

Monitoreo termo-geomorfológico de la cumbre del Complejo Volcánico Peteroa, Mendoza, Argentina

**Dario Trombotto Liaudat, Pablo Penas,
Jan Henrik Blöthe & José Hernández**

**Cuadernos
ICES 6**

Editores: José Ruzzante, M. Isabel López Pumarega

Ruzzante, José E.

Monitoreo termo-geomorfológico de la cumbre del complejo volcánico
Peteroa,
Mendoza, Argentina : cuadernos ICES 6 . - 1a ed. - Buenos Aires : Comisión
Nacional de
Energía Atómica - CNEA, 2012.
70 p. ; 23x13 cm.

ISBN 978-987-1323-28-9

1. Ciencias de la Tierra. I. Volcanes. II. Título.
CDD 551

Fecha de catalogación: 10/08/2012

Editores: José Ruzzante, M. Isabel López Pumarega

Diseño: Cristina A. Delfino

ISBN 978-987-1323-28-9

E-mail: ruzzante@cnea.gov.ar

lopezpum@cnea.gov.ar

La impresión fue llevada a cabo gracias a la colaboración del

PICT 2007 Proyecto 0001769

Prólogo

El ICES tiene su origen en un Proyecto de investigación bilateral con Italia, para el estudio de la Emisión Acústica en estructuras geofísicas. En esa ocasión, por distintas causas (apoyo municipal, provincial y otras razones científicas) fue elegido el volcán Peteroa para su estudio integral. Así el ICES creó el “Proyecto Peteroa”, esto llevó a la implementación de estudios geofísicos y la instalación de equipamiento adecuado, detectores de gases y radiación, cámaras de video, sismógrafos, etc. Es por esta razón que estos Cuadernos ICES presentan un sesgo con respecto al volcán Peteroa.

En esta ocasión en el “Cuaderno ICES 6”, se presenta un interesante trabajo realizado en los últimos años y relacionado con el Peteroa: “Monitoreo Termo-geomorfológico de la Cumbre del Complejo Volcánico Peteroa, Mendoza, Argentina”. Se muestran imágenes térmicas obtenidas en varias campañas a la cumbre del volcán y se presentan los muy interesantes resultados y conclusiones. Muchas de las imágenes fueron tomadas durante la noche, para lo cual fue necesario pernoctar en la cima del volcán.

Quiero también destacar que los datos generados por el ICES se encuentran a disposición de las instituciones o investigadores del país que los soliciten, hayan sido o no publicados. Esperamos, en un tiempo más, disponer de un portal de Internet donde podrán encontrarlos.

No puedo dejar de expresar mi agradecimiento y apoyo para llevar a delante el “Proyecto Peteroa”, a la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica por el subsidio otorgado que permitió la reciente instalación de 40 sismógrafos en la zona de Malargüe y el Volcán Peteroa como también por el PICT-2007-01769, ICES-MAE: “Emisión Acústica y Precursores Sísmicos”; a la Municipalidad de Malargüe que desde un comienzo “se jugó” por

el Proyecto y que en la actualidad nos permite seguir trabajando en conjunto; al “Grupo Los Azufres”, Escuadrón 29, de la Gendarmería Nacional, Malargüe, por su apoyo y acompañamiento en las campañas realizadas; a la Fundación Williams que colabora con nosotros desde hace años, y por último a la Embajada de Italia en Argentina, en particular a su “Addetto Scientifico”, quien posibilitó el diálogo e intercambio de ideas y proyectos con distintos investigadores Italianos.

José Ruzzante
Director Científico, ICES
Buenos Aires, junio 2012

Monitoreo termo-geomorfológico de la cumbre del Complejo Volcánico Peteroa, Mendoza, Argentina

Dario Trombotto Liaudat, Pablo Penas,
Jan Henrik Blöthe & José Hernández



Resumen

El complejo volcánico activo Peteroa está ubicado en la Cordillera Principal entre Chile y Argentina a aprox. los 35° 15' S y 70° 35' W. En la zona se realiza un monitoreo de temperaturas de suelo y se investiga la geocriología (geomorfología periglacial y presencia de permafrost y crioformas). Este trabajo muestra también una comparación entre dos análisis consecutivos de la cumbre del volcán realizado con cámaras infrarrojas especiales (AGEMA TVH 550, FLIR P660) buscando estudiar el espectro térmico de diferentes sitios “calientes” y “fríos” determinados en el año 2009. Las cámaras infrarrojas fueron usadas a pie y a durante sobrevuelos sobre el complejo volcánico. Una expedición nocturna a la caldera y hasta aprox. los 3900 m de altura completó el monitoreo del 2010. Las zonas “calientes” fueron relacionadas con el vulcanismo actual y las zonas “frías” están asociadas a la presencia de hielo glaciario y a umbrías que representan lugares posibles con permafrost. A través del monitoreo y de la geomorfología se han podido identificar y mapear hielos descubiertos y cubiertos, relacionados con el englazamiento superior que está gravemente afectado por el vulcanismo. Los glaciares retroceden hacia el N o hacia los bordes de la caldera dejando islas de hielo asociadas con permafrost superficial. El área criogénica con permafrost de ladera fue identificado a través de prótalus activos y pendientes sedimentarias criogénicas. Los cráteres han sufrido cambios térmicos importantes en comparación con el año 2009 y nuevas fumarolas mucho más potentes han aparecido en zonas calientes detectadas en el 2009 siguiendo una tendencia de ocurrencia hacia el W. Nuevas “plumas de calor” subacuáticas aparecen en el cráter 3, derrumbes de paredes en los cráteres, variaciones de zonas englazadas aportado agua fría o la formación de un nuevo lago en el cráter 4 son algunas de los resultados de las observaciones. Un desplazamiento posiblemente postsísmico de la actividad volcánica puede aportar evidencias geodinámicas a los cambios registrados en otras zonas por el terremoto del 27 de Febrero de 2010.

