

Erupciones holocenas principalmente explosivas del volcán Planchón, Andes del sur (35°15'S)

José A. Naranjo

Servicio Nacional de Geología y Minería,
Avda. Santa María 0104, Casilla 10465, Santiago, Chile
jnaranjo@sernageomin.cl

Miguel J. Haller

Universidad Nacional de la Patagonia
CENPAT, 28 de Julio No. 28 (9120), Puerto Madryn, Argentina
San Juan Bosco -CONICET
haller@cenpat.edu.ar

RESUMEN

La reducida actividad eruptiva holocena del Planchón se ha desarrollado a través de 5 cráteres, en su mayoría de explosión, fuente de los depósitos piroclásticos distribuidos sobre el sector oriental. La primera erupción registrada constó de tres etapas sucesivas cuyas facies son representativas de los respectivos regímenes eruptivos. La Oleada Piroclástica Valenzuela (OPV) fue una oleada de base húmeda originada por el colapso de una columna de erupción freatomagmática, en presencia de un casquete glacial mucho más extenso y grueso que el actual. La disminución de la razón agua/magma durante la erupción, habría incrementado la densidad de la columna eruptiva, generando una fase culminante de flujo piroclástico con mayor concentración de bombas escoriáceas (Flujo Piroclástico Los Ciegos, FPLC). Dataciones AMS indican una edad holocena ~7000 AP para la erupción. Una erupción subpliniana ocurrida entre 1400 y 1050 AP originó el depósito de pomez de caída Los Baños (PLB) que evidencia la presencia de magmas dacíticos en un sistema dominado por la generación de basaltos a andesitas. Esta erupción constituye un proceso único dentro de la evolución del volcán Planchón, tras un período prolongado de diferenciación en una cámara magmática pequeña. La diferencia de edad de varios miles de años entre las erupciones explosivas holocenas más destacadas (OPV+FPLC y PLB), así lo justifica. Las erupciones menores de febrero de 1991 y noviembre de 1998 se produjeron 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. La cámara magmática de este volcán muestra un notable grado de diferenciación con un volumen reducido de magma dacítico en su parte alta. Este ha sido segregado en un período de a lo menos 150 años, considerando la erupción magmática, única emisión de lava andesítica post-glacial del volcán, ocurrida en febrero de 1837.

Palabras claves: Volcanología, Actividad explosiva, Depósitos piroclásticos, Edades C¹⁴, Post-glacial, Volcán Planchón, Andes del Sur, Chile.

ABSTRACT

Mainly explosive Holocene eruptions of the Planchón volcano, southern Andes (35°15'S). The Holocene activity of Planchón volcano is reduced and mainly explosive occurred through five explosive craters as the main source of the post-glacial deposits distributed to the eastern side of the volcano. Three successive phases were involved during the first Holocene eruption. An explosive column produced a short-lived tephra-fall, subplinian deposit. Phreatomagmatic explosions and the collapse of the initial column, due to crater widening, including a thick ice cap, were the causes of the second phase, the Valenzuela Pyroclastic Surge (OPV), a highly fragmented and wet base surge. The presence of a thicker and more extensive glacial cap favoured an eruption dominated by a high water/magma ratio. This also generated highly voluminous laharic deposits to the west through the avalanche caldera opening. The final column

collapse was caused by the diminishing water/magma ratio, increasing the density of the explosion columns, and leading to the third final phase: a pyroclastic flow heavily laden with solid scoriaceous bombs (FPLC). AMS dating indicates a Holocene age of approximately 7,000 BP for this eruption. The presence of dacitic magmas evolved from a system dominated by basaltic andesites at Planchón volcano is evidenced by the Los Baños pumice-fall deposit (PLB). This deposit was formed during a subplinian eruption which occurred around 1,000 years ago, this being a unique process during the entire Planchón evolution. An extended differentiation period of 6 ka within a fairly small magma chamber was the probable origin for the dacite explosive event. The minor eruptions of February 1991 and November 1998, were consequences of the interaction of phreatic water with overheated rocks above the magma chamber and/or with an uppermost differentiated dacitic small magma body. The small amount of dacitic magma was produced during a 150 years period, after the unique post-glacial lava (andesite) erupted at Planchón, in February 1837.

Key words: Volcanology, Explosive activity, Pyroclastic deposits, Radiocarbon age, Post-glacial, Planchón volcano, Southern Andes, Chile.

INTRODUCCION

El Planchón es un volcán de larga evolución (Pleistoceno Superior-Holoceno), marcada por etapas de actividad ocurridas durante y después (<14ka) de la última glaciación, con algunas erupciones históricas documentadas. El rápido crecimiento inicial del volcán fue la causa del colapso de su sector occidental, lo que generó, durante el Pleistoceno tardío, una violenta avalancha volcánica que alcanzó ~95 km hacia el noroeste (Naranjo *et al.*, 1999).

Este volcán constituye el edificio septentrional de una estructura compleja que incluye otros aparatos pleistocenos más antiguos y profundamente erosionados, que conforman el complejo volcánico Planchón-Peteroa. Los estudios detallados de la estratigrafía de ese complejo (35°15'S, Fig. 1), aportaron antecedentes morfológicos, geocronológicos, petrográficos y geoquímicos (Haller *et al.*, 1993; 1994; Naranjo *et al.*, 1999) que permitieron modificar sustancialmente el esquema y subdivisiones estratigráficas previas (Tormey *et al.*, 1989).

El presente trabajo tiene como objetivo exponer la estratigrafía y cronología de los depósitos más importantes originados por la actividad explosiva reciente (postglacial) del volcán Planchón, resulta-

do de observaciones realizadas en la zona alta del volcán, a partir de las facies que rodean y forman las paredes de sus múltiples cráteres de explosión. En contraste a su historia pre-glacial, la actividad eruptiva holocena del Planchón es fundamentalmente explosiva y con tendencias composicionales más evolucionadas, desde andesitas basálticas a dacitas mezcladas con andesitas. Esta actividad se ha desarrollado a través de diversos cráteres y un centro de emisión efusivo cubierto por un cono piroclástico.

A través de la evolución morfológica de sus cráteres y debido a la escasez de depósitos, se ha podido determinar que la actividad explosiva holocena del volcán Planchón ha sido particularmente reducida. Por otra parte, las condiciones de aridez de su entorno no han permitido la preservación de depósitos piroclásticos que se hubieran generado por erupciones menores a las descritas en este trabajo. Al igual que la totalidad de los casos analizados de actividad explosiva holocena a lo largo de los Andes del sur y australes (Naranjo *et al.*, 2001), los depósitos generados se distribuyen sobre el sector oriental del volcán.

ESTRUCTURA DEL COMPLEJO VOLCANICO HOLOCENO

El volcán Planchón, ubicado al norte de la estructura de esqueleto del Peteroa, forma parte de un complejo volcánico con varias cimas de formas agudas a causa de la erosión glacial, de orientación

norte-sur y edad pleistocena a reciente. A su vez, el sector activo del complejo (denominado volcán Planchón 3 por Naranjo *et al.*, 1999), se ubica sobre una estructura de morfología irregular, pero relati-

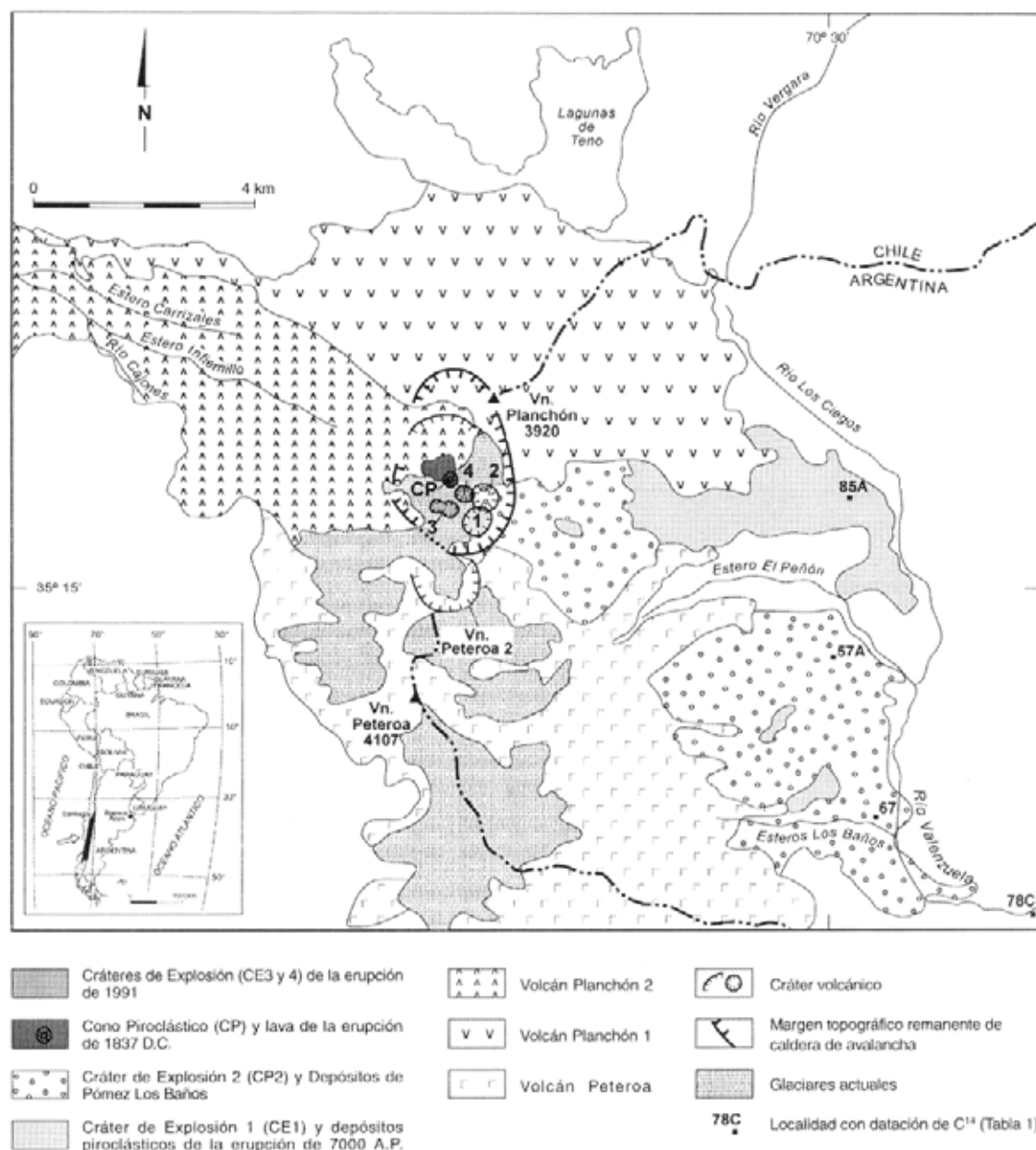


FIG. 1. Mapa geológico simplificado del volcán Planchón y su ubicación en los Andes del sur. Equidistancia de curvas de nivel: 250 m (modificado de Naranjo *et al.*, 1999).

