expuestas por períodos prolongados a la caída de cenizas, como fue el caso del volcán Lonquimay en 1988-1990 (Naranjo *et al.*, 1991).

También la tefra puede producir serios trastornos a la aeronavegación, bloquear caminos, dejando áreas aisladas e interrumpir servicios de comunicaciones; puede incrementar temporalmente la turbidez y acidez de las aguas, con los consecuentes problemas para su uso como bebida y los efectos letales para la fauna fluvial, como ocurrió durante la erupción del Planchón en febrero de 1991 (Bulletin of the Global Volcanism Network, 1991). La caída de ceniza puede producir oscuridad durante el día, induciendo conductas de pánico entre la población.

En el sector cordillerano donde se ubica el volcán Planchón, los vientos prevalecientes provienen desde el sector occidental, particularmente desde el NW. En consecuencia, y a pesar de los escasos ejemplos conocidos en el registro geológico a sotavento del volcán, que evidencian una baja recurrencia eruptiva, se estima que la zona más amenazada por la caída de cenizas se ubica al SE del volcán. Una erupción explosiva de las características de las que originaron la oleada Valenzuela (~7.000 AP) o la pómez Los Baños (~1.000-1.400 AP), podría producir serios trastornos, primarios y también durante la redepositación eólica del material particulado fino, en vastas áreas del sector sur de la provincia de Mendoza en Argentina y, aunque con menor probabilidad, sobre los sectores occidentales de la provincia de Curicó en Chile, ante la ocurrencia de vientos del este durante el proceso eruptivo.

## LAHARES Y CRECIDAS

Dada la disponibilidad de materiales morénicos potencialmente removibles y la cubierta glaciocénica, uno de los peligros volcánicos más importantes del volcán Planchón son los flujos de detritos laháricos o flujos de detritos hiperconcentrados, que podrían generarse, sobre todo, en el flanco occidental del volcán. Un lahar es una mezcla fluida, licuada, de sedimentos mal seleccionados (fragmentos desde arcilla a bloques: semejante al concreto húmedo), que macroscópicamente actúa como un fluido plástico de fase simple. Es un flujo con 50-75% de sedimentos por volumen, producido por el agua al fluidizar los materiales detríticos disponibles en las laderas. La elevada densidad del flujo le confiere una gran capacidad de transporte de sedimentos, que pueden recorrer grandes distancias, con velocidades que doblan aquéllas de las crecidas comunes. Sus volúmenes y alturas de ola son notablemente mayores que las de las crecidas de magnitudes iniciales similares, debido a la capacidad de erosionar e incorporar grandes volúmenes de sedimentos húmedos en su trayecto (Pierson, 1995).

En el caso del volcán Planchón, la presencia de glaciares y de una cubierta de nieve temporal, es un factor primario para la producción de lahares durante las erupciones de lavas o de flujos piroclásticos incandescentes, dependiendo de la tasa de emisión de estos productos. A ello debe sumarse la existencia de lagos en los cráteres de la cima, los cuales, a través de una erupción explosiva, podrían ser rápidamente descargados hacia el oeste. En cambio, el borde elevado continuo en la parte oriental del Planchón constituye una barrera para los flujos laháricos en dirección al oriente.

La principal vía actual de descarga de lahares del volcán Planchón es el río de los Cajones, afluente del río Claro, el que, en los primeros 8 km (hasta los 1.500 m s.n.m.), desarrolla una pendiente de 0,25 m/m (14°) y a través del cual el transporte de flujos laháricos puede ser muy eficiente. Aguas abajo, en los siguientes 5 km, la pendiente disminuye radicalmente a 0,05 m/m (<3°), constituyéndose ésta en una zona favorable para la deposición de la carga sólida de lahares. Aún más al oeste, la energía de éstos se vería atenuada por la sinuosidad del cauce del río Claro, por lo que, a partir de los 15 km desde el cráter, es más factible esperar, sobre todo, crecidas o flujos hiperconcentrados con una proporción menor de materiales sólidos.

La recurrencia de flujos de detritos laháricos en la evolución del Planchón, ha sido baja. Efectivamente, éstos fueron más comunes hasta el término de la construcción del Planchón 2, posiblemente antes del Holoceno. Fenómenos posteriores capaces de desencadenar flujos laháricos o crecidas importantes, eventualmente serían la erupción de la oleada Valenzuela (~7.000 AP) y la eyección de la pómez Los Baños (~1.400-1.000 AP), no obstante, se desconoce si produjeron tales efectos. El único ejemplo registrado de una crecida de proporciones, que alcanzó a afectar las aguas del río Teno, ocurrió en 1837 (Bustillos, 1850) y se habría producido durante la erupción de la Colada de Lava y Cono de Escorias (P3cc), fenómeno de ocurrencia también infrecuente. En consecuencia, aunque los cauces de descarga que nacen bajo los glaciares anidados en el cráter del Planchón 2 hacia el WNW, así como el río Claro, son áreas altamente expuestas al paso de flujos laháricos. Se estima que la ocurrencia de tales procesos es de baja probabilidad, dentro del período de varias decenas de años.

A pesar de ello, un escenario particularmente crítico se podría presentar en caso de una erupción de lava y/o flujo piroclástico en presencia de una gran acumulación de nieve. En tal caso, una descarga mayor podría ocurrir por el río Claro y colmatar el cauce del río Teno hasta la confluencia con el río Lortué en la Depresión Central. Otra situación crítica, aunque de remota posibilidad de ocurrencia, se podría dar en caso de un colapso gravitacional o un flujo repentino sobre las lagunas de Teno. Ello podría desencadenar un rebalse hacia el río Malo y, subsecuentemente, al río Teno, aunque los antecedentes indican que un fenómeno de ese tipo no ha ocurrido en tiempos postglaciales.

## GASES VOLCANICOS

El volumen de gases emitidos normalmente por un volcán (actividad fumarólica) puede incrementarse varios órdenes de magnitud durante una erupción. Las cantidades son variables entre un volcán y otro, entre una erupción y otra en un mismo volcán e incluso, durante una misma erupción. Los gases forman una parte importante entre los constituyentes de los magmas, siendo los principales, en orden decreciente, vapor de agua con más del 85% del total de los gases,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{HF}$  y  $\text{CH}_4$ .