Dario Trombotto Liaudat. Geocryology, IANIGLA, CCT CONICET, Mendoza. C.C. 330, 5500 Mendoza, Argentina, dtrombot@lab.cricyt.edu.ar

Pablo Penas. Comisión Nacional de Energía Atómica, Buenos Aires, Argentina. penas@cnea.gov.ar

Jan Henrik Blöthe. Humboldt Universität zu Berlin, Germany

José Hernández. Geocryology, IANIGLA, CCT CONICET, Mendoza. C.C. 330, 5500 Mendoza, Argentina, dtrombot@lab.cricyt.edu.ar

1- Introducción

En el año 2004 la unidad de investigación del IANIGLA “Geocryology o Geociología” comenzó un inventario conspicuo y el mapeo de crioformas y cuerpos de hielo, o cuerpos congelados, en diferentes sitios claves de la Cordillera de los Andes. El estudio incorporó diferentes actividades como muestreos y análisis de perfiles pedológicos y estratigráficos, en los cuales se vieron procesos criogénicos. Los mismos, en algunas oportunidades, se interrelacionaron con otros fenómenos muy importantes y frecuentes en los Andes, como son las actividades volcánicas.

El presente trabajo se focaliza en una de las regiones andinas elegidas como importantes, desde el punto de vista geociológico, que combina tanto la presencia de procesos criogénicos como procesos volcánicos. El trabajo se origina a partir de la presentación de los resultados del equipo de trabajo de Geociología, en el Complejo Volcánico Peteroa, a la Universidad de Hawaii, para enlazar sus resultados con los de los especialistas en geotectónica que también trabajan en los Andes Centrales (Trombotto *et al.*, 2011).

La región estudiada se refiere, en este caso particular, al Complejo Volcánico Planchón-Peteroa-Azufre (que será denominado en el presente trabajo como complejo volcánico Peteroa o CVP). El proyecto del complejo volcánico Peteroa pertenece a un proyecto multidisciplinario que fue financiado por International Center for Earth Science (ICES), que está ubicado en la ciudad de Malargüe, Mendoza, Argentina. Cabe mencionar que el inventario de crioformas o geoformas periglaciales y la detección de permafrost en la Cordillera de los Andes, o suelo permanentemente congelado andino, es parte de un proyecto Mayor, que se refiere a la construcción del mapa geociológico sudamericano. Este último proyecto de trabajo e investigación incluye la cartografía de detalle de ciertos ambientes periglaciales típicos. Un programa de monitoreo de temperaturas de suelo está incluido en este proyecto y es el que permite validar la presencia continua de las bajas temperaturas y el congelamiento permanente en el suelo.

En el año 2004 se comenzaron estudios de geomorfología periglacial en la cumbre y en las pendientes de la caldera de avalancha del complejo volcánico Peteroa. Recién a partir del 2008 se pudieron recolectar los primeros datos térmicos del suelo que provenían de una perforación superficial en la caldera de avalancha, y al mismo tiempo se tomaron las primeras temperaturas del aire. Los primeros resultados fueron presentados en diferentes reuniones científicas desde el año 2008 (ver por ej. Trombotto *et al.*, 2009, 2010 a y b).

Aparte de estudiar la geomorfología periglacial de la zona se quiso también

investigar la marcha de las temperaturas del suelo en un sitio de monitoreo determinado para explicar la presencia de permafrost descubierto desde el año 2006. Por análisis consecutivos y en el mapeo del permafrost de la cumbre del volcán, utilizando cámaras infrarrojas especiales, se reconocieron diferentes sitios superficiales “calientes” y “fríos” que fueron monitoreados.

El trabajo incluyó también diferentes sobrevuelos del Complejo Volcánico Peteroa con un avión monomotor Cessna de la ciudad de Malargüe que fue equipado con una cámara infrarroja. El propósito fue inspeccionar no sólo sobre el terreno sino desde el aire toda la caldera de avalancha del CVP y alcanzar zonas inaccesibles. Así mismo, esta técnica permitió tomar exposiciones de todos los glaciares descubiertos, glaciares cubiertos y zonas con permafrost neogénico. La intención era registrar diferentes áreas térmicas utilizando superficies descubiertas y cubiertas de hielo, como también estudiar las mismas cuando son iluminadas o irradiadas por el sol y en circunstancias cuando las mismas están en umbría. También, el uso de las cámaras infrarrojas desde el aire, permitió observar áreas mayormente expuestas al sol y otras rara vez expuestas al sol. La técnica incluyó el cálculo de temperaturas puntuales y locales en zonas geomorfológicamente vinculadas a permafrost y

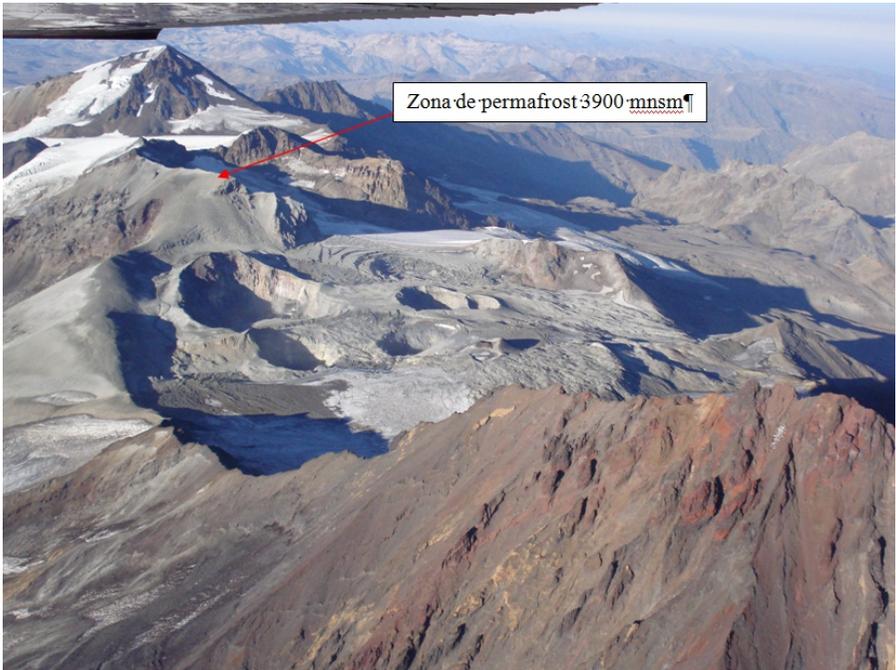


Figura 1: Lugar de trabajo Complejo Volcán Peteroa

a otras relacionadas únicamente con actividad volcánica actual.