vamente plana, que abarca una superficie ovalada, cercana a los 5 km², anidada en un antiguo cráter de anfiteatro abierto al oeste (Fig. 1). Esta caldera de avalancha de 3 km de diámetro, fue originada por el colapso de un sector importante del cono basáltico-andesítico de la etapa inicial del Planchón, el cual generó una violenta avalancha volcánica, que alcanzó la Depresión Central de Chile, hasta ~95 km al noroeste, durante el Pleistoceno tardío (Naranjo *et al.*, 1997).

La toponimia del sector es imprecisa, debido a antiguas designaciones con los nombres de volcán Azufre, volcán Peteroa y volcán Planchón respectivamente, a elevaciones que no constituyen aparatos eruptivos propiamente dichos, sino que corresponden a remanentes de erosión de estructuras volcánicas actualmente disfuncionales. Por este motivo, los autores se remiten a la toponimia utilizada en los mapas de Naranjo *et al.* (1999) y que se reproduce en la figura 1.

La zona plana de cráteres activos abarca una superficie total de 0,75 km² y se localiza a 3,5 km al norte del cerro o volcán Peteroa (Kittl, 1933), y entre 1 y 2 km al NNE del volcán Peteroa 2, una antigua estructura cónica con un cráter abierto al noroeste. La forman 4 cráteres de explosión y un cono piroclástico (Fig. 2). Los dos cráteres ubicados en el extremo oriental de la caldera o anfiteatro abierto al oeste, son las estructuras de explosión más antiguas del volcán Planchón activo. Ambos constituyen cráteres compuestos en los cuales una estructura externa anida un cráter menor, lo que indica que se formaron a través de más de un evento eruptivo. El cráter suroriental ha sido denominado Cráter de Explosión 1 (CE1) y, con un ancho de 500 m, es el de mayor diámetro (Fig. 2). El CE1 es un cráter de forma subcircular y presenta una elevación mayor en la pared sur que muestra un escarpe vertical de más de 150 m de alto y paredes escarpadas, en las que se observan alternancias decamétricas de depósitos de color gris oscuro y rojizos, con potencias de hasta 80 m, correspondientes a facies proximales de la erupción que los generó. En el fondo, incluye un lago, alargado en dirección noreste. En forma casi contigua, hacia el norte, se dispone el Cráter de Explosión 2 (CE2), el cual incluye un semicráter con un diámetro externo

de casi 450 m y en su interior se desarrolla uno menor, de sólo 150 a 200 m de diámetro, con un lago de aguas turbias, azuladas y calientes que llegan a ~90 m más abajo del borde. En su pared occidental, se desprende una fumarola permanente de 15-20 m de alto. Tanto el escarpe interior, como su flanco oriental (entre los 3.400 y 3.100 m s.n.m.), exhiben depósitos de entre 30 y 50 m de potencia, correspondientes a facies proximales de caída de bombas y lapilli soldadas de pómez, los cuales se sobreponen a un nivel de 60 m de depósitos piroclásticos emitidos desde el CE1.

En el centro de la estructura plana del Planchón, 500 m al noroeste del cráter CE2, se construyó un cono piroclástico de escorias (CP) de 60 m de alto, con una colada de lava en bloques y *aa*, que se atribuye a la erupción descrita por Bustillos (1850) para la erupción de febrero de 1837. Las últimas modificaciones de la estructura del volcán Planchón activo ocurrieron durante las erupciones de febrero de 1991. En un comienzo se formó un cráter doble de explosión (CE3), con una estructura mayor de 250 m interceptada tangente al oeste por otra menor de 100 m de diámetro, a 300 m al WNW del CE1. El primero tiene paredes verticales con más de 100 m de profundidad, labradas en una sucesión de estratos horizontales y al fondo presenta una laguna de aguas de color verde azulado. El segundo, en cambio, muestra el fondo seco, a una profundidad de ~50 m. Ambos cráteres presentan una acumulación de hasta 20 m de piroclastos sobre el borde de sotavento, con estratos de inclinaciones de 30° al exterior y 45° hacia el interior. Posteriormente, una segunda explosión freática en febrero de 1991, formó otro cráter de explosión (CE4). Se trata de una estructura circular de ~200 m de diámetro y ~75 m de profundidad, también con un lago de aguas verde calipso en el fondo. Se ubica 100 m al noreste del primer cráter de esta erupción e inmediatamente adyacente al oeste del CE2 (Fig. 2). La 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 la estructura se generó por un evento explosivo único, de corta duración y de tipo freático, que eyectó sólo material muy fino.

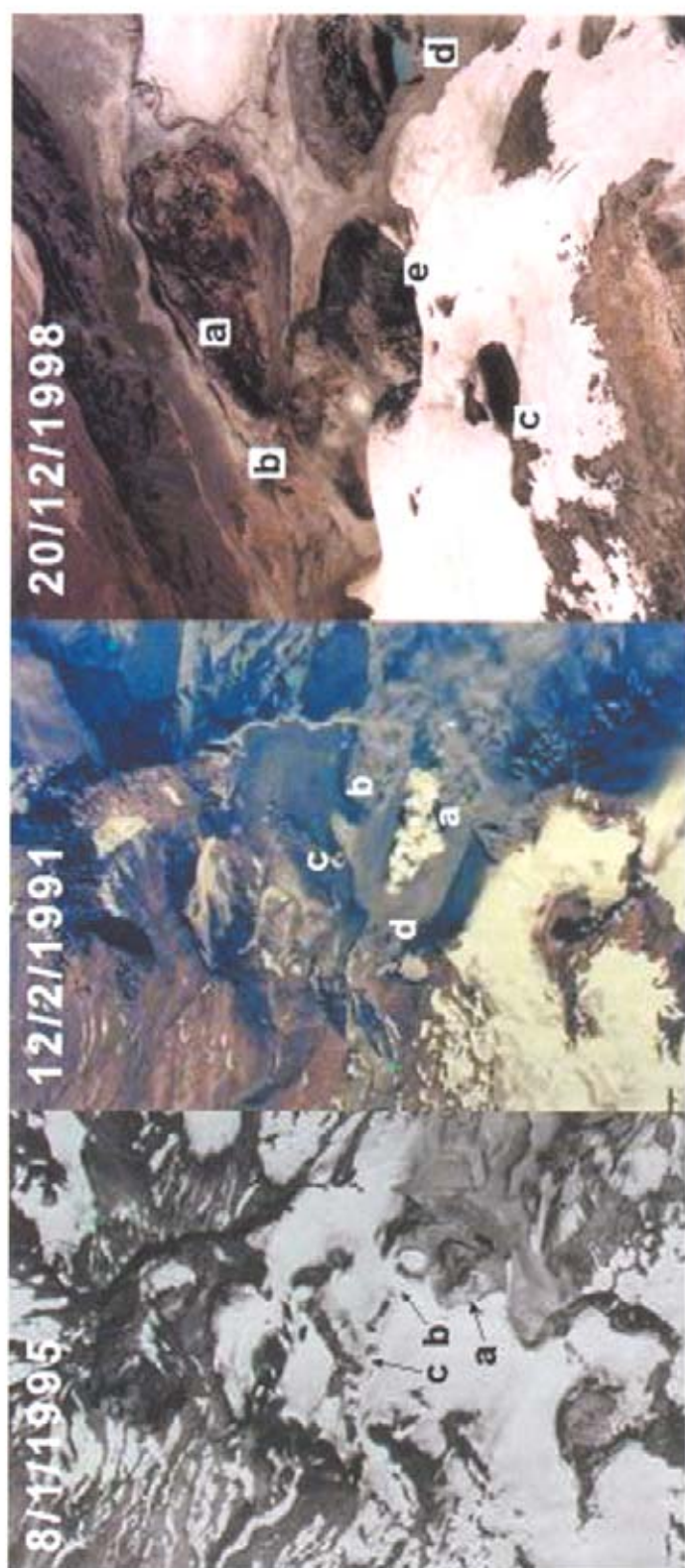


FIG. 2. Fotografías aéreas de la zona de cráteres del volcán Planchón 3 tomadas el 8 de enero de 1995, 11 de febrero de 1991 y oblicua del 20 de diciembre de 1998. **a**- Cráter de explosión 1 (CE1) y su pared oriental que al fondo, muestra en oscuro, gruesas acumulaciones piroclásticas de la erupción de 7000 AP. **b**- Cráter de explosión 2 (CE2) exhibe depósitos proximales de hasta 50 m de pómez. **c**- cono piroclástico (CP) y lava de la erupción de febrero de 1937; **d**, **e**- primer y segundo cráter de explosión (CE3 y CE4, respectivamente), de la erupción de febrero de 1991. Nótese que el CE4 se originó entre el 12 y 16 de febrero de 1991 y no aparece en las dos fotografías de la izquierda.