El efecto que los gases volcánicos tengan sobre la salud humana, fauna y flora de un área determinada, depende de su composición y del volumen emitido. Por otra parte, el estilo eruptivo entre los extremos explosivo y efusivo, depende primordialmente de la composición del magma emitido; a mayor contenido de sílice mayor viscosidad y, por lo tanto, mayor explosividad. Las erupciones prolongadas, con baja explosividad, pueden generar grandes cantidades de gases emitidos a baja altura, favoreciendo su concentración a niveles superficiales, principalmente en las áreas afectadas por la caída de cenizas finas, en valles y cuencas cerradas, como fue el caso de la erupción del cono Navidad, volcán Lonquimay, en 1988-1990 (Naranjo *et al.*, 1991). En efecto, la situación se torna particularmente crítica cuando se trata de una erupción prolongada con alta producción de ceniza fina, pues los gases adheridos a las partículas eyectadas son eficientemente transportados por largas distancias, siendo posteriormente respirados por las hojas de las plantas. El flúor es un gas que, concentrado en las hojas, pasa a ser letal para los animales tras la ingesta prolongada.



Se desconoce la presencia de flúor entre los gases de la erupción de 1991 del volcán Planchón. No obstante, las concentraciones sólo llegan a ser críticas hacia sectores de sotavento después de largos y continuos períodos eruptivos, los que no son frecuentes en el Planchón. En tales circunstancias, las áreas más expuestas corresponden a los sectores afectados por la caída de materiales piroclásticos hacia el este y sureste del volcán (ver subcapítulo Caída de piroclastos) y, menos probablemente, los sectores occidentales a lo largo del valle del río Claro, ante la ocurrencia de vientos del este.

#### **FLUJOS Y OLEADAS PIROCLÁSTICAS**

El principal peligro de los flujos y oleadas piroclásticas corresponde a la gran energía de emplazamiento y la temperatura de la masa basal de detritos rocosos calientes y la nube de cenizas y gases calientes que se va desprendiendo. Los flujos y oleadas se desplazan comúnmente a velocidades de 50-150 km/h (pudiendo llegar a algunos cientos de km/h) y tienen temperaturas desde ~100°C hasta varios cientos de grados centígrados. La mezcla de piroclastos y cenizas calientes puede cubrir en pocos segundos las partes bajas de los valles y parcialmente las laderas por cientos de metros. La nube de baja densidad de cenizas y gases calientes arrasa y quema instantáneamente la flora y fauna de los sectores invadidos, lanzando, además, como proyectiles los fragmentos rocosos.

El emplazamiento de flujos piroclásticos sobre acumulaciones de nieve o glaciares, puede producir su rápida fusión, generando flujos de barro y crecidas de mayor alcance. Sin embargo, las áreas de mayor vulnerabilidad son los valles que descienden del volcán y las laderas de esos valles. Cabe destacar que los flujos y oleadas piroclásticas pueden ser encauzados directamente en un valle debido a la ubicación o forma que tenga el cráter, o se pueden emplazar radialmente sobre todos los flancos del volcán. Los flujos y oleadas se pueden generar por el colapso gravitacional de columnas eruptivas de piroclastos, por explosiones laterales, así como por violentas explosiones freáticas sub e intraglaciares, capaces de generar huracanes volcánicos de alto poder destructivo, cargados de partículas en suspensión y gases. Las evidencias indican que sólo la oleada Valenzuela y la pómez Los Baños fueron erupciones capaces de generar este tipo de peligros durante el postglacial en el volcán Planchón, demostrando una muy baja recurrencia para el proceso. Los flujos y oleadas piroclásticas podrían extenderse por los valles del río Claro y/o por el río Valenzuela, hasta más de 25 km desde el volcán. Estas áreas están altamente expuestas a su emplazamiento, aunque se estima que la ocurrencia de tales procesos es de baja probabilidad, aún dentro del período de varios cientos de años.

#### **AVALANCHAS DE DETRITOS VOLCÁNICOS**

El colapso de un sector de un edificio volcánico desencadena una avalancha volcánica la cual, generalmente, se transforma en un flujo cohesivo de detritos volcánicos. El colapso se puede producir cuando la estructura ha alcanzado una cierta altura crítica. El fenómeno se desencadena por la inyección interna de un cuerpo magmático viscoso que deforma la estructura y/o por la desestabilización del edificio volcánico por efecto de una falla geológica o un severo terremoto volcánico o tectónico. La ocurrencia de un flujo de detritos volcánicos es más factible en volcanes de composición ácida, más rica en sílice que el promedio del CVPP. En este sentido, el volcán Planchón es un caso hasta cierto punto excepcional, pues hace miles (probablemente decenas de miles) de años, tras el colapso de su estructura, generó un flujo catastrófico de detritos a lo largo del río Claro, hasta la Depresión Central, pasando por el río Teno (DDVPT). Como consecuencia, el ancestral volcán Planchón 1 fue descabezado dejando una caldera de anfiteatro, la cual fue parcialmente rellenada por la estructura del Planchón 2. Sin embargo, ésta no alcanzó siquiera a recuperar la altura y la forma del Planchón 1 descabezado, por lo que,

sumado al hecho que se trata de un volcán construido por magmas más bien de baja viscosidad, se considera muy remota la posibilidad de que sufra un nuevo colapso.

### ACTIVIDAD SISMICA LOCAL

La actividad interna de una cámara magmática genera microsismos y sismos de diversas magnitudes. Pruebas hechas durante el desarrollo de este trabajo indican que el volcán Planchón mantendría una cámara que es fuente de alguna actividad microsísmica, probablemente producida por movimientos del magma, con frecuencias dominantes de 1.02 Hz (comunicación escrita, G. Fuentealba, 1996).