Durante los estudios de la unidad de Geocriología se produjo una mayor actividad volcánica freatomagmática con expulsión de cenizas hasta alturas considerables (hasta 3000 m de altura aproximadamente) y de vapores de agua y azufre el 11 de Marzo de 2010.



Figura 2: Ambiente periglacial sobre las pendientes de la caldera de avalancha del Complejo Volcánico Peteroa en la actualidad. Vuelo diurno hecho por los autores en el año 2009

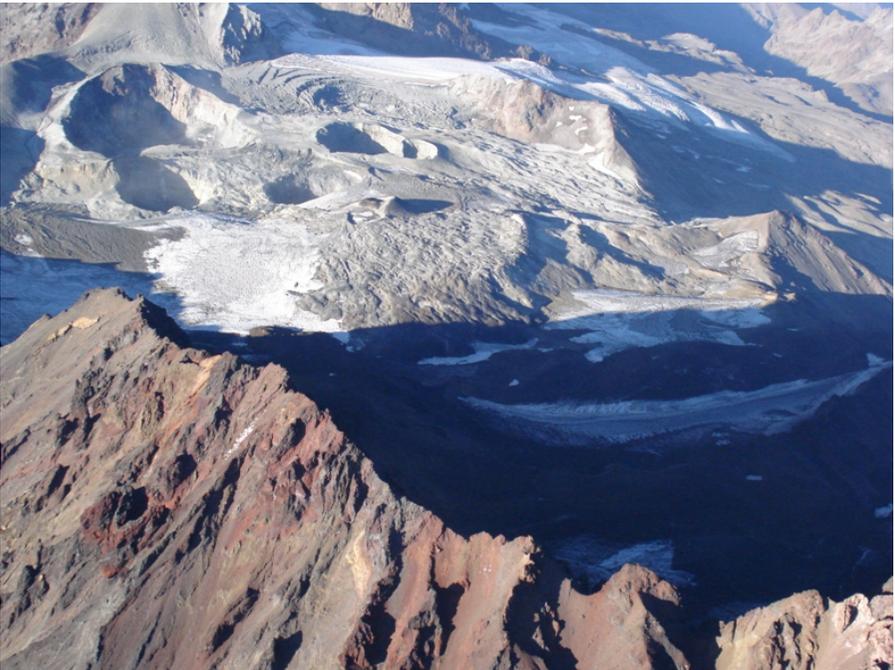


Figura 3: Glaciar Sur del Complejo Volcánico Peteroa. Vuelo diurno hecho por los autores en el año 2009

El presente trabajo busca, a través del monitoreo termogeomorfológico, dar otros indicadores precursores a la mayor actividad del volcán relacionables con procesos postsísmicos del terremoto de Chile del 27 de Febrero de 2010 y busca aportar evidencias geodinámicas a los cambios registrados.

No se conocen en la región ni en los Andes investigaciones de esta naturaleza.



Figura 4: Hielo glaciario cubierto en la cumbre de la caldera de avalancha del Complejo Volcánico Peteroa

2- Zona de estudio

El Complejo Volcánico Peteroa activo está localizado en la Cordillera Principal (“Arco Volcánico Cenozoico Tardío”) a los $35^{\circ} 15' S$ y $70^{\circ} 35' W$ en el límite político entre Chile y Argentina. El volcán pertenece a un complejo volcánico llamado algunas veces Planchón-Peteroa-Azufre que se localiza a unos 90 km al NW de la ciudad de Malargüe y 65 km al ESE de la ciudad de Curicó. El complejo es denominado en Chile simplemente Planchón-Peteroa. Tormey *et al.* (1989), agregan también el Volcán Azufre (3448 m) como parte S del complejo volcánico, con un área muy grande de lavas y sedimentos piroclásticos (30 km^3) englazados.



2009



2010

La estructura volcánica comprende una superficie esférica de alrededor de 78,2 km² con 4100 m s.n.m. aproximadamente como altura máxima en el Cerro Peteroa. La caldera representa unos 5 km². Se trata de un estratovolcán basalto andesítico-dacítico (Tormey *et al.*, 1989)

El vulcanismo mayormente está expresado a través de cinco grandes cráteres con fumarolas, solfataras y emanaciones de S y gases de vapor de agua. Lo que parecería ser un pequeño sexto cráter pequeño fue observado durante los vuelos hechos por los autores, pero en él no se presenciaron señales de actividad. La actividad volcánica desde su origen ha sido desarrollada en varias publicaciones y puede ser analizada desde los trabajos de Naranjo *et al.*, 1999, Naranjo y Haller, 2002, Haller *et al.*, 1991, 1993 y Tormey *et al.*, 1989. Recientemente, ha aparecido un Cuaderno ICES (Haller *et al.*, 2011) con una actualización de investigaciones realizadas en el Peteroa por el grupo de trabajo de Vulcanología que estudia en la zona. En resumen, la estructura denominada Peteroa-Azufre está compuesta por un volcán antiguo del Pleistoceno Inferior Medio. Hacia el N el volcán Planchón (3920 m s.n.m. y Morro Planchón de 3977 m s.n.m.) está superimpuesto a la estructura del complejo y que da una edad inicial del Pleistoceno Tardío. Tormey *et al.*, 1989 señalan como importante la bimodalidad del volcán Azufre, ya que sus lavas se han formado a baja presión por fraccionamiento de una mezcla rica en plagioclasas. Las lavas del CVP, de acuerdo a estos últimos autores, tienen dos profundidades crustales.

La actividad postglacial ha sido mayormente explosiva y ha ocurrido en por lo menos 5 cráteres. La última erupción importante tuvo lugar en 1991, hay otro evento, sin embargo, registrado en 1998 pero con IEV (índice eruptivo) = 1.