ESTRATIGRAFIA Y CRONOLOGIA DE LOS PRINCIPALES PRODUCTOS DE ERUPCIONES HOLOCENAS

El rápido crecimiento inicial de este volcán durante el Pleistoceno Superior (volcán Planchón 1) causó el colapso del sector occidental, lo que generó una avalancha volcánica que alcanzó ~95 km hacia el noroeste y depositó la unidad denominada Depósito de Detritos Volcánicos Planchón-Teno, de edad pleistocena tardía (Naranjo *et al.*, 1997). Las emisiones de lavas basálticas y basáltico-andesíticas continuaron inmediatamente después del colapso, formándose así la unidad llamada volcán Planchón 2.

El registro de acumulaciones volcanoclásticas y efusivas holocenas del volcán Planchón revela un grado reducido de actividad eruptiva durante este tiempo. En efecto, la actividad eruptiva holocena de este volcán es fundamentalmente explosiva y muestra tendencias composicionales más evolucionadas, desde andesitas basálticas a dacitas mezcladas con andesitas, con depósitos distribuidos sólo sobre el sector oriental. Mediante la elaboración de secciones y el mapeo superficial se han estudiado las facies y depósitos de dos erupciones explosivas mayores, así como de otras erupciones menores, las cuales exhiben un buen grado de preservación. No obstante que en ese sector existe un clima árido, el cual no ha permitido el desarrollo de una vegetación capaz de retener las acumulaciones de tefras, ha sido posible distinguir las unidades piroclásticas más destacadas. Ellas incluyen depósitos de caída, de flujo y laháricos de una erupción explosiva ocurrida 7.000 años AP, que incluye diversas facies (Caída y Oleada Piroclástica Valenzuela y Flujo

Piroclástico Los Ciegos) y el Depósito de Pómez Los Baños, además de la lava y cono piroclástico de la erupción del año 1837 d.C. y los depósitos de ceniza de las erupciones de febrero de 1991 y noviembre de 1998.

LA ERUPCION DE 7.000 AP: DEPOSITOS PIROCLASTICOS VALENZUELA

Los depósitos más antiguos representativos de erupciones violentas holocenas del volcán Planchón habrían ocurrido aproximadamente 7000 años AP, según dataciones C^{14} (Tabla 1). La posición estratigráfica de las distintas facies, así como sus rasgos texturales, permiten caracterizar el proceso según una fase inicial de caída, seguida del emplazamiento, primero de oleadas piroclásticas y finalmente, de un flujo piroclástico.

DEPOSITO DE CAIDA VALENZUELA

Solamente a lo largo del flanco sur del río Valenzuela, 12 km al suroriente del volcán Planchón, aflora un nivel de caída, correspondiente a lapilli de escorias y líticos juveniles, de color gris oscuro. Dada la antigüedad del depósito, se debe señalar que su preservación pudo ser posible como efecto de la protección otorgada por depósitos clásticos coetáneos, soportados por matriz que, según las evidencias de terreno, se generaron tras el emplazamiento disturbador de facies sucesivas de esta erupción. El depósito de caída consiste en

TABLA 1. EDADES RADIOCARBONICAS DEL VOLCAN PLANCHON.

No. Muestra (localidad)	Material y método	Edad y error AP (**)	Referencia
NPP-78C	Sedimento orgánico (AMS*)	7.030 ± 70	Este trabajo (***)
NPP-85A	Sedimento orgánico (AMS*)	7.020 ± 60	Este trabajo
Arroyo Los Baños		4.400 ± 60	Espizúa (2000)
Arroyo Los Baños		2.270 ± 50	Espizúa (2000)
NPP-67	Sedimento orgánico (C^{14})	1.400 ± 80	Este trabajo
NPP-57A	Sedimento orgánico (C^{14})	1.050 ± 90	Este trabajo
Arroyo Los Baños		900 ± 40	Espizúa (2000)

(*) AMS: Espectrometría de acelerador de masa.

(**) AP: Abreviación antes del presente; año 1950 d.C. es convencionalmente el 'presente'.

una acumulación que, localmente, alcanza un espesor de hasta 30 cm y muestra una gradación inversa en el cuarto inferior y normal en los 10 cm superiores (Fig. 3).

Químicamente, los constituyentes escoriáceos juveniles de este depósito de la fase de caída tienen una composición correspondiente a una andesita de bajo contenido de sílice, según el esquema de clasificación de Peccerillo y Taylor (1976) (Tabla 2, Fig. 4).

OLEADA PIROCLASTICA VALENZUELA (OPV)

La OPV es un depósito gris oscuro a medio, de cenizas finamente laminadas que se reconoce sobre el flanco oriental del volcán Planchón y la estructura esquelética del volcán Peteroa y a lo largo del valle del río Valenzuela, a partir del río Los Ciegos (Fig. 5). En la sucesión de etapas de la

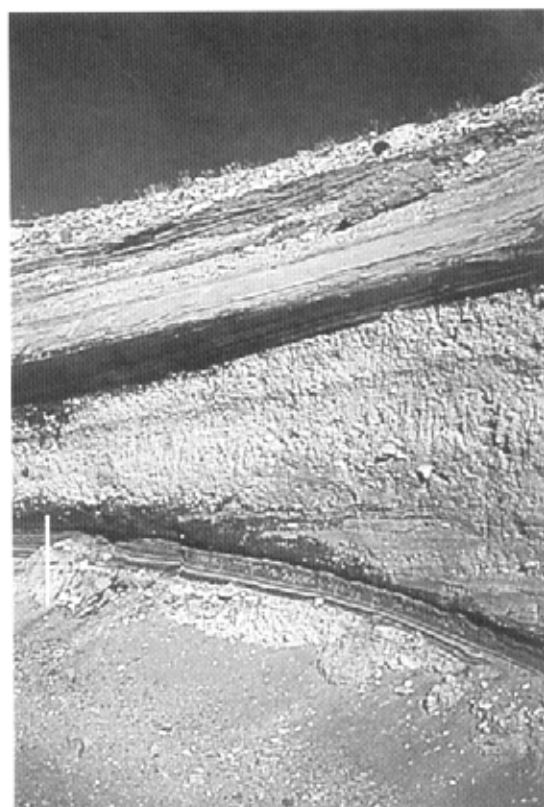


FIG. 3. Abajo, depósitos de caída con variación granulométrica, de la erupción Valenzuela, cubiertos por depósitos disturbados por facies de oleadas piroclásticas (arriba) de la misma erupción. La escala representa 1 m.

erupción, representa una fase intermedia, encontrada en sectores distales sobre el depósito de caída de escorias y en lugares proximales precede a un nivel de flujo piroclástico (Los Ciegos). Aflora en forma discontinua a través de ventanas de erosión, al oriente del cráter CE1, adosado sobre la ladera del volcán Planchón, con pendientes de hasta 30°. Desde allí se emplazó con alta energía hacia el este y sureste, cubriendo todo el flanco oriental del erosionado volcán Peteroa y siguiendo el cauce aguas abajo por el río Valenzuela. A través de éste, actualmente se reconoce a una distancia de hasta 25 km desde el CE1, su centro de emisión. Las secuencias más potentes de la OPV, con espesores de ~80 y 60 m, se observan en las paredes interiores de los cráteres CE1 y CE2, respectivamente (Fig. 2).

Los afloramientos del depósito OPV se distribuyen sobre una superficie de aproximadamente 18 km². Los espesores medidos son variables con exposiciones de hasta 8 m en facies proximales sobre la ladera oriente del Planchón y de 4 m en sectores cercanos al eje del valle; se adelgaza a un grosor de escasos centímetros subiendo el flanco occidental y sur de la quebrada del Valenzuela al sureste del volcán Peteroa. Su volumen total, incluyendo las facies proximales, se estima en ~0,07 km³.

Internamente, el depósito de la OPV se muestra estratificado en láminas y capas con diversas estructuras unidireccionales, estratificación entrecruzada, gradación granulométrica y dunas trepadoras. Localmente presenta estratificación planar con truncaciones de muy bajo ángulo, así como también se reconocen canales de erosión festoneados desde 60 cm hasta 10 cm, en facies proximales inclinadas y más distales no inclinadas, respectivamente (Fig. 6). Las facies más distales a lo largo del flanco sur del río Valenzuela, acumuladas sobre el depósito de caída de escorias de la primera fase de la erupción, afloran como diversas capas de oleadas piroclásticas interestratificadas con niveles de materiales accidentales de regolito fino y suelo, incorporados por la perturbación causada por el emplazamiento de alta energía de la oleada. En efecto, allí se observan acumulaciones de la oleada de hasta 50 cm (Fig. 3), siendo más comunes las formas de lentes de 3 cm de espesor y 2,5 m de largo, intercaladas con capas de 20 a 50 cm de los depósitos regolíticos disturbados (Fig. 3).

TABLA 2. ANALISIS QUIMICOS DE LAVAS Y PIROCLASTOS JUVENILES SELECCIONADOS DEL VOLCAN PLANCHON.