En los Andes del sur de Chile existen numerosos ejemplos de erupciones que han sido precedidas por actividad sísmica local de baja profundidad, que se va incrementando en el número de eventos diarios y desarrollando algunos de magnitud mayor ( $>5$ ), capaces de producir intensidades de 5 a 7 en radios mayores que 50 km. Durante el inicio de la erupción de baja magnitud de febrero de 1991 se percibió actividad sísmica débil en Carrizales, poco más de 10 km al NW del volcán (Bulletin of the Global Volcanism Network, 1991). Cabe señalar, asimismo, que turistas acampados en los Baños del Azufre informaron sobre sismos débiles previos a la erupción.

La actividad sísmica local asociada a eventos preruptivos y eruptivos del volcán Planchón podría desestabilizar las escarpadas paredes del cajón del río Claro, así como desencadenar deslizamientos de los flancos inestables del valle de ese río. La inestabilidad de los flancos se incrementa tras lluvias de alta intensidad, como quedó demostrado a comienzos de julio de 1926. Efectivamente, sobre el lado izquierdo del río Claro, 1,5 km al sur de Los Queñes, ese año ocurrió un deslizamiento de  $250 \times 400$  m, que desvió el lecho del río (Brüggen, 1928).

### ALTERACIONES FISICOQUIMICAS DE AGUAS

En el caso del volcán Planchón, las alteraciones fisicoquímicas de las aguas de esteros y ríos constituye uno de los peligros de respuesta más inmediata y recurrente ante el desarrollo de una erupción. En diversos grados, las condiciones fisicoquímicas de las aguas se ven alteradas por todos los productos volcánicos. Las propiedades que reflejan, primariamente, esa alteración son el aumento drástico de la acidez (descenso del pH en varios puntos) y la turbidez (aumento del material en suspensión) de las aguas de esorrentía, produciendo daños inmediatos a la fauna. Esto se vio reflejado durante las erupciones de 1837 (Bustillos, 1850) y 1991 (Bulletin of the Global Volcanism Network, 1991).

La alteración se produce, principalmente, por la dispersión de las aguas ácidas de lagos de cráter, las cenizas con precipitados ácidos, corrientes de barro, lavas y flujos piroclásticos que, directa o indirectamente, aportan los precipitados químicos a los cursos de aguas perennes (Fig. 2). Las alteraciones de las aguas, eventualmente, podrían detectarse sin que medie o se haya iniciado una erupción, siendo su contaminación un peligro latente para las aguas de riego, potable y también para el agua usada por animales.

### PRONOSTICO DE ERUPCIONES Y MITIGACION DE SUS EFECTOS

Las futuras erupciones que ocurran en el volcán Planchón no se pueden predecir, ni detener. Tampoco es factible la desviación o el control de los productos emitidos como lavas, flujos piroclásticos, corrientes laháricas, contaminación de las aguas, etc. No obstante, es necesario tomar resguardo para evitar, cuando sea posible, los peligros y hacer los planes de contingencia para reducir los efectos cuando los peligros sean inevitables. La vigilancia simple del volcán con el fin de detectar indicios de una próxima erupción y el desarrollo de planes de emergencia en relación a los posibles escenarios de esa erupción, podrían ayudar a reducir las pérdidas o daños.

Para mitigar los efectos de una posible erupción, es necesario que las organizaciones responsables de la protección civil (ONEMI en la actualidad, en Chile), conjuntamente con las orga-

nizaciones locales, comunales y regionales, elaboren planes de contingencia, considerando la evaluación de la vulnerabilidad de las áreas bajo influencia de los peligros del volcán Planchón y, ante diversos escenarios, considerando el mapa de peligros (ver mapa de peligros, fuera de texto).

La mayoría de los volcanes pueden mostrar algunos tipos de señales 'sintomáticas' antes que comience una erupción. Sin embargo, en el caso de volcanes aislados de centros poblados y bajo condiciones climáticas adversas, esas señales pueden pasar inadvertidas. Una forma de disponer de información premonitoria de erupciones es instalar un sistema de vigilancia permanente que permita detectar e interpretar esos eventos, ocasionalmente precursoros, y discriminarlos de las conductas habituales del volcán.

Los mejores métodos de monitoreo son instrumentales e incluyen una gran variedad de técnicas geofísicas y geoquímicas. Para los casos de volcanes aislados de los Andes, de difícil acceso, generalmente cubiertos de nieve gran parte del año, se recomienda el uso de sismómetros para detectar los sismos asociados al movimiento del magma en el interior de la cámara del volcán. Tales movimientos pueden ser habituales y característicos para cada volcán en particular. Por lo tanto, es fundamental conocer el perfil de base de la conducta microsísmica del aparato, el cual se va construyendo con el registro continuo de información, en lo posible, durante años, con el fin de discriminar y pronosticar certeramente situaciones no habituales. Recientemente, en el marco del proyecto que ha generado este estudio, se ha instalado una estación telemétrica de registro microsísmico, 14 km al WNW del Planchón, la que está siendo controlada por el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS). Asimismo, sobre el valle del arroyo del Peñón, 7 km al ESE del Planchón, se ha instalado otra estación sismológica, la cual es controlada por el INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica de San Juan) del Servicio Geológico Minero Argentino.

## CONCLUSIONES

El estudio de la geología y peligros del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa y la revisión de antecedentes disponibles, ha permitido obtener las siguientes conclusiones:

- i. El CVPP es un sistema volcánico cuya evolución se inició en el Pleistoceno medio-tardío, probablemente hace más de 1 Ma. El complejo volcánico estuvo muy activo hasta tiempos intraglaciaros, manteniendo, durante el Holoceno, un nivel de actividad relativamente débil.
- ii. El CVPP incluye dos centros volcánicos mayores e independientes. El más antiguo, profundamente erosionado, de una altura mayor que 4.100 m s.n.m., corresponde al volcán Peteroa-Azufre ubicado al sur y que está formado por basaltos hasta dacitas; el más joven es el volcán Planchón predominantemente basáltico, que ha evolucionado por etapas marcadas y se ubica en la parte norte del complejo. No se reconocen conos o cráteres parásitos o adventicios.
- iii. La historia del volcán Planchón registra actividad eruptiva interglacial y tardiglacial, prehistórica e histórica (unidades Planchón 1, 2 y 3). El colapso de un sector importante del cono andesítico-basáltico de la etapa 1 generó un flujo catastrófico de detritos volcánicos, que alcanzó la Depresión Central, hasta ~95 km al NW. En forma relativamente rápida, el anfiteatro generado fue parcialmente rellenado por lavas del Planchón 2, de igual composición que los productos de la etapa previa y caracterizado por una actividad efusiva de alta tasa de emisión. Las coladas de lava de mayor longitud (<19 km) fueron emitidas durante esta etapa.
- iv. La etapa Planchón 3 que incluye la actividad postglacial es fundamentalmente explosiva y se asocia a rocas más evolucionadas cuya composición varía desde andesitas basálticas a dacitas. Incluye la formación de 5 cráteres de explosión (formas principalmente destructivas)

y un cono de escorias, asociado a la única colada de lava reconocida para esta etapa. Tres cráteres de explosión fueron creados durante la última erupción ocurrida en febrero de 1991.