Actualmente el Peteroa sigue mostrando actividad volcánica visible a través de numerosas fumarolas en el fondo de dos cráteres, pero así mismo por fisuras superiores, en donde no hay más hielo y por donde es notable la expulsión de gases de azufre (bióxido de azufre?) reconocibles por el olor. Lagunas y zonas de derretimiento del hielo glaciario aparecen y desaparecen infiltrándose en los cráteres, en donde el agua es expulsada como vapor de agua e influyendo sobre las erupciones explosivas. Estas erupciones freatomagmáticas se han registrado en los últimos años. Otra actividad volcánica paralela está relacionada con la presencia de aguas termales en diferentes pozos de los denominados “Baños del Azufre”. Estos últimos presentan diferentes temperaturas.

El 11 de Marzo de 2010 el complejo volcánico manifestó una erupción freatomagmática con expulsión de cenizas hasta alturas considerables (más de 2 km) y de vapores de agua y azufre. Este incremento de actividad es irregular

y tiene picos importantes con plumas que alcanzan varios cientos de m entre el 2010 y el 2011.

La superficie englazada del CVP se caracteriza por la presencia de diez glaciares de diferente tamaño que ocupan su cumbre y sus laderas o zonas aledañas. Los trabajos mencionados arriba no definen correctamente la cantidad de glaciares. Se mencionan (Naranjo *et al.*, 1999), sin embargo, superficies de cuatro glaciares importantes y la relevancia del englazamiento en las erupciones o actividad volcánica para explicar las erupciones freato-magmáticas, o para la formación de rocas volcánicas (bombas de escoria con estructura de coliflor, halos de vidrio palagonítico, vesículas con oxidación).

Episodios neoglaciales con avances de hielo son descritos por Espizúa (2000) y pueden relacionarse con las edades de Mercer (1985) para los Andes Patagónicos, aunque el primer trabajo no menciona el importante condicionamiento que implica la geodinámica interna del volcán al momento de relacionar los avances glaciares con el vulcanismo activo permanente del complejo Planchón-Peteroa-Azufre que relativiza las edades.

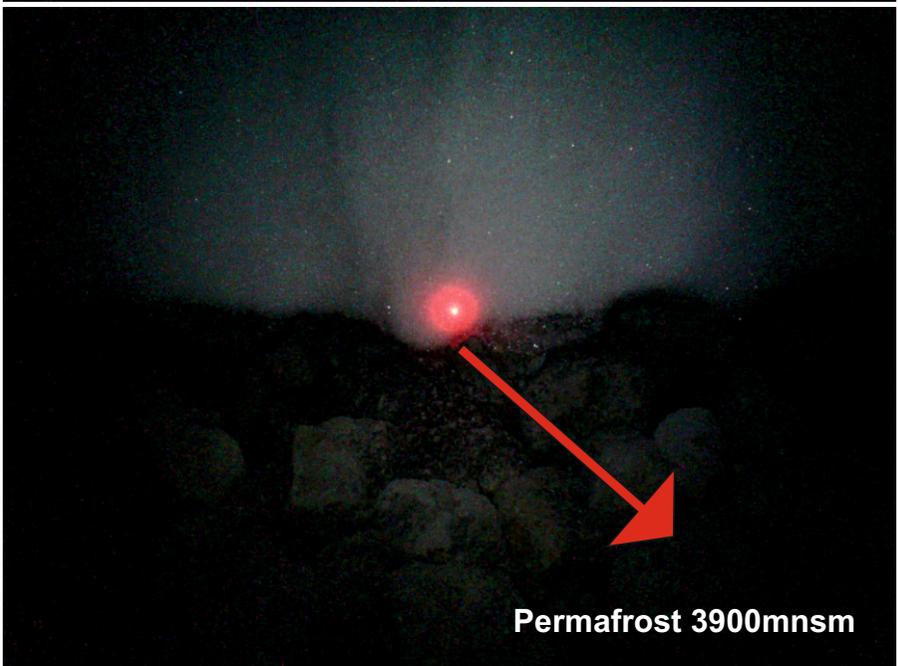
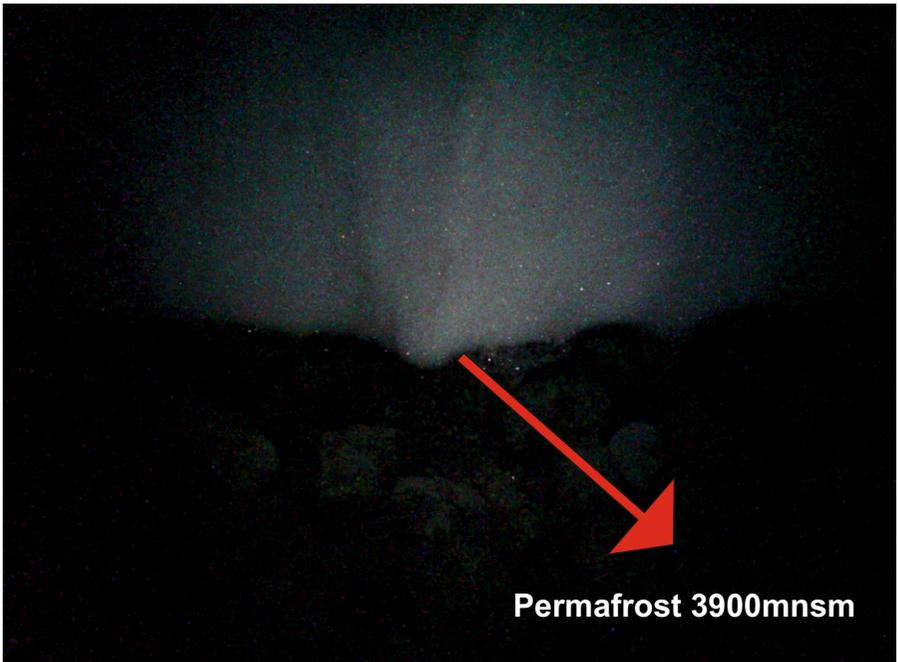
3- Metodología