Unidad	VOLCAN PLANCHON 1 Y 2														
Muestra	NP-22	NP-139	PA-10	PA-13	VP-02	NP-3B	NP-16B	PA-1	NP-16A	NP-18	NP-19A	NP-23	NP-24ANP-25	NP-33	
SiO ₂	51,62	53,56	52,30	52,40	52,92	52,59	54,15	51,70	54,23	52,86	52,64	52,33	53,40	53,38	53,28
Al ₂ O ₃	17,92	17,31	17,90	17,60	17,66	17,53	17,92	17,50	17,73	16,76	17,41	17,31	17,96	18,05	17,15
TiO ₂	1,03	1,11	0,91	0,96	0,94	0,97	1,09	1,10	1,14	1,30	1,23	1,14	1,18	1,14	1,20
Fe ₂ O ₃	3,88	2,86			2,67	1,95	2,78		2,80	2,21	3,40	2,52	2,56	2,20	2,36
FeO	5,01	6,31			5,88	6,83	5,08		5,04	6,75	5,40	6,11	5,91	5,96	6,39
FeO*	8,50	8,88	9,44	9,44	8,28	8,58	7,58	9,66	7,56	8,74	8,46	8,38	8,21	7,94	8,51
CaO	9,20	7,86	8,73	8,97	8,57	8,67	8,35	8,96	8,60	8,01	8,00	8,52	7,85	8,56	8,49
MnO	0,14	0,13	0,15	0,15	0,14	0,15	0,13	0,15	0,13	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14
MgO	5,94	5,56	6,27	6,67	5,52	6,10	4,55	6,33	4,53	6,13	5,88	6,64	4,93	4,45	5,34
Na ₂ O	3,40	3,59	3,40	3,32	3,65	3,45	3,72	3,56	3,69	3,53	3,50	3,24	3,73	3,44	3,63
K ₂ O	0,75	1,28	0,86	0,95	1,18	0,98	1,34	1,03	1,33	1,34	1,34	1,13	1,39	1,35	1,40
P ₂ O ₅	0,21	0,26	0,20	0,23	0,19	0,21	0,22	0,28	0,22	0,29	0,26	0,26	0,28	0,27	0,27
H ₂ O	0,55	0,27			0,20	0,42	0,33		0,18	0,47	0,48	0,41	0,19	0,75	0,26
C	0,05	<0,01			<0,01	<0,01	0,05		0,01	0,02	<0,01	0,01	0,01	0,03	0,02
S	<0,01	0,02			<0,01	<0,01	0,01		0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,02	<0,01
Total	99,69	100,12	100,16	100,69	99,55	99,84	99,72	100,27	99,65	99,83	99,67	99,76	99,54	99,74	99,93

Unidad	DPV*		Pómez Los Baños							Erupción 1837					Erupciones de 1991 y 1998			
Muestra	NP-78B	NP-45B	NP-42A	NP-42B	NP-49	PA-8	Pómez		Escoria		Cono de escorias		Lava			NP-20	NP-53C	NP-140
							SP2	SP3	PS-52	VP-51	NP-144	VP-52	PS-53					
SiO ₂	57,02	57,10	67,98	58,17	67,08	68,70	65,47	59,00	55,51	55,52	55,66	56,26	55,32	63,12	63,10	63,05		
Al ₂ O ₃	16,39	16,24	15,47	16,63	15,16	15,30	15,44	17,02	17,06	17,56	17,61	17,67	17,25	16,25	16,11	16,46		
TiO ₂	1,44	1,49	0,55	1,01	0,63	0,45	0,63	0,84	0,98	0,98	1,11	0,94	0,98	0,92	0,93	0,93		
Fe ₂ O ₃	2,83	2,34	1,06	2,24	1,05				2,63	2,21	2,71	1,83	1,64	1,89	1,76	2,05		
FeO	5,39	6,19	1,25	4,30	1,90				5,25	5,75	5,19	5,31	6,23	1,99	1,59	2,12		
FeO*	7,94	8,30	2,20	6,32	2,84	2,68	4,29	6,72	7,62	7,74	7,63	6,96	7,71	3,69	3,17	3,96		
CaO	6,46	5,99	2,50	7,04	2,84	2,28	3,38	6,40	7,90	7,53	7,25	7,82	7,88	4,67	4,13	4,53		
MnO	0,13	0,14	0,06	0,12	0,06	0,05	0,09	0,11	0,12	0,12	0,13	0,13	0,13	0,06	0,05	0,06		
MgO	3,20	2,83	0,83	3,60	1,12	0,77	1,52	3,44	4,10	4,05	4,12	4,12	4,47	1,75	1,34	1,63		
Na ₂ O	3,90	4,23	4,02	3,76	4,09	4,24	4,29	4,01	3,81	3,67	3,46	3,63	3,84	3,53	3,27	3,59		
K ₂ O	1,87	2,05	4,64	2,22	4,12	4,29	3,87	2,37	1,54	1,74	1,57	1,63	1,56	2,39	2,42	2,51		
P ₂ O ₅	0,32	0,37	0,15	0,22	0,15	0,11	0,10	0,13	0,18	0,21	0,23	0,22	0,18	0,18	0,18	0,17		
H ₂ O	0,75	0,52	1,25	0,32	1,37	0,79	1,35	0,31	0,43	0,51	0,58	0,11	0,13	1,66	2,00	1,84		
C	<0,01	0,02	0,01	<0,01	0,02				<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	<0,01		
S	0,04	0,03	<0,01	0,01	0,02				<0,01	<0,01	0,08	0,02	<0,01	0,65	2,50	0,72		
Total	99,75	99,54	99,77	99,63	99,61	99,66	99,08	100,40	99,52	99,85	99,70	99,70	99,59	99,10	99,39	99,76		

* DVP: Depósitos Piroclásticos Valenzuela.

Análisis realizados en el Laboratorio Químico del Servicio Nacional de Geología y Minería, por el método de Absorción Atómica.

En diversos sectores, el depósito exhibe evidencias de haber sido emplazado con un grado importante de humedad. En efecto, un alto porcentaje de constituyentes juveniles exhibe halos de vidrio palagónico y, además, son comunes las intercalaciones (<3 cm) de niveles ricos en vesícu-

las irregulares, cuyas paredes muestran evidencias de oxidación. Dichas vesículas de hasta 4 mm, corresponden a burbujas de vapor que fueron atrapadas, principalmente en niveles de 2 a 3 cm ceniza más fina, que también exhiben estructuras tipo 'flames' de carga, incorporados como apéndices de

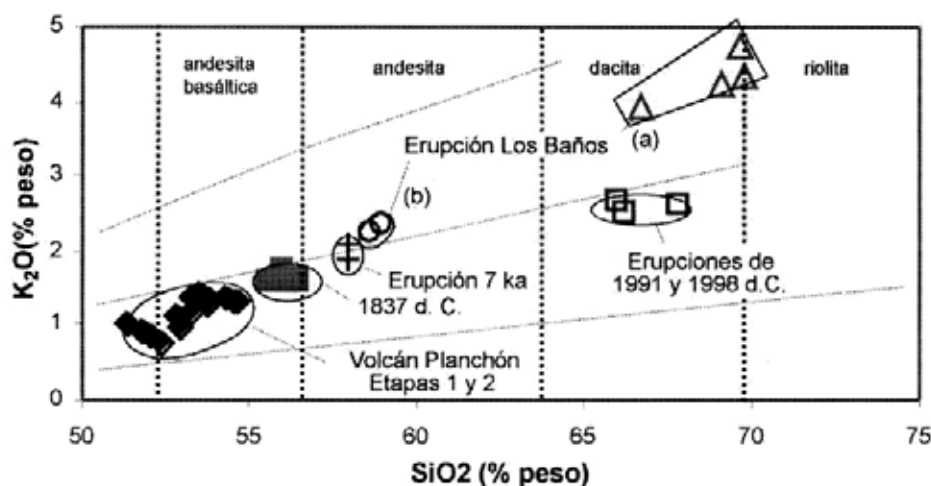


FIG. 4. Diagrama de clasificación de Peccerillo y Taylor (1976), según el contenido de K_2O versus SiO_2 de muestras de las distintas unidades y principales erupciones holocenas del volcán Planchón.

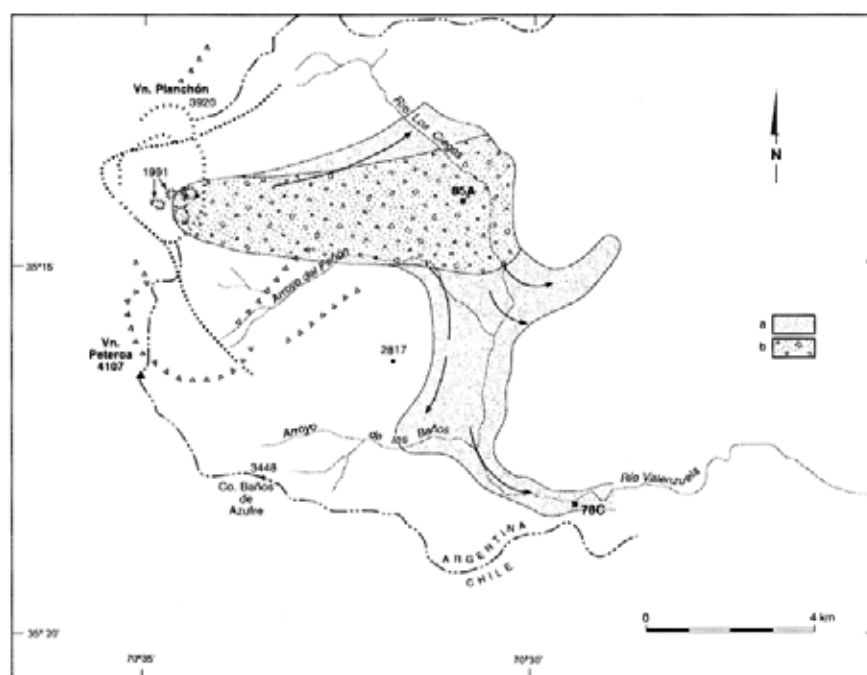


FIG. 5. **a-** el depósito de la oleada piroclástica (OPV) de baja densidad se distribuye sobre el flanco oriental del volcán Planchón y aguas abajo del río Valenzuela; **b-** el depósito de flujo piroclástico más denso (FPLC) se restringe a las inmediaciones del estero Los Ciegos. Se indican localidades con dataciones (Tabla 1).

hasta 15 cm en niveles inmediatamente superiores del depósito (Fig. 7). Además, en sectores de acumulación sobre el flanco este del volcán, con pendientes de hasta 30° , se distinguen algunas estruc-

turas sindeposicionales de aplastamiento deformacional tipo plástico.