- v. Los volúmenes de materiales emitidos dentro de las diferentes etapas de la evolución del complejo volcánico muestran una clara tendencia decreciente. Esto es particularmente notable en el caso del volcán Planchón, lo que podría indicar una disminución del volumen de magma disponible en su cámara magmática y, eventualmente, un menor alcance del peligro de la actividad explosiva.
- vi. La interacción del magma con las aguas freáticas provenientes de la fusión del casquete glacial ha jugado un papel importante para la evolución del complejo, especialmente en el caso del volcán Planchón. El retroceso de los glaciares durante el Holoceno, se manifestaría, también, al disminuir los fenómenos de interacción magma/agua durante las sucesivas erupciones.
- vii. Las erupciones de la pómez los Baños y de 1991 indican que en la cámara magmática del Planchón, durante el postglacial, han ocurrido lentos procesos de diferenciación magmática, que permitieron el desarrollo de volúmenes relativamente pequeños de magmas ácidos viscosos de mayor explosividad.
- viii. Desde el punto de vista geoquímico, las rocas del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa son típicamente subalcalinas y metaluminosas, con un intervalo de composición que se extiende desde andesitas basálticas, traquiandesitas, traquitas y dacitas.
- ix. La cronología de erupciones holocenas del Planchón muestra una recurrencia francamente baja, con una erupción mayor a los -7.000 AP, otra mediana, a los 1.000-1.500 AP, con otras tantas erupciones menores intercaladas ( $IEV < 2$ ). Durante los últimos dos siglos, sólo destacan la erupción de 1837, que habría generado lahares (crecidas) hasta el río Teno y la erupción de febrero de 1991, que produjo algunos cambios estructurales del cráter.
- x. Respecto de los peligros volcánicos del Planchón, se concluye que:
  - La formación de lavas que constituyan una amenaza real en el volcán se restringe al sector occidental; aunque la ocurrencia de una colada peligrosa es casi nula en el plazo de siglos.
  - Las áreas más amenazadas por una erupción explosiva con caída de **piroclastos** se ubican hacia el sector oriental del volcán, particularmente el cuadrante sureste. En este caso, la redepósito de cenizas puede afectar gran parte del sector sur de la Provincia de Mendoza. Una erupción prolongada de cenizas podría, además, producir contaminación por elementos tóxicos para la fauna y el ganado en territorio argentino. De igual modo, una erupción piroclástica puede producir contaminación química ácida y aumento de la turbidez de las aguas, especialmente de los ríos Claro, Valenzuela y de su colector, el río Grande, alterando la calidad del agua potable y de riego. En el plazo de un siglo, es factible esperar 2 a 3 erupciones menores ( $IEV < 2$ ) de cenizas en el Planchón, aunque explosiones mayores ( $IEV > 3$ ) pueden ocurrir en el plazo de varios siglos.
  - Los lahares afectarían de preferencia al río Claro y posibles crecidas al río Teno, sin que se esperen descargas mayores de no ocurrir factores externos que amplíen los efectos, como erupciones coincidentes con lluvias intensas o erupciones de lava durante el invierno y primavera. La recurrencia de flujos laháricos generados por erupciones de lava parece ser baja en el plazo de 1 a 2 siglos; sin embargo, la posibilidad de ruptura de algunos de los lagos de cráter del Planchón está dentro de lo previsible durante cualquier erupción explosiva menor.
  - Los flujos y oleadas piroclásticas parecen ser una amenaza poco probable en el volcán Planchón, no obstante podrían afectar tanto el sector oriental, como el lado occidental. La presencia de un casquete glacial y un sistema ancho que lo acoge, favorece la formación

de erupciones freatomagmáticas, que son las únicas que han generado flujos piroclásticos en el volcán. Sin embargo, aparentemente, la disponibilidad de magmas para ser erupcionados como flujos piroclásticos sería escasa. En consecuencia, las evidencias indican que la recurrencia del proceso es baja en el plazo de varios siglos.

- El colapso de la estructura del volcán Planchón como un flujo de detritos volcánicos se considera como una posibilidad muy remota.

## AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue ejecutado en el marco del 'Proyecto Piloto para la Vigilancia de los Volcanes Fronterizos Peteroa y Copahue', refrendado por el Ministerio del Interior de Chile y la Oficina para la Coordinación de Asuntos Humanitarios de las Naciones Unidas (O.C.H.A.), con el financiamiento del 'Department for International Development' (D.F.I.D.) del Reino Unido y realizado por el Servicio Nacional de Geología y Minería, a través de su Programa de Riesgo Volcánico. Los trabajos en la República Argentina han sido enmarcados en el 'Proyecto de Mitigación de Riesgo Volcánico en la República Argentina, Proyecto Piloto Volcán Peteroa', patrocinado por la O.C.H.A. de Naciones Unidas y el Servicio Geológico Minero Argentino.

Los autores expresan sus sinceros agradecimientos a las siguientes personas e instituciones en reconocimiento a la colaboración prestada:

- Sr. José Briceño, Representante del O.C.H.A. de Naciones Unidas.
- Sres. Federico Assler, Luis Valdés y Juan Carlos Dörr, de los fundos del valle del río Claro.
- Sr. René Falroa, hábil piloto del helicóptero utilizado.
- ESSAM, Región VII por la provisión de datos de pozos de agua potable.
- Ilustre Municipalidad de Romeral, por su colaboración y particularmente a José Luis Piña, entusiasta compañero de ascenso al volcán.
- Laboratorio Químico y Taller de Cortes Transparentes del Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Sras. Cecilia Morales y Ximena Andrade, de la Unidad de Sistemas de Información Geológica y la Sra. María Paz Salgado, ex secretaria del Departamento de Geología Aplicada del Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Gendarmería Argentina.