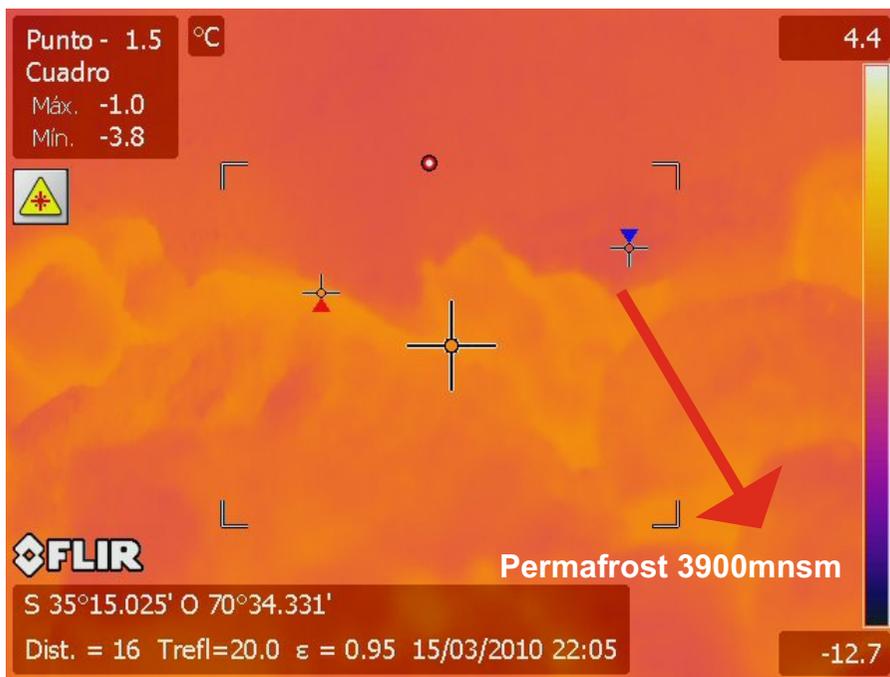
La geomorfología general y en particular la periglacial y el englazamiento del volcán fue realizado con la interpretación de fotografías aéreas de 1997. Con Google Earth y chequeos de campo se determinaron geoformas y la presencia de permafrost. Este reconocimiento, inventario y mapeo de geo y criofor-mas comenzó desde el verano 2003/2004.

El permafrost fue delimitado como “posible” (Detalle de Figura1) a través de una línea imaginaria, para la cual se tuvieron en cuenta observaciones de campo, hallazgos de hielo y congelamiento en diferentes campañas, cercanos a las lenguas glaciares, y teniendo en cuenta los frentes de protalus y criofor-mas activas.

Para el monitoreo térmico continuo del suelo se buscó un sitio de monitoreo al borde de la caldera, fuera del alcance de la actividad volcánica. Este sitio fue debidamente instrumentado.

Las temperaturas del suelo y del aire fueron almacenadas en sensores térmicos especiales o data loggers y sirvieron para reconstruir la marcha y las tendencias de las mismas en el aire y en el subsuelo. Los sensores térmicos fueron data loggers tipo UTL (precisión = ± 0.1 °C; resolución = 0.27 °C (8 bit); promedio de frecuencia = cada 4 horas). Estos equipos fueron construidos y preparados con la ayuda de la Universidad de Berna (Suiza). En el sitio Peteroa





(3360 m) –sobre el borde de la caldera de avalancha- los sensores térmicos fueron instalados a las siguientes profundidades: -0.20 m, -0.45 m y -0.80 m durante el período 2007 – 2011 y hasta la actualidad. Un data logger a $+ 1.20$ m. de altura también fue colocado para calcular la temperatura media anual del aire (TMAA). Estos datos fueron recolectados cada verano.

Por otro lado se usaron cámaras infrarrojas para analizar las temperaturas superficiales de diferentes áreas: dentro y fuera de la caldera, en zonas periglaciales, glaciarias y volcánicas. Estas tareas se realizaron durante los años 2009 y 2010. La cámara usada en el 2009 fue una AGEMA TVH 550, con una resolución de 320×240 pixels (76800 detectores), mientras que en el 2010 fue una cámara de mayor sensibilidad, FLIR P660, con una resolución de 640×420 (268800 detectores) con cámara digital de espectro visible incluida de 3,2 megapixels y sistema GPS. En el año 2011 no se recolectaron datos.

Dichas cámaras fueron usadas durante sobrevuelos realizados desde un Cessna 180 y en los ascensos diurnos y nocturnos al volcán y su zona aledaña. Una expedición nocturna a la caldera (3900 m. de altura aproximadamente) completó el monitoreo del año 2010. Las fotografías y las filmaciones fueron hechas para apoyar la interpretación de los lugares estudiados en el campo y

con la cámara infrarroja. La información que proviene de dicha cámara está registrada en fotografías digitales convencionales y en espectro infrarrojo.