Localmente, el depósito de la OPV exhibe estructuras fósiles de bioturbación, que indican la

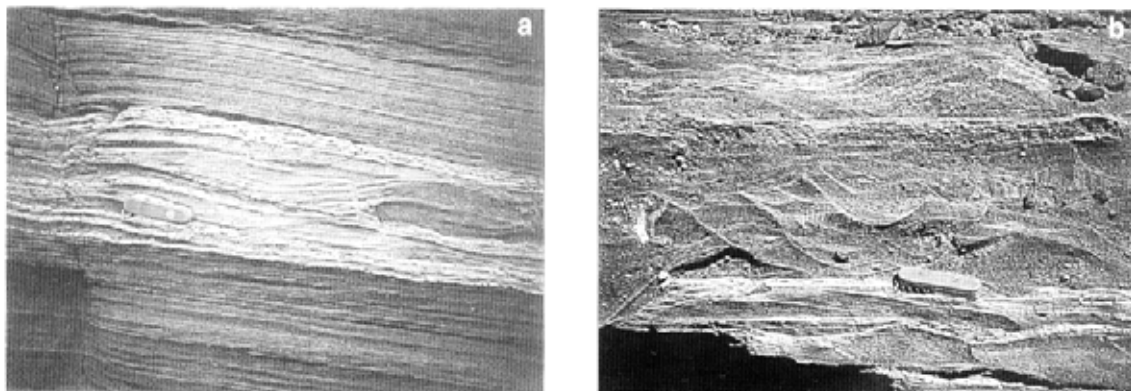


FIG. 6. **a**-Nivel de dunas trepadoras intercalado entre capas de estratificación planar en el depósito de oleada Valenzuela, al sureste del volcán Planchón. Dirección de flujo, de izquierda a derecha; **b**-canales de erosión festoneados en facies distales de baja energía.

ocurrencia de actividad orgánica pasada (vegas). Asimismo, se pudo extraer material orgánico datable en las intercalaciones de los depósitos disturbados entre niveles de oleadas. Las edades obtenidas por la técnica AMS (Accelerator Mass Spectrometry) en el Laboratorio Beta Analytic de Florida, EE.UU. (Tabla 1), de muestras recolectadas en ambos tipos de depósitos, arrojaron resultados completamente concordantes de 7030 ± 70 y 7020 ± 60 AP, respectivamente. Según Espizúa (2000), una neoglaciación datada en aproximadamente 4.400 AP erosionó los depósitos de la OPV a lo largo del valle del estero del Peñón.

DEPOSITO DE FLUJO PIROCLASTICO LOS CIEGOS (FPLC)

Corresponde a un depósito caótico, matriz soportado, de bombas de escoria que aflora sobre el faldeo oriental bajo del volcán Planchón, hasta el río Los Ciegos (Fig. 5). El flujo Los Ciegos constituye un delgado barniz en las facies proximales sobre el flanco oriental del Planchón. La acumulación mayor se produjo a partir del quiebre de pendiente, sobre el llano, entre el volcán y el río Los Ciegos, con una potencia de hasta 2 m, acuñándose hacia los sectores distales, en la ribera occidental del río.



FIG. 7. 'Flame' de carga de un nivel gris claro rico en burbujas sobre láminas truncadas de bajo ángulo y bajo nivel de dunas trepadoras, en depósitos de la Oleada Piroclástica Valenzuela. Dirección de flujo, de derecha a izquierda.

No obstante, también, tras atravesar el valle, el flujo Los Ciegos sobrepasó el cordón de cerros de la ladera oriental del valle. La exposición mapeada abarca una superficie aproximada de 6 km² y su volumen total se estima en tan sólo 0,005 km³.

Se presenta como un depósito de mala selección, constituido por una matriz de tamaño lapilli a ceniza, con fragmentos predominantemente escoriáceos, subangulosos a subredondeados y líticos juveniles, con fragmentos alterados subordinados. Las fracciones más finas muestran un enriquecimiento en cristales fragmentarios de plagioclasa y magnetita, además de esquirlas de vidrio oscuro. Los clastos juveniles de escoria son negros y tienen una textura vesicular y vítrea, con escaso (<5%) contenido de cristales, principalmente fragmentarios de plagioclasa, olivino y ortopiroxeno, en una matriz oscura y opaca, débilmente desvitrificada a palagonita.

El aspecto ennegrecido del depósito en superficie se debe a un notorio enriquecimiento somero de bombas causado por procesos de elutriación durante el flujo. Es decir, durante y/o inmediatamente tras su emplazamiento, la velocidad de asentamiento de las partículas más finas fue mayor, produciendo una segregación de las bombas y bloques hacia la superficie. Las bombas escoriáceas, de hasta 30 cm de diámetro, están presentes en una proporción aproximada de un 5%, lo que, sumado al contenido de escorias de la matriz, da la coloración relativamente oscura de la superficie del depósito. Internamente, las bombas muestran un mayor grado de vesicularidad, mientras que presentan una superficie agrietada, causada por el rápido enfriamiento y contracción de la cubierta vídrea con forma de coliflor, característica de procesos hidroclásticos (Fisher y Schmincke, 1984). Químicamente, estas bombas corresponden a andesita de bajo contenido de sílice y su composición es similar a la de los lapilli del depósito de caída de escorias de la fase eruptiva inicial (Fig. 4).

DEPOSITOS LAHARICOS

Al oeste del volcán Planchón, se depositaron potentes depósitos laháricos como consecuencia de la remoción de morrenas. Estas se ubican sobre el flanco occidental del volcán, encima de lavas pulidas por el hielo, entre aproximadamente los 1.700 y los 3.000 m s.n.m. Debido a la abundante

disponibilidad de materiales morrénicos y la alta pendiente de los cauces afluentes del río Claro, los depósitos de morrenas fueron removilizados como flujos de detritos y lodo. Estos se habrían generado como consecuencia de la fusión de grandes volúmenes de un casquete glacial más extenso que el actual.

La profunda y extensa incisión de los depósitos morrénicos del flanco occidental indica que los flujos de detritos laháricos generados fueron potentes y voluminosos. En efecto, a lo largo del río del Planchón, 10 km al noroeste del volcán y, particularmente 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 a 4 m de potencia. Estos depósitos muestran una pendiente de 0,15 m/m (~8,5°) y comúnmente incluyen bloques de hasta 2 m de diámetro. En sectores más distales (>15 km), los flujos de detritos laháricos sobrepasaron, a lo menos, dos niveles de terrazas altas del valle del Claro, labradas sobre el depósito de flujo de detritos de la avalancha volcánica del volcán Planchón (Naranjo *et al.*, 1999).

LA ERUPCION DE 1500 AP: LA POMEZ LOS BAÑOS (PLB)

Un conspicuo depósito de caída de tefra se distribuye hacia el sureste del Planchón, el cual está compuesto de lapilli pumíceas de formas irregulares color blanco a gris nacarado. Tormey *et al.* (1989), asociaron esta unidad con la unidad de Avalancha Volcánica de Detritos del río Teno, vinculada al colapso del volcán Planchón 1 que, no obstante, tiene una edad interglacial (Naranjo *et al.*, 1997). La erupción de la PLB generó un depósito que cubre a los piroclastos de la erupción de 7.000 AP, descritos anteriormente, con una distribución continua sobre el relieve hacia el suroriente del volcán. Esta relación se aprecia claramente al interior del cráter de explosión CE2, donde el nivel de pómez de ~50 m cubre al nivel oscuro de 60 m de la OPV (Fig. 2).

El depósito de pómez no aflora en el fondo del valle del arroyo de Los Baños, encerrado por un arco morrénico frontal a una cota cercana a los 2.500 m s.n.m., lo que sugiere que su deposición se produjo sobre el glaciar que allí existía, posiblemente vinculado a una neoglaciación datada entre 2270±50 y 900±40 AP (Espizúa, 2000).

El eje de dispersión tiene una orientación N130° (Fig. 8). La comparación areal de las isópacas de la erupción PLB con erupciones recientes de los Andes del sur, muestran que ésta debió alcanzar un IEV menor que el índice 4 de la erupción pliniana de agosto de 1991 del volcán Hudson (Naranjo *et al.*, 1993), y mayor que el índice medio de 2 de la erupción estromboliana del cono Navidad, volcán Lonquimay, en 1988-1990 (Naranjo *et al.*, 1991), según se aprecia en la figura 9. Esto sugiere, en consecuencia, que la erupción PLB pudo alcanzar un IEV ~3-4, del tipo subpliniano de acuerdo al esquema de clasificación de Newhall y Self (1982). El volumen total de la pómez emitida en la erupción del volcán Hudson fue de aproximadamente 4 km³ (Naranjo *et al.*, 1993). En el caso de la PLB, se estima un máximo de tan sólo 0,05 km³.