En forma muy especial se reconoce la valiosa colaboración prestada por los siguientes colegas: Moyra Gardeweg, Wes Hildreth, Luis Lara, Edmundo Polanco, Kevin Scott y Regina Toloza. Asimismo, se agradecen los comentarios efectuados al manuscrito original realizados por Jorge Clavero, Luis Lara Pulgar, Hugo Moreno y Constantino Mpodzls.

## REFERENCIAS

- Barros-Arana, D. 1881. Historia General de Chile. *Imprenta Nacional*, Tomo VI, 243 p. Santiago.
- Brüggen, J. 1928. Texto de Geología, Geología General. *Editorial Nascimento*, Tomo I, 458 p. Santiago.
- Brüggen, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. *Instituto Geográfico Militar*, 374 p. Santiago.
- Boletín del Servicio Sismológico de Chile. 1937. Informes, Vol. 26, 20. Santiago.
- Bulletin of the Global Volcanism Network. 1991. Planchón-Peteroa, Chile. Vol. 16, No. 1, 2-3.
- Bustillos, J. 1850. Observaciones relativas a la Geología, Meteorología e Historia Natural. *Anales de la Universidad de Chile, Imprenta Nacional*, Tomo VII, p. 277-284. Santiago.

- Cas, R.A.F.; Wright, J.V. 1987. Volcanic successions: modern and ancient. *Chapman and Hall*, 528 p. London.
- Casertano, L. 1963a. General characteristics of active Andean volcanoes and a summary of their activities during recent centuries. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 53, p. 1415-1433.
- Casertano, L. 1963b. Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields, Part XV, Chilean Continent. *International Association of Volcanology*, 55 p. Rome.
- Cerda, M.; Cerda, H.; Arenas, D.; Cárdenas, E. 1991. Expedición científica a la erupción del volcán Planchón-Peteroa (Inédito). *Club de Montañas Millantú*, 2 p. Curicó.
- Charrier, R.; Wyss, A.; Flynn, J.; Swisher III, C.; Spichiger, S.; Zapatta, F. 1994. Nuevos antecedentes estratigráficos y estructurales para las formaciones Coya-Machali y Abanico, entre los 33°50' y 35°S, Cordillera Principal Chilena. In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 2*, p. 1318-1319. Concepción.
- Davidson, J. 1971. Geología del área de las nacientes del Teno, Provincia de Curicó. Memoria de Prueba. Título de Geólogo (Inédito). *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 265 p.
- Davidson, J. 1974. A Quaternary volcanic mudflow (lahar) down the Claro and Teno valleys from Planchón Volcano (Curicó Province, Chile). In *International Symposium on Volcanology, Abstracts of papers*, p. 14-15. Santiago.
- Davidson, J.; Vicenta, J.C. 1972. Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de las nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina), Cordillera Principal, 35° a 35°15' de latitud sur. In *Congreso Geológico Argentino, No. 5, Actas, Vol. 5*, p. 11-56. Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina.
- Dixon, H.J.; Sparks, R.S.J.; Chávez, R.; Naranjo, J.A.; Dunkley, P.N.; Young, S.H.; Gilbert, J.S. 1996. The Geology of Nevados de Chilán Volcano, Chile. *British Geological Survey, Technical Report WC/95/84*. BGS, ODA, SERNAGEOMIN, 54 p.
- Drake, R.E. 1976. Chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes-Latitudes 35°30' to 36°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 1, p. 265-284.
- Fierstein, J.; Bruggman, P.E.; Bartel, A.J.; Stewart, K.C.; Taggart, J.E.; Drake, R.E.; Hildreth, W. 1989. Chemical Analyses of Rocks and Sediments from Central Chile. *U.S.G.S. Open-file Report 89-78*, 13 p.
- Fisher, R.V.; Schmincke, H.U. 1984. Pyroclastic Rocks. *Springer-Verlag*, 472 p. Berlin, Heidelberg.
- Flynn, J.; Wyss, A.R.; Charrier, R.; Swisher, C. 1995. An Earlier Miocene anthropoid skull from the Chilean Andes. *Nature*, Vol. 373, p. 603-607.
- Fuenzalida, H. 1941. Distribución de los volcanes del grupo de los Descabezados. *Boletín del Museo Nacional de Historia Natural*, Vol. 19, p. 19-30.
- Fuenzalida, R. 1982. Lahar del Teno: consideraciones sobre su mecanismo de transporte. In *Congreso Geológico Chileno, No. 3, Actas, Vol. F88-96*. Concepción.
- Gerth, H. 1935. De Vulkanen Peteroa In de Zuidamerikaansche Cordilleren op de Grens van Argentinië en Chili. In Gerth, H. *Geologie Südamerikas, Gebruder Bornträger*, p. 730-749. Berlin.
- González, O. 1995. Volcanes de Chile. *Instituto Geográfico Militar*, 635 p. Santiago.
- González, O.; Vergara, M. 1982. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 36° latitud Sur. *Universidad de Chile, Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*. Vol. 19, No. 24, 121 p.
- Haller, M.J. 1982. Informe Preliminar de la Hoja 28a, "Volcán Peteroa" (Inédito), *Servicio Geológico Nacional*, 32 p. Buenos Aires.
- Haller, M.J.; Méndez, J.A.; Ostera, H.A. 1991. Mapa preliminar de riesgo en la vertiente argentina del volcán Peteroa. In *Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas, Vol. 1*, p. 355-358. Viña del Mar.
- Haller, M.J.; Méndez, J.A.; Ostera, H.A.; Chemicoff, J. 1993. Volcán Peteroa, Mendoza, Argentina: Mapa de riesgo preliminar de su vertiente oriental y características de la erupción de febrero de 1981. *Primeras Jornadas Nacionales de Vulcanología, Medio Ambiente y Defensa Civil, 1992. Asociación Geológica de Mendoza, Ministerio del Interior*, p. 55-68. Malargüe, Argentina.
- Haller, M.J.; Ostera, H.A.; Pasco, A.H.; Gardini, M.; Foigueras, A. 1994. Vulcanoesratigrafía reciente y eruptividad del volcán Peteroa. In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 1*, p. 319-323. Concepción.
- Hauser, A. 1990. Hoja Rancagua, VI Región. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Hidrogeológica de Chile*, No. 1, 65 p. Santiago.
- Hauser, A. 1983. Remociones en masa en Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín*, No. 45, 75 p.
- Heim, A. 1932. Bergsturz und Menschenleben. *Deutsch. Geol. Gesell. Zeitschr.*, Vol. 34, p. 74-115.