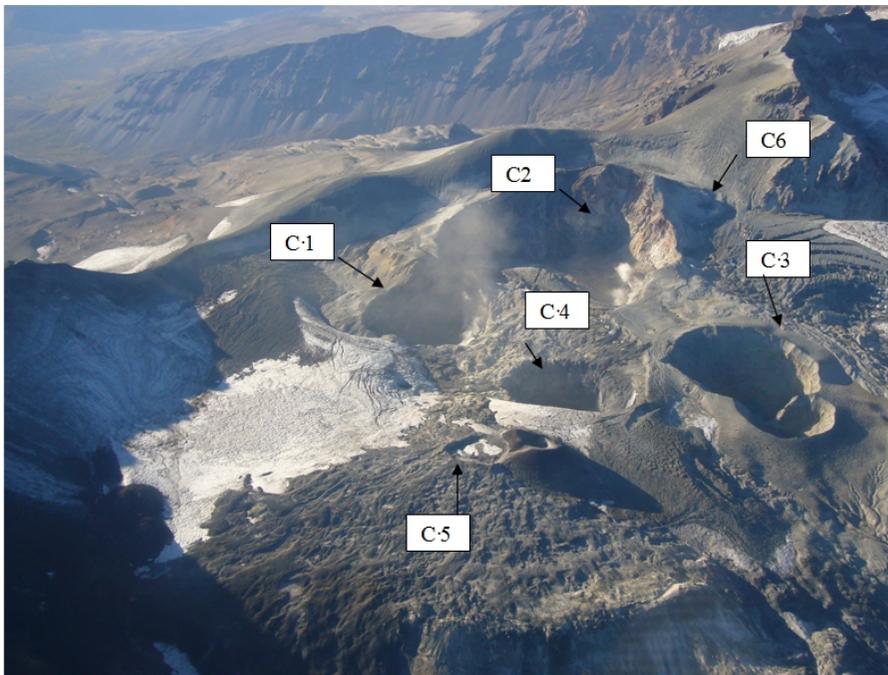


Figura 5: Caldera de avalancha del Complejo Volcánico Peteroa en el presente. Vuelo diurno hecho por los autores en el año 2009. En el sentido de las agujas del reloj se representan e identifican los cráteres que fueron denominados con los números 1, 2, 3, 4 y 5. El “cráter” 6 se ubica por separado

4- Resultados

4.1- Geomorfología

A través del monitoreo y de la geomorfología se han podido identificar y mapear hielos descubiertos y cubiertos, relacionados con el englazamiento superior que está fuertemente afectado por el vulcanismo. Los glaciares retroceden hacia el N o hacia los bordes de la caldera de avalancha, dependiendo de su ubicación y de la actividad volcánica. Los glaciares descubiertos y cubiertos han dejado islas de hielo asociadas con permafrost superficial.

De acuerdo a las imágenes del 97, la superficie englazada llega a unos 19 km² (Trombotto *et al.*, 2009, 2010), lo cual es bastante inferior al dato de González

y Vergara, 1962 (in fide Naranjo *et al.*, 1999) en donde se menciona un englamamiento de 30 km² para el complejo Peteroa - Azufre. De todas maneras, estas dimensiones debieran variar siempre por el vulcanismo y por las características del complejo a formar y contener glaciares.

El hielo descubierto dentro de la caldera de avalancha fue detectado menor a 0.9 km², pero muchas islas de hielo cubierto han quedado como partes desconectadas de las lenguas glaciarias. Una fuerte reducción del hielo glaciario superior sugiere un máximo espesor calculado aproximadamente en unos 20 m. Estas partes se ubican preferentemente entre los cráteres 4 y 5. Al S del complejo se encuentra el cuerpo de hielo más grande, con una superficie de más de 8 km² en el año 1997. Todas estas superficies son aproximadas ya que las imágenes aún no fueron georreferenciadas.

El área criogénica con procesos criogénicos y permafrost sobre la ladera del CVP fue identificado a través de hielos aislados cubiertos por sedimentos volcánicos, prótalus activos, pequeños glaciares de escombros, nichos de nivación, terrazas de geliflución y pendientes sedimentarias criogénicas (Tabla 2).

La cumbre del complejo volcánico coincide con el nivel altitudinal del permafrost “quasi continuous” de Garleff & Stingl, 1986, aunque las observaciones de la geomorfología periglacial y la presencia de hielo en las laderas de la caldera bajan el piso altitudinal de permafrost hasta los 2900-3000 m de altura aproximadamente. La actividad volcánica permanente y el retroceso de los glaciares ocasionan la neoformación de permafrost, que está concentrado solo en el interior del cráter y en las pendientes externas cercanas a la presencia de lenguas de hielo glaciario, hoy interrumpidas, en la mayoría de los casos, o separadas de los cuerpos glaciarios principales. Este fenómeno ha sido corroborado en expediciones consecutivas hechas a la zona. El cálculo de permafrost posible en la caldera y su entorno fue de 74 km² (Trombotto *et al.*, 2009, 2010).

Cinco cráteres fueron identificados primeramente en el terreno y en los vuelos, sobre la caldera de avalancha, sin embargo, en la misma zona un posible sexto cráter pequeño y sin señales de actividad fue observado en el último vuelo (Tabla 3).

4.2. Características meteorológicas registradas y monitoreo térmico subsuperficial del suelo

El clima del lugar es de tundra andina o región altoandina (Trombotto, 1991), de la parte más extrema del S de los Andes Centrales. Según la clasificación tradicional de Köppen, la zona de estudio correspondería a un clima ETH,

“clima polar tundra de altura” y se caracteriza por un nulo o pequeño exceso de agua, con poca variación estacional de su eficiencia hídrica, con los períodos de mayor evapotranspiración en verano, poca precipitación de verano y presencia de permafrost. Localmente se experimentan cambios estacionales, a lo largo del año es posible reconocer un período de descongelamiento y un período de congelamiento durante el cual la temperatura del aire se mantiene bajo 0°C. La zona está fuertemente influenciada por los vientos del W o “Westerlies” y el ciclón del Pacífico Sur, con fuertes nevadas invernales. Las temperaturas del aire que se consideran a continuación, y las medidas de precipitación total, provienen del sitio de monitoreo instalados en el año 2007.

La temperatura media anual del aire (TMAA) en el sitio denominado Peteroa (Tabla 1, Figura 6), en el borde de la caldera de avalancha del complejo volcánico Peteroa, a 3489 m de altura, para el período 2007-2011 fue de -2,6°C aproximadamente, es decir posee una temperatura media anual que favorece la presencia del permafrost.