El depósito de la erupción PLB es, en general, bien seleccionado e internamente no muestra rasgos de estratificación dentro del espesor principal, lo que sugiere un proceso eruptivo continuo. Las facies proximales, hasta 1,5 km al este del CE2, corresponden a un depósito de pómez con un cierto grado de soldamiento, lo que demuestra una alta

tasa de emisión de la erupción. La potencia del depósito es notable y varía entre 50-60 m en sectores adosados a la cara interior de la caldera de avalancha del Planchón, hasta 20 m, 2 km al este (Fig. 10). Comprende una acumulación maciza de bombas con una media de 10 cm de diámetro y con máximos de pómez de 20 cm y máximos balísticos de hasta 55 cm. Los constituyentes juveniles corresponden mayoritariamente a pómez irregulares de vesículas gruesas, pero también se incluyen piroclastos escoriáceos (< 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 el factor desencadenante. En sectores medio-distales, el depósito PLB generalmente presenta gradación inversa entre lapilli fino a grueso; también muestra un nivel basal de ceniza gruesa que corresponde a <10% del espesor total del depósito.

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

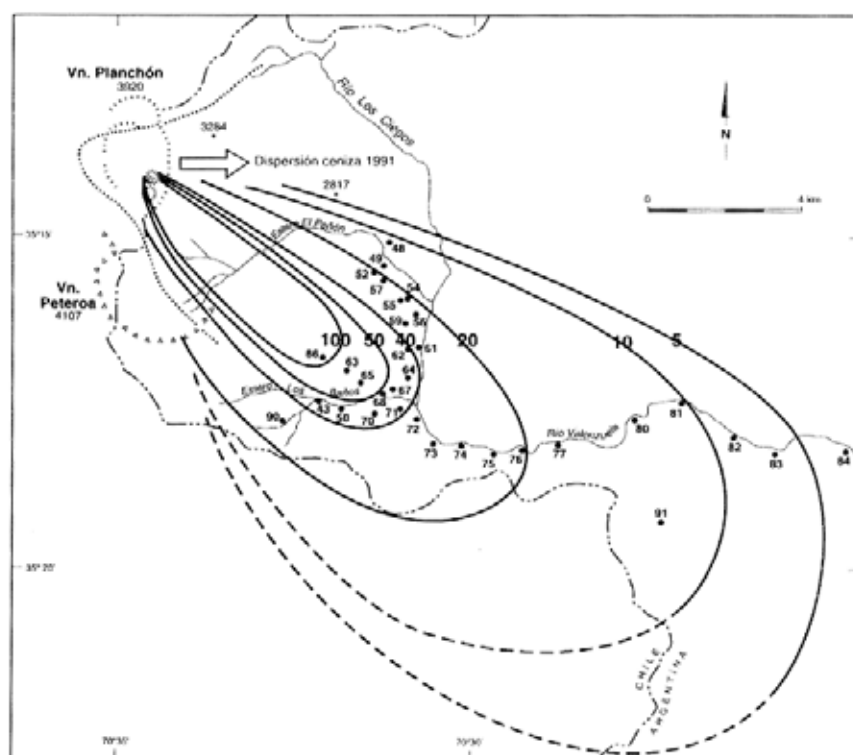


FIG. 8. Mapa de isópacas (cm) del depósito de Pómez Los Baños, que muestra un eje de dispersión al SE; se destaca la ceniza de la erupción de 1991 que fue dispersada a baja altura, hacia el este. Se indican sitios de medición.

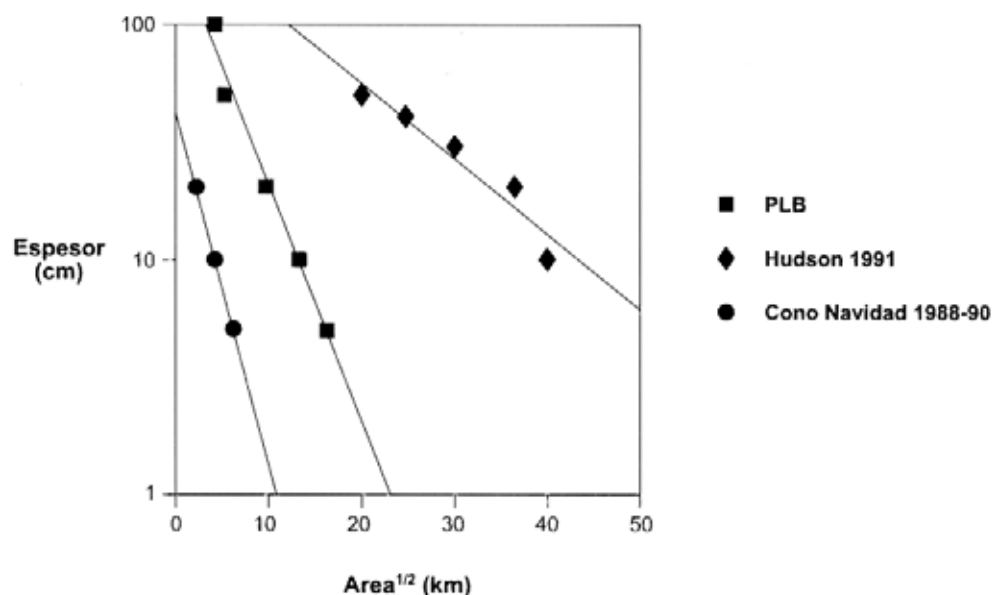


FIG. 9. Diagrama de espesor (escala log) versus la raíz cuadrada del área de isópacas del depósito de la Pómez Los Baños comparado con los depósitos de las erupciones del Cono Navidad (volcán Lonquimay, 1988-90) (Naranjo et al., 1991) y volcán Hudson (1991) (Naranjo et al., 1993).



FIG. 10. Potentes depósitos proximales parcialmente soldados de la erupción Pómez Los Baños, sobre depósitos de la Oleada Valenzuela, en el flanco oriental del volcán Planchón.

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 SiO₂ de los productos juveniles del depósito PLB exhibe una clara tendencia bimodal.

Los componentes más básicos corresponden a andesitas basálticas y andesitas; los más ácidos, en cambio, son dacitas de alto potasio, siendo las rocas más evolucionadas del volcán (Fig. 4). Algunos de estos análisis se hicieron sobre la banda pumicea y escoriácea de un mismo espécimen y revelan el proceso de mezcla de magmas inmiscibles relacionado a la erupción. Estas características

indicarían que el fenómeno se desarrolló con 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).

La edad máxima de esta erupción se ha podido determinar mediante dataciones C^{14} de sedimentos orgánicos muestreados del suelo inmediatamente bajo el depósito PLB que arrojaron resultados de 1400 ± 80 y 1050 ± 90 a AP. Estas fechas están dentro del intervalo 2270-900 AP reportado por Espizúa (2000) para el 'drift' producido por el glaciar sobre el cual cayó el depósito PLB (Tabla 3).

ERUPCIONES RECIENTES

Durante la erupción estromboliana de febrero de 1837 (Bustillos, 1850), se construyó un cono de escorias (CP) de 150 m de diámetro y 60 m de alto, con una colada de lava bloques y aa, que cubrió una extensión de $0,6 \times 0,4$ km y cuyo frente occidental, tiene un espesor de hasta 20 m, totalizando un volumen de $0,006 \text{ km}^3$, recalculado sobre la base de nuevos datos de terreno. Constituye la única emisión de lava holocena del volcán Planchón.

El cono CP 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, debido a la inclinación al oeste de su base. Su volumen se estima en $0,001 \text{ km}^3$. 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. 2). 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, que son predominantes respecto de los bloques de líticos accesorios. Internamente muestra niveles de piroclastos intensamente oxidados como consecuencia de la interacción de éstos con la precipitación de nieve o agua.

Las últimas erupciones del volcán Planchón ocurrieron en febrero de 1991 (Bulletin of the Global Volcanism Network, 1991) y noviembre de 1998, siendo esta última de una magnitud menor y sólo fue detectada por una leve caída de ceniza fina en la inmediaciones al oeste el volcán. La primera, en cambio, destacó por los cambios estructurales en el Planchón y tuvo un carácter freatomagmático. La columna eruptiva promedió los 400-700 m de altura y rara vez excedió los 1.000 m sobre el cráter, con un IEV=1. La dispersión de la pluma alcanzó una altura de 5.000-6.000 m s.n.m. hacia el este-noreste, en territorio argentino, excediendo los 80 km de largo, con ca. 30 km de ancho. La distribución de la ceniza proximal corrobora esa dirección de dispersión que difiere en relación a la dispersión hacia el sureste de la PLB (Fig. 8).

La ceniza eyectada manifiesta el carácter freatomagmático de la erupción. Corresponde a un material generalmente muy fino, inclusive 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 sureste del cráter sur, se muestreó ceniza fina a media (<0,5 mm), formada por más de un 60% de pómez y esquirlas de vidrio, cristales de plagioclasa (30%) y 10% de líticos accesorios. Una muestra obtenida en el borde del cráter sur (CE3), consiste 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. La composición química de la ceniza de 1991, tanto de la fracción más fina (2 km a barlovento), como en la fracción fina a media (7 km a sotavento), es la misma y corresponde a una dacita de bajo contenido de sílice. Aunque con contenidos levemente menores de sílice, la ceniza caída en noviembre de 1998, muestra composiciones similares a la de 1991 (Tabla 2, Fig. 4).

Un resumen de las etapas evolutivas del volcán Planchón, incluyendo las unidades preholocenas se presenta en la tabla 3.

TABLA 3. ESTRATIGRAFIA DEL VOLCAN PLANCHON, INCLUYENDO LAS UNIDADES PREHOLOCENAS.