- Hildreth, W.; Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, No. 98, p. 455-489.
- Hildreth, W.; Gruner, A.L.; Drake, R.E. 1984. The Loma Seca Tuff and the Calabozos caldera: A major ash-flow and caldera complex in the southern Andes of central Chile. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 95, p. 45-54.
- Iverson, R.M. 1997. The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics, American Geophysical Union*, Vol. 35, p. 245-296.
- Irvine, T.N.; Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal Earth Sciences*, Vol. 8, p. 523-548.
- Kittl, E. 1933. Estudio sobre los fenómenos volcánicos y material caído durante la erupción del grupo del 'Descabezado' en el mes de abril de 1932. *Anales del Museo Nacional de Historia Natural*, Tomo XXXVII, p. 321-384.
- Kuochi, A.; Sunagawa, I. 1983. Mixing basaltic and dacitic magmas by forced convection. *Nature*, Vol. 304, p. 527-528.
- LeBas, M.J.; LeMaitre, R.W.; Streckelsen, A.; Zanettin, B. 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, Vol. 27, p. 745-750.
- Lipman, P.W.; Mullineaux, D.R. 1981. The 1980 eruptions of Mount Saint Helens, Washington (P.W. Lipman; D.R. Mullineaux: editors). *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, No. 1250, 844 p.
- MacPhail, D. 1973. The geomorphology of the Rio Teno Lahar, Central Chile. *Geographical Review*, Vol. 63, p. 517-532.
- Marangunic, C.; Moreno, H.; Varela, J. 1979. Observaciones sobre los depósitos de relleno de la depresión longitudinal de Chile, entre los ríos Tinguiririca y Maule. *In Congreso Geológico Chileno, No. 2, Actas*, Vol. 3, p. 129-139. Arica.
- Molina, I. 1776. Compendio de la historia jeográfica, natural i civil del reino de Chile. *Publicado Anónimo en Bolonia en 1776 i traducido por Narciso Cuelo. Publicado por don Luis Monti en la Colección de Historiadores de Chile*, Tomo XI, p. 185-304. Santiago.
- Muñoz-Cristi, J. 1950. Informe geológico sobre la parte oriental de la Cordillera de la Costa, Provincia de Taica (Inédito). *Universidad de Chile, Instituto de Geología*, 19 p.
- Naranjo, J.A.; Haller, M.J. 1997. Actividad explosiva postglacial del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, 35°15' S. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas*, Vol. 1, p. 357-361. Antofagasta.
- Naranjo, J.A.; Moreno, H.; Banks, N. 1993. La erupción del volcán Hudson en 1991 (46°S), Región XI, Aisén, Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín*, No. 44, 50 p.
- Naranjo, J.A.; Moreno, H.; Gardeweg, M. 1991. Erupción de 1889-1890 del volcán Lonquimay, Andes del sur (38°20' S). *In Congreso Geológico Chileno, No. 6, Actas*, Vol. 1, p. 445-448. Viña del Mar.
- Naranjo, J.A.; Scott, K.; Hildreth, W. 1997. Highly mobile catastrophic debris avalanche of Planchón-Peteroa volcanic complex, southern Andes, Central Chile. *IAVCEI General Assembly, Abstracts*, p. 107. Puerto Vallarta, México.
- Newhall, C.; Self, S. 1982. The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude historical volcanism. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 87, p. 1231-1238.
- Pearce, J.A. 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. *In Continental basalts and mantle xenoliths* (Hawkesworth, C.J.; Norry, M.J.; editors). *Shiva Publications*, p. 230-249.
- Petit-Breuilh, M.E. 1996. Cronología eruptiva histórica de los volcanes Planchón-Peteroa y Copahue, Andes del sur (Inédito). *DHA Proyecto Piloto de Monitoreo de los volcanes Planchón-Peteroa y Copahue*, 44 p.
- Pierson, T.C. 1995. Flow characteristics of large eruption-triggered debris flows at snow-clad volcanoes: constraints for debris-flow models. *In Models of magmatic processes and volcanic eruptions* (Yoshiaki, I.; editor et al.). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1-4. p. 283-284.
- Scott, K.M. 1988. Origins, behavior, and sedimentology of lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River system. *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, No. 1447-A, 74 p.
- Scott, K.M.; Vallance, J.W.; Pringle, P.T. 1995. Sedimentology, behavior and hazards of debris flows at Mount Rainier, Washington. *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, No. 1547, 56 p.
- Sheridan, M.F.; Wohletz, K.H. 1981. Hydrovolcanic explosions: the systematics of water-pyroclast equilibration. *Science*, Vol. 212, p. 1387-1389.
- Shreve, R.L. 1968. The Blackhawk landslide. *Geological Society of America, Special Paper*,

No. 108, 47 p.