Sitio de Monitoreo	Coordenadas	Altitud (m)	Método
Peteroa	35° 14' 27" S y 70° 33' 50" W UTM zona 19 Sur WGS 84: 6099128.20 m; 357705.99 m	3489	Data loggers y perforaciones superficiales

Tabla 1: Sitio de monitoreo Peteroa

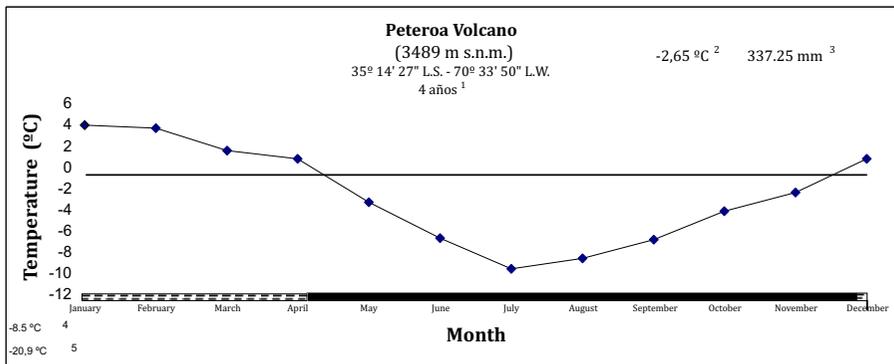


Figura 6: Gráfico Walter-Lieth del sitio denominado Peteroa S a 3489 m s.n.m. (1) período de tiempo considerado (interrumpido), (2) temperatura media anual, (3) precipitación anual, (4) promedio de las máximas del mes más frío y (5) mínima absoluta

El mes más frío es Julio (Figura 6) con una media de -9.7°C en el período 2007-2011. El año más frío del período considerado fue el 2010 con un promedio de mínimas diarias de $-12,8$ y un promedio de máximas de $-8, 5^{\circ}\text{C}$, lo cual favorece el congelamiento superficial del suelo durante el invierno de forma duradera aunque poco profunda. Es interesante observar, que la mínima absoluta registrada fue de $-20,9^{\circ}\text{C}$ en Julio del 2010. La temperatura negativa absoluta registrada es importante para la génesis del craquelamiento del suelo y la rotura de rocas por crioclastesis. Entre los meses de Mayo y Noviembre es de esperar que a esa altura se encuentre un congelamiento del suelo continuo.

Las temperaturas medias mensuales del suelo siguen la tendencia general de las temperaturas medias mensuales del aire (Figura 7). En el año 2009, la temperatura de Julio fue de -8.8°C , y coincide con el descenso térmico observado en el suelo. Sin embargo, a pesar de que la media de Julio del 2010 tenga el registro más bajo en el aire (-11.4°C), en el suelo, las temperaturas están suavizadas y no corresponden a las temperaturas más bajas. El pico más bajo de temperatura en el año 2010, tanto a los 45 como a los 80 cms. de profundidad, se observa en Septiembre, posiblemente este retardo también se deba a la mayor actividad del volcán. En Septiembre y Octubre se registra igualmente el aumento de actividad volcánica sobrevolando la zona.

Es de notar (Figura 7) que un aumento en la diferencia de temperatura entre las curvas de 45 y 80 cms. expresa una disminución del gradiente térmico y documenta mayor incidencia del calor geotérmico. Después de la mayor actividad volcánica, en Marzo de 2010, se observa este fenómeno distanciando y aumentando la temperatura de la curva de 80 cms. Mientras que en

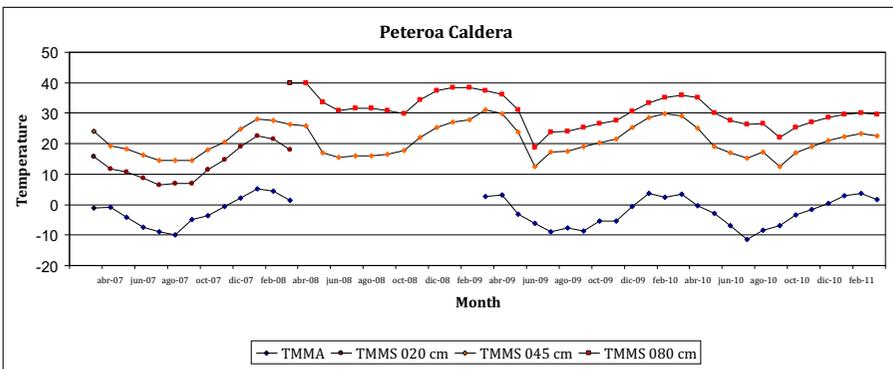


Figura 7: Temperatura media mensual del suelo (TMMS) a 20, 45 y 80 cms. de profundidad. TMMA es la temperatura media mensual del aire. El círculo indica el comienzo de un evento de Mayor actividad volcánica (Marzo 2010)

Diciembre 2009 el gradiente es de 1°C cada 6,6 cms. entre 45 y 80 cms. de profundidad, para esta misma profundidad, en Julio de 2010, el gradiente decrece y la temperatura aumenta ya 1°C cada 3,1 cms. De este análisis se podría sospechar que durante el año 2008 también haya habido mayor actividad volcánica, aunque esta no fue registrada directamente. “Una mayor actividad en los últimos años” fue observada por diferentes informantes de la región (Amalia Ramires, com. escrita), aunque no precisaron fechas.

4.3- Monitoreo de los cráteres con cámaras infrarrojas

Con las cámaras infrarrojas se hizo un análisis de las geoformas con sus temperaturas superficiales contraponiendo las imágenes infrarrojas con las imágenes visibles. De esta manera se obtuvo la siguiente tabla que permitió clasificar subambientes y asociarlos a sus respectivas temperaturas superficiales (Tabla 2).

<i>Temperaturas Aparentes (°C)</i>	<i>Categorías</i>
<i>41,0 - 13,6</i>	<i>Agua dentro de cráter</i>
<i>37,7 - 26,7</i>	<i>Zonas con fumarolas a</i>
<i>20,8</i>	<i>Zonas sin hielo visible en solana b</i>
<i>17,4 - 5,0</i>	<i>Hielo cubierto en solana c</i>
<i>9,2 - (-10,3)</i>	<i>Zonas sin hielo visible en umbría b</i>
<i>-3,8</i>	<i>Hielo descubierto en solana</i>
<i>-2,4 - (-10,3)</i>	<i>Hielo cubierto en umbría</i>
<i>-10,2 - (-13,8)</i>	<i>Hielo descubierto en umbría</i>

a las temperaturas bajas están asociadas a la presencia de hielo
b las temperaturas positivas altas están asociadas a las paredes de los cráteres activos
c el hielo está sucio o cubierto por sedimentos volcánicos oscuros con diferentes espesores

Tabla 2: Temperaturas aparentes categorizadas de acuerdo a lugares seleccionados por su importancia geomorfológica

Así mismo la cámara FLIR P660 permitió determinar las temperaturas extremas. Cada cráter fue termofotografiado y escaneado.