Unidad	Edad	Composición	Tipo de depósito, volumen y estructura asociada	Interpretación
Erupciones 1991 (1998)	Febrero 1991 (Noviembre 1998)	Dacita	Ceniza fina y polvo volcánico, escaso volumen, se generaron dos cráteres de explosión	Sólo explosiones freáticas con alta razón agua/magma
Cono y lava 1837	Febrero 1837	Andesita a andesita basáltica	Cono piroclástico y colada de lava aa (0,006 km ³)	Erupción stromboliana, única emisión de lava holocena del Planchón
Depósito Pómez Los Baños	Holoceno, 1000-1500 AP, sobre Depósitos Valenzuela	Dacitas con bandas de andesita	Depósito de caída de pómez (0,05 km ³ , ERD), cráter de explosión CE2	Erupción subpliniana, rocas más diferenciadas, tras largo reposo del Planchón
Depósitos piroclásticos Valenzuela, fase 1 (caída), fase 2 (oleada) y fase 3 (flujo)	Holoceno, 7000 AP, cubren a rocas aborregadas y pulidas por el hielo	Andesitas	Depósito de caída de escorias, oleada de cenizas y flujo de cenizas, lapilli y bombas coliflor escoriáceas (0,08 km ³), cráter CE1 y potentes lahares (removilización de morrenas)	Compleja erupción de explosiones freatomagmáticas a través de potente casquete glacial, cráter de explosión y colapso de hielo
Volcán Planchón 2	Pleistoceno Superior tardío, profundamente glaciado, inmediatamente postavalancha	Basaltos y andesitas basálticas	Extensas y delgadas lavas, aborregadas y subglaciales, emitidas por caldera de avalancha (3,5 km ³)	Erupciones subaéreas y subglaciales desde la caldera de avalancha
Depósito de detritos volcánicos del Planchón-Teno	Pleistoceno Superior tardío profundamente glaciado	Basaltos y andesitas basálticas	Depósito de detritos de avalancha volcánica (10 km ³) con bloques y megabloques	Avalancha volcánica de cono inestable por alto 'aspect ratio'
Volcán Planchón 1	Pleistoceno, profundamente glaciado	Basaltos y andesitas basálticas	Principalmente lavas de estratovolcán de 'aspect ratio' alto (25-30 km ³)	Volcán de rápido crecimiento interglacial

DISCUSION

Los datos geológicos demuestran que el volcán Planchón es una estructura compleja cuya evolución inicialmente estuvo dominada por fases importantes de volcanismo constructivo de tipo efusivo y de composición basáltica (Unidad Planchón 1, Fig. 11a). El rápido crecimiento formó una estructura cónica inestable, lo cual desencadenó el colapso de un sector circular hacia el occidente (Fig. 11b), generando una avalancha volcánica de detritos de gran extensión (95 km de longitud) y volumen (~10 km³) (Naranjo *et al.*, 1997, 1999). No obstante la abrupta destrucción que formó una conspicua caldera de avalancha, las sustanciales fases de volcanismo dominado por altas tasas de emisión de lavas basálticas continuaron hasta completar a lo menos 3,5 km³ de lavas (Unidad Planchón 2, Fig. 11c). Las evidencias indican que a partir de la formación de esta unidad, el volcán habría entrado

en un largo período de más de 10 mil años de inactividad.

La forma de anfiteatro abierto al oeste de la caldera de avalancha favoreció la acumulación de un potente casquete de hielo, probablemente vinculado al último máximo glacial, esto es, el estadio isotópico 2, entre 18 y 20 ka (Hanson *et al.*, 1994). Los avances del glaciar del valle del río Claro, hasta cotas tan bajas como ~1.500 m s.n.m., erosionaron las extensas lavas basálticas (> 19 km) de la Unidad Planchón 2.

El período de reposo o inactividad duró hasta aproximadamente los 7.000 AP. A partir de entonces, la escasa actividad eruptiva del volcán Planchón ha estado dominada, principalmente, por un estilo explosivo destructivo, con cambios estructurales importantes en el volcán. Es decir, la actividad holocena está definida por etapas bien marcadas y

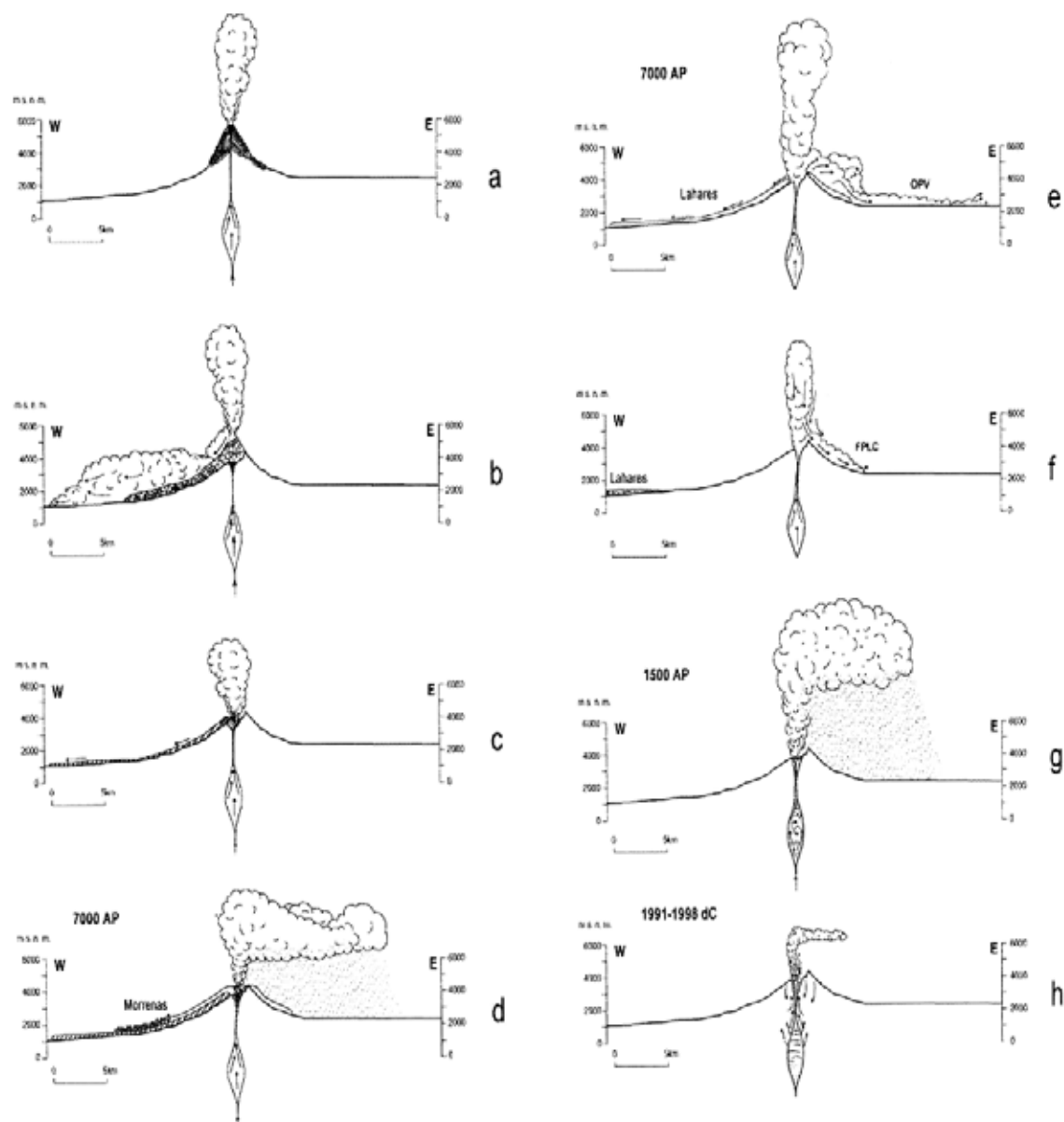


FIG. 11. Sección oeste-este que ilustra esquemáticamente la historia evolutiva del volcán Planchón. **a-** Construcción del volcán Planchón 1, principalmente efusivo, durante el Pleistoceno; **b-** colapso y generación de la avalancha volcánica altamente móvil y formación de la caldera de avalancha, Pleistoceno Superior tardío; **c-** el carácter efusivo continua durante la construcción del volcán Planchón 2, también durante el Pleistoceno Superior tardío. **d-** Tras un período de a lo menos 10 ka, se forma el mayor cráter de explosión incluyendo la fusión de un gran volumen de hielo, durante una compleja erupción freatomagmática a los 7.000 AP; **e-** fase de oleada húmeda y generación de lahares voluminosos; **f-** fase de colapso de la columna eruptiva tras la disminución de la razón agua/magma y formación del flujo piroclástico Los Ciegos. **g-** Un prolongado período de 5,5 ka de diferenciación magmática, permite la violenta eyección de magmas dacíticos durante la erupción de la Pómez Los Baños a los 1500 AP. **h-** Actualmente opera un sistema hidrotermal alimentado por la fusión del casquete glacial y la infiltración de las aguas freáticas que interactúan con rocas sobrecalentadas por los niveles superiores de la cámara magmática del Planchón.

de carácter único, predominantemente explosivo. Los depósitos estudiados corresponden a las erupciones más destacadas del volcán Planchón durante ese tiempo. Por una parte, debido a que son las de mayor magnitud y en consecuencia, las que han generado los depósitos más extensos y voluminosos; pero también por corresponder a las erupciones que produjeron cambios en la estructura volcánica.

La mayoría de estas transformaciones han correspondido a estructuras destructivas, como los cráteres de explosión CE1, CE2 y aquellos formados en febrero de 1991. Destaca el hecho que sólo una estructura constructiva se originó durante el Holoceno. En efecto, el cono piroclástico y lava de la erupción de 1837, son los únicos rasgos que constituyen la construcción de formas en la zona de cráteres del volcán Planchón.