- Siebert, L.; Glicken, H.; Uj, T. 1987. Volcanic hazards from Bezymianny - and Bandai - type eruptions. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 49, p. 435-459.
- Sruoga, P.; Ibáñez, G. 1995. Lluvias de tefra y su incidencia en el medio ambiente: ejemplos de la provincia de Mendoza. *Primera Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación de Territorio*, p. 185-196. Mendoza, Argentina.
- Torney, D.R.; Frey, F.A.; López, L. 1989. Geologic history of the active Azufre-Planchón-Peteroa volcanic center (35°15' S, southern Andes), with implications for the development of compositional gaps. *Asociación Argentina*, Vol. XLIV (1-4), p. 420-430.
- Torney, D.R.; Frey, F.A.; López, L. 1995. Geochemistry of the Active Azufre-Planchón-Peteroa Volcanic Complex, Chile (35°15' S): Evidence for Multiple Sources and Processes in a Cordilleran Arc Magmatic System. *Journal of Petrology*, Vol. 36, No. 2, p. 265-298.
- Uj, T. 1989. Volcanic dry avalanche deposit-identification and comparison with non volcanic debris stream deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 18, p. 135-150.
- Wilson, M. 1988. Igneous petrogenesis. *Unwin Hyman Ltd.*, 552 p. Winchester.

## GLOSARIO DE TERMINOS

**AP:** antes del presente (presente = 1950 D.C).

**Avalancha de detritos:** flujo granular, no-cohesivo, grueso, que contiene grandes fragmentos descritos como megaclastos o megabloques; generalmente generada a partir de un deslizamiento por colapso repentino de un flanco montañoso o volcánico. La mecánica de flujo está gobernada por la fricción y colisión de fragmentos.

**Caldera de avalancha:** cicatriz de erosión cóncava con forma de anfiteatro (herradura) que resulta de un deslizamiento por colapso gravitacional de un sector y cima de un cono volcánico.

**Caldera:** cráter volcánico formado por colapso durante una erupción, generalmente de varios kilómetros de diámetro.

**Catástrofe:** es una repentina y violenta perturbación de la naturaleza, atribuida a causas naturales excepcionales, que afecta las condiciones físicas de la superficie terrestre.

**Desastre:** interacción de un fenómeno geológico extremo (de tipo catastrófico) y una comunidad u obra humana, que causa alteraciones intensas en las personas, los bienes, los servicios y/o el ambiente. Es la ocurrencia efectiva de un fenómeno peligroso que, como consecuencia de la vulnerabilidad de los elementos expuestos, causa efectos adversos sobre los mismos.

**Epiclástico:** depósito o roca que fue producido por procesos superficiales de fragmentación normales (intemperización, abrasión física, colapso gravitacional) o finalmente fue depositado por procesos superficiales normales (tracción, suspensión, flujo en masa).

**Erupción estromboliana:** erupción balística de tefra, débil a violenta, esporádica en pulsos, generalmente de magma basáltico a andesítico, moderadamente fluido. Los conos de escoria son construídos por este tipo de actividad.

**Erupción freatomagmática:** erupción volcánica explosiva causada, al menos en parte, por la interacción del magma con agua meteórica (agua subterránea o subsuperficial).

**Erupción pliniana:** eyección paroxismal de grandes volúmenes de ceniza y pómez, mediante una columna de erupción bien definida; a menudo, puede preceder un colapso de caldera. El depósito de caída de tefra que resulta cubre un área mayor que 500 km<sup>2</sup>.

**Erupción subpliniana:** es un tipo de erupción pliniana de escala pequeña –intermedia entre la actividad estromboliana y la actividad pliniana– que se caracteriza por depósitos de pómez y ceniza que cubren menos que 500 km<sup>2</sup>.

**Escoria:** piroclasto vesicular de composición basáltica o andesítico-basáltica, de paredes vesiculares generalmente gruesas (más que aquéllas de la pómez) y de color oscuro.



- Esquírlas:** partículas de vidrio angulares de tamaño ceniza que resultan de la fragmentación magmática explosiva de las paredes de vesículas de pómez.
- Flujo de detritos (flujo de barro cohesivo):** flujo de barro cohesivo con una consistencia lo suficientemente alta para poder transportar grandes clastos, eventualmente disponibles.
- Flujo piroclástico:** nube eruptiva consistente de piroclastos calientes y gases, transportados por efecto de gravedad a través del piso, como una corriente densa. Muchos flujos se generan por el colapso de una columna eruptiva cargada de partículas. La mayoría de los flujos descienden a altas velocidades y se encauzan por los sistemas de drenaje, aunque algunos llevan energía suficiente para atravesar cerros y valles.
- Flujo turbulento:** flujo en el cual las líneas de corriente son altamente irregulares, conformando remolinos que producen un alto grado de mezcla del fluido.
- Fragmento juvenil:** material piroclástico que representa muestras del magma eruptado.
- Hackly jointing (fracture):** también llamado diaclasamiento o fracturamiento dentado, es la propiedad exhibida por ciertos minerales o rocas, de fracturarse o romperse en superficies aserradas que se fijan como rompecabezas.
- Índice de Explosividad Volcánica (IEV):** escala de magnitud del grado de explosividad (0 a 8), que combina el volumen de los productos explosivos emitidos, la altura de la columna eruptiva, entre otras características descriptivas de la erupción.
- Isópaca:** trazado de línea en un mapa dibujada a través de puntos de igual espesor de una unidad de roca o depósito determinado.
- Lahar:** flujo de detritos o de barro constituido de materiales volcánicos. Generalmente aplicado a flujos formados cuando la nieve y/o el hielo se funden por el calor de lavas o flujos piroclásticos, o cuando el agua es abruptamente liberada de un lago o por la erosión de depósitos volcánicos recientes producida por lluvias intensas.
- Lava aa:** término de origen hawaiano para coladas de lava caracterizadas por una superficie áspera, aserrada y ganchuda, generalmente de composición basáltica a andesítico-basáltica.
- Lava de bloques:** colada de lava caracterizada por una superficie de bloques angulosos de variados tamaños, desde aproximadamente 15 cm hasta varios metros de diámetro, generalmente de composición andesítica a dacítica.
- Magma:** roca fundida consistente en una mezcla de cristales en un líquido fundido y con volátiles o gases presurizados.
- Montículos o cerrillos o 'hummocks':** megaclastos o megabloques que muestran expresión topográfica, inmersos en un depósito de avalancha o flujo de detritos.
- Oleada piroclástica:** flujo piroclástico turbulento, diluido, de baja densidad, que se mueve lateralmente desde una columna explosiva, ya sea por una explosión dirigida o por el colapso de una columna eruptiva. Los depósitos de oleadas son finamente estratificados, pudiendo mostrar estructuras de dunas, antidunas y estratificación gradada.
- Peligro o amenaza volcánica:** probabilidad de ocurrencia de un evento potencialmente desastroso durante un cierto período de tiempo en un sitio dado. Se asocia a un fenómeno físico latente de origen volcánico que puede presentarse o afectar un sitio específico en un tiempo determinado.
- Piroclasto:** cualquier fragmento eyectado durante una erupción volcánica explosiva. Respecto del tamaño, se denomina ceniza (< 2 mm), lapilli (2-64 mm) y bloques o bombas (angulosos o redondeados, >64 mm).
- Pómez:** piroclasto altamente vesicular, con muy baja densidad total y delgadas paredes vesiculares, usualmente de color claro.
- Riesgo volcánico:** es la posibilidad de pérdida —de vidas humanas, propiedades, capacidad productiva, etc.— dentro de un área determinada sujeta o expuesta a peligro (s).
- Tefra:** expresión colectiva para todos los fragmentos volcánicos que han sido eyectados desde un centro de emisión. También se denominan así todos los depósitos piroclásticos incluyendo depósitos de flujos y oleadas piroclásticas y de caída.