La correspondencia entre el centro de emisión y los respectivos depósitos generados, ha quedado bien determinada. Por lo tanto, aparte de las descritas, en el Planchón no habrían ocurrido otras erupciones de gran magnitud, durante el Holoceno, aunque pudieron existir erupciones menores, no registradas y sin cambios estructurales en la zona de cráteres.

Otro hecho destacado es el decrecimiento de los volúmenes emitidos en el tiempo, lo cual corresponde con un incremento en el contenido de sílice. De ello se infiere que la cámara magmática del volcán Planchón ha generado volúmenes cada vez menores de magma diferenciado durante un proceso de enfriamiento constante y probablemente sin nuevos inlfujos o recargas importantes de magmas basálticos.

La forma de la estructura de caldera de avalancha de 3 km de diámetro del Planchón 1 ha jugado un papel importante en el tipo y control de las erupciones holocenas. La primera y mayor de ellas, estuvo fuertemente influenciada por la presencia de un casquete glacial, el cual, acumulado contra las paredes de la caldera, pudo sobrepasar por 50 a 100 m el espesor del glacial actual, estimado en 40 m. Esa erupción causó una fusión del hielo a gran escala, involucrando un volumen entre 0,04 y 0,06 km³ de hielo, equivalente a casi la mitad del volumen total de piroclastos eyectados durante la erupción de los 7 ka, marcada por un alto contenido de agua. La estimación considera un espesor del casquete glacial de aproximadamente 100 m, por lo

que el volumen colapsado sobre el cráter CE1 correspondería al indicado anteriormente (Fig. 11d). El gran volumen de agua comprometido generó potentes y extensos flujos de detritos laháricos evacuados hacia la apertura (occidental) de la caldera de avalancha (Fig. 11e). El borde oriental de la caldera no afectó el emplazamiento de la oleada piroclástica (OPV), ya que ésta se deslizó sólo hacia el oriente, probablemente debido a la deriva de la columna eruptiva, y sobre el casquete glacial. La OPV ocurrió como un flujo turbulento de baja concentración de sólidos y rico en gases, principalmente vapor de agua, a velocidades de varias decenas de m/s, probablemente a bajas temperaturas debido al alto contenido de humedad. El depósito, dispersado como una oleada de base (Cas y Wright, 1987) se originó por el colapso de la columna de erupción causada por explosiones freatomagmáticas resultantes de la interacción de agua freática fría con el magma caliente (Sheridan y Wohletz, 1981). La eficiencia de la transferencia de energía térmica a energía mecánica (explosividad) fue alta, considerando el elevado grado de fragmentación del depósito OPV cuya media granulométrica es de ceniza fina. Esto concuerda con la razón de los volúmenes estimados de hielo (~0,04 km³) y magma (<0,08 km³), involucrados en la erupción, levemente superior al valor 0,3, considerada como máxima explosividad hidromagmática (Wohletz, 1983). Una vez invertida esta razón a valores <0,1 al disminuir la disponibilidad de agua freática, la fragmentación del magma por efecto del agua externa habría sido muy mínima y, por lo tanto, habría aumentado la densidad de la columna, cuya explosividad estuvo entonces controlada sólo por los volátiles magmáticos (explosiones magmáticas), favoreciendo su colapso definitivo. De ese modo se generó el flujo piroclástico Los Ciegos (FPLC), que marca el término de la erupción (Fig. 11e).

La presencia de magmas dacíticos evolucionados durante la erupción de la Pómez Los Baños, 1.500 AP, en un sistema dominado por basaltos a andesitas de bajo contenido de SiO₂, constituye un hecho único dentro del desarrollo 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 5,5 ka entre las dos mayores erupciones explosivas holocenas (Oleada Valenzuela y la Pómez Los Baños) es consistente

con esta hipótesis (Fig. 11g). Se deduce, por lo tanto, que los procesos de desgasificación han sido dominantes en períodos de miles de años en el Planchón.

Las erupciones de febrero de 1991 y noviembre de 1998 se produjeron por la interacción del agua freática con niveles rocosos sobrecalentados encima de la cámara magmática y/o con los niveles más elevados de ésta (Fig. 11h). Queda en evidencia, por lo tanto, que la cámara del volcán Planchón muestra un cierto grado de diferenciación y dispone, en su parte más elevada, de algún volumen de magma dacítico, el cual ha sido segregado en un período de a lo menos 150 años, considerando la erupción magmática andesítico-basáltica de 1837 (Naranjo *et al.*, 1999). Siguiendo el mismo tren de diferenciación de la figura 4, las dacitas de las erupciones recientes debieran tener la misma composición de K_2O , en relación al contenido de SiO_2 , que las pómez de la erupción Los Baños. Sin embargo, las cenizas de las erupciones de 1991 y 1998 están claramente empobrecidas en K_2O . Este

empobrecimiento se interpreta como consecuencia de la segregación eólica del vidrio (rico en potasio afín con la matriz) de las fracciones no-depositadas.

La presencia de una zona plana en la parte alta del volcán Planchón, constituye una forma favorable para el tipo de actividad actualmente frecuente. En efecto, la acumulación de hielo sobre el sistema de conductos que ascienden desde la cámara magmática del Planchón permite la infiltración agua a través de fracturas. Desde la cámara, a su vez, se produce un alto flujo calórico que favorece la fusión del casquete glacial y la formación de lagos en los cráteres, así como de volúmenes importantes de vapor, especialmente durante los períodos estivales, lo cual ha sido característico durante las últimas dos décadas. Erupciones del tipo de las ocurridas en 1991 y 1998 podrían repetirse en un futuro próximo, en el plazo de años o decenas de años. Siguiendo este modelo, erupciones mayores serían de ocurrencia poco probables en el volcán Planchón.

AGRADECIMIENTOS

Esta es una contribución del proyecto Fondecyt No. 1960186, sobre tefrocronología y recurrencia del volcanismo explosivo de los Andes del sur y está patrocinada por la Subdirección de Geología del Sernageomin, en el marco del Programa de Riesgo Volcánico. Los autores agradecen los co-

mentarios de K. Scott (U.S. Geological Survey), C. Stern (University of Colorado, U.S.A.), A. Demant (Université d'Aix-Marseille, France) y un árbitro anónimo, cuyas críticas y sugerencias ayudaron a enriquecer el contenido de este artículo.

REFERENCIAS

- Bulletin of the Global Volcanism Network. 1991. Planchón-Peteroa, Chile. Vol. 16, No. 1-3, p. 2-3.
- Bustillos, J. 1850. Observaciones relativas a la geología, meteorología e historia natural. *Anales de la Universidad de Chile, Imprenta Nacional*, Vol 7, p. 277-284. Santiago.
- Cas, R.A.F.; Wright, J.V. 1987. Volcanic successions: modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions. *Allen & Unwin*, 528 p. London.
- Epizúa, L.E. 2000. Variaciones glaciarias del Holoceno en el valle del río Valenzuela, Mendoza. In *XII Reunión de Campo del Cuaternario, Comité Argentino para la Investigación del Cuaternario (CADINCUA)*, Resúmenes y Guía de Campo, p. 6.
- Fisher, R.V.; Schmincke, H.U. 1984. Pyroclastic Rocks. *Springer-Verlag*, 472 p. Heidelberg, Berlin.
- Haller, M.J.; Mendiá, J.A.; Ostera, H.A.; Chernicoff, J. 1993. Volcán Peteroa, Mendoza, Argentina: Mapa de riesgo preliminar de su vertiente oriental y características de la erupción de febrero de 1991. In *Primeras Jornadas Nacional de Vulcanología, Medio Ambiente y Defensa Civil*, 1992. *Asociación Geológica Mendoza, Ministerio Interior*, p. 55-66. Malargüe, Argentina.
- Haller, M.J.; Ostera, H.A.; Pesce, A.H.; Gardini, M.; Folguera, A. 1994. Vulcanoestratigrafía reciente y eruptividad del volcán Peteroa. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 7, Actas, Vol. 1, p. 319-323. Concepción.

- Hanson, K.L.; Wesling, J.R.; Lettis, W.R.; Kelson, K.I.; Mezger, L. 1994. Correlation, ages, and uplift rates of Quaternary marine terraces: South-central coastal California. In *Seismotectonics of the Central California Coast Ranges* (Alterman, I. B.; McMullen, R.B.; Cluff, L.S.; Slemmons, D.B.; editors). *Geological Society of America, Special Paper*, p. 292, p. 45-71. Boulder, Colorado.
- 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*, Vol. 37, p. 321-364.
- Kuoichi, A.; Sunagawa, I. 1983. Mixing basaltic and dacitic magmas by forced convection. *Nature*, Vol. 304, p. 527-528.
- 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.; Gardeweg, M. 1991. Erupción de 1989-1990 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.; 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.; 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.
- Naranjo, J.A.; Haller, M.J.; Ostera, H.A.; Pesce, A.H.; Sruoga, P. 1999. Geología y peligros del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, Andes del Sur (35°15'S), Región del Maule, Chile-Provincia de Mendoza, Argentina. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín*, No. 52, 55 p.
- Naranjo, J.A.; Polanco, E.; Lara, L.E.; Morano, H.; Stern, C.R. 2001. Holocene tephra-fall deposits of Southern and Austral Andes Volcanic Zones (34°-54°S): eruption recurrence. In *the Third South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstract Volume*, p. 407-408.
- 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.
- Peccerillo, A.; Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, Vol. 58, p. 63-81.
- Sheridan, M.F.; Wohletz, K.H. 1981. Hydrovolcanic explosions: the systematics of water-pyroclast equilibration. *Science*, Vol. 212, p. 1387-1389.
- Tormey, 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. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 44, No. 1-4, p. 420-430.
- Wohletz, K.H. 1983. Mechanisms of pyroclast formation: grain size, scanning electron microscopy, and experimental studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 17, p. 31-63.