**Vulnerabilidad:** grado de exposición a un peligro o amenaza que puede presentar un área, asentamiento humano u obra. Puede ser medido en una proporción (0 al 100%) del costo susceptible a ser perdido por la ocurrencia de un evento peligroso dado.

- No. 27 Geología de los yacimientos de manganeso de Corral Quemado, Arrayán y Fragua, Provincia de Coquimbo. F. Peebles y E. Kohn. 1970. 56 p.
- No. 28 Edades radiométricas de rocas intrusivas y metamórficas de la Hoja Valparaíso-San Antonio. J. Corvalán y F. Munizaga. 1972. 40 p., 1 mapa geológico, escala 1:250.000.
- No. 29 Estudio geológico del Salar de Atacama, Provincia de Antofagasta. A. Moraga, G. Chong, A. Fort y H. Henríquez. 1974. 56 p., 2 mapas geológicos, escala 1:250.000.
- No. 30 Las Trigonías jurásicas de Chile y su valor cronoestratigráfico. E. Pérez y R. Reyes. 1977. 53 p., 3 Láms.
- No. 31 Aplicación del ensayo de carga puntual a mapeo geotécnico de las rocas. C. Emperan. 1977. 58 p.
- No. 32 Las Trigonías del Títonio y Cretácico Inferior de la cuenca andina de Chile y su valor cronoestratigráfico. R. Reyes y E. Pérez. 1978. 105 p., 5 Láms.
- \* No. 33 Suelo de fundación del gran Santiago. G. Valenzuela. 1978. 84 p., 2 mapas geológicos, escala 1:50.000 y 1:200.000.
- No. 34 Las Trigonías del Cretácico Superior de Chile y su valor cronoestratigráfico. E. Pérez y R. Reyes. 1978. 67 p., 2 Láms.
- No. 35 Paleontología y bioestratigrafía del Triásico Superior y Jurásico Inferior en el área de Curepto, Provincia de Talca. F. Escobar. 1980. 88 p., 5 Láms.
- No. 36 Geología económica del distrito Río Blanco-Disputada. A. Cepeda. 1981. 43 p., 4 mapas geológicos, escala 1:20.000.
- No. 37 Bioestratigrafía del Jurásico de Quebrada Asientos, norte de Pofrenillos, Región de Atacama. E. Pérez. 1982. 197 p., 20 Láms.
- No. 38 Geología de la cordillera Sarmiento, Andes Patagónicas, entre los 51°00' y 52°15' Lat. S, Magallanes, Chile. R. B. Allen. 1982. 46 p., 2 mapas geológicos, escala 1:250.000.
- No. 39 Geología del basamento pre-Jurásico superior en el Archipiélago Madre de Dios, Magallanes, Chile. R. Forsythe y C. Mpodzls. 1983. 63 p., 1 mapa geológico, escala 1:137.000.
- No. 40 Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. R. Boric, F. Díaz y V. Makseev. 1980. 248 p., 2 mapas, escala 1:500.000.
- No. 41 Catálogo analítico de los tipos de Trigonías (Mollusca; Bivalvia) descritos por R.A. Philippi. E. Pérez y R. Reyes. 1989. 51 p., 5 Láms.
- No. 42 Mapa metalogénico de Chile entre los 18° y 34°S (1:1.000.000). C. Ulrikzen. 1990. 112 p., 3 mapas entre 18° y 34°S, escala 1:1.000.000, 1 tabla de yacimientos.
- No. 43 Aspectos geológicos y geotécnicos relacionados con el proyecto y construcción del Camino Longitudinal Austral. Regiones X y XI. A. Hauser. 1993. 75 p.
- No. 44 La erupción del volcán Hudson en 1991 (46°S), Región XI, Aisén, Chile. J.A. Naranjo, H. Moreno y N.G. Banks. 1993. 49 p.
- No. 45 Remociones en mesa en Chile.-A. Hauser. 1993. 75 p.
- No. 46 Catálogo de ejemplares tipo, conservados en la colección paleontológica del Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, desde 1953 a 1993. E. Pérez y R. Reyes. 1994. 98 p.
- No. 47 Flujos de detritos y barro que afectaron el sector oriente de Santiago el 3 de Mayo de 1993. J.A. Naranjo y J. Varela. 1996. 42 p.
- No. 48 Contribuciones Científicas: Instituto de Investigaciones Geológicas (IIG: 1957-1981) y Subdirección de Geología, Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN: 1982-1995). E. Pérez. 1996. 103 p.
- No. 49 Los aluviones del 16 de Junio de 1991 en Antofagasta: un análisis crítico, a 5 años del desastre. A. Hauser. 1997. 47 p.
- No. 50 Catastro y caracterización de las fuentes minerales y termales de Chile. A. Hauser. 1997. 98 p.
- No. 51 Invertebrados fósiles de la Formación Guadal (Oligoceno superior-Mioceno Inferior) en Pampa Castiño, Región de Aisén, Chile. D. Frassinetti y V. Covacevich. 1999. 96 p.

\* Publicación agotada.