Permafrost “probable” fue detectado con mucha seguridad en la cercanías de una cumbre de 3950 m s.n.m. (figura), en el ascenso nocturno en Marzo de 2010 y en contacto con manchón de nieve perenne, lo que normalmente ocurre (Trombotto 1991).



El análisis de los cráteres ubicados dentro de la caldera de avalancha volcánica (Figura 8) permitió observar variaciones notorias entre los años 2009 y 2010 que se describen a continuación:



El cráter 1, por ejemplo, mostró cambios en su contorno con derrumbes y extinción de todos los manchones de nieve perenne descubiertos en su interior. Mostraba fumarolas en el año 2009 y un marcado foco de calor (Figura 9), en el 2010 hay un notable enfriamiento de las temperaturas superficiales aparentes.

2009

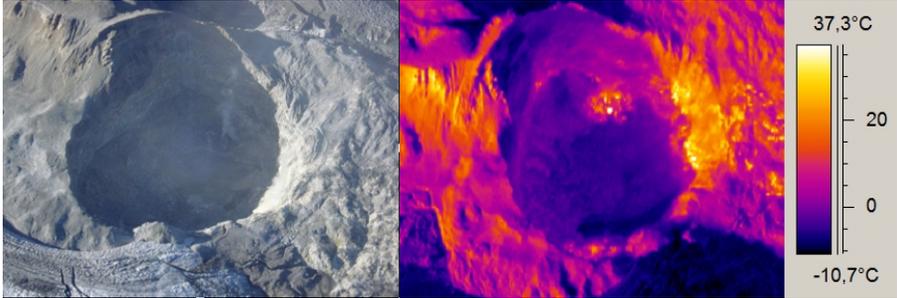
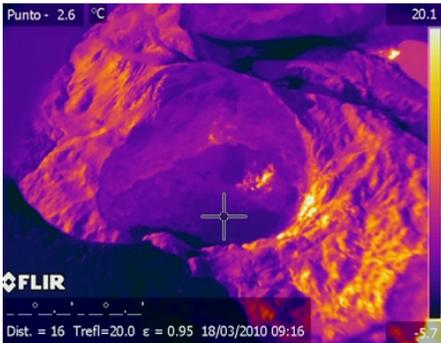


Figura 9: Cráter 1, los cambios observados en marzo de 2010 muestran que el foco de calor se había retirado considerablemente (abajo), sin embargo la mayor actividad registrada se refleja en la desaparición o cubrimiento de los manchones de nieve internos y movimientos en masa no registrados anteriormente. Arriba 2009, abajo 2010. A la derecha imagen del 2008



2010



En el cráter 2 se derritió gran parte del hielo glaciario que ocupaba partes del mismo (figura) y formó un lago azul (Figura 10). Mostraba fumarolas en el 2009.

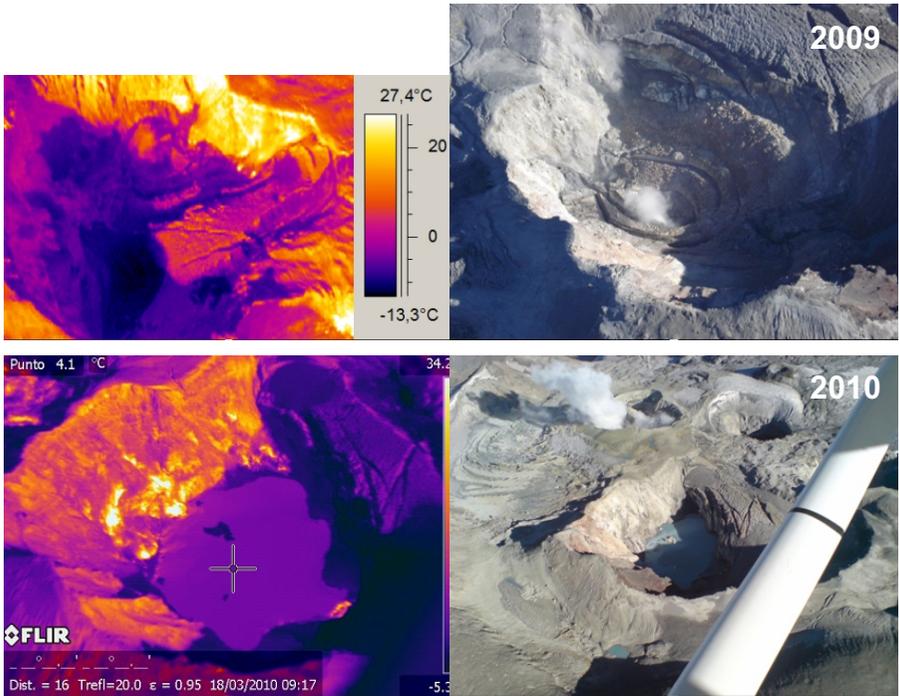


Figura 10: Cráter 2 mostrando la formación del lago azul después de marzo de 2009 y después de la actividad de marzo de 2010

El cráter 3 (Figura 11), ubicado en el W de la caldera de avalancha volcánica, denominado “doble”, es el que mostró la mayor actividad volcánica con fuertes fumarolas y chorros de agua hirviendo durante la expedición del 2010, es decir mostró una imagen totalmente diferente que en el 2009. Prácticamente todo el hielo desapareció, excepto un manchón de nieve en la pared NW. Las imágenes obtenidas durante la expedición del 2009 mostraban pocos focos de temperaturas superficiales altas y de escasa superficie, así mismo ninguna fumarola. Nótese que en la figura las temperaturas cálidas marcan el lago interno y sí ya un indicio térmico en forma horizontal por capas como un importante indicador volcánico concentrado en la pared W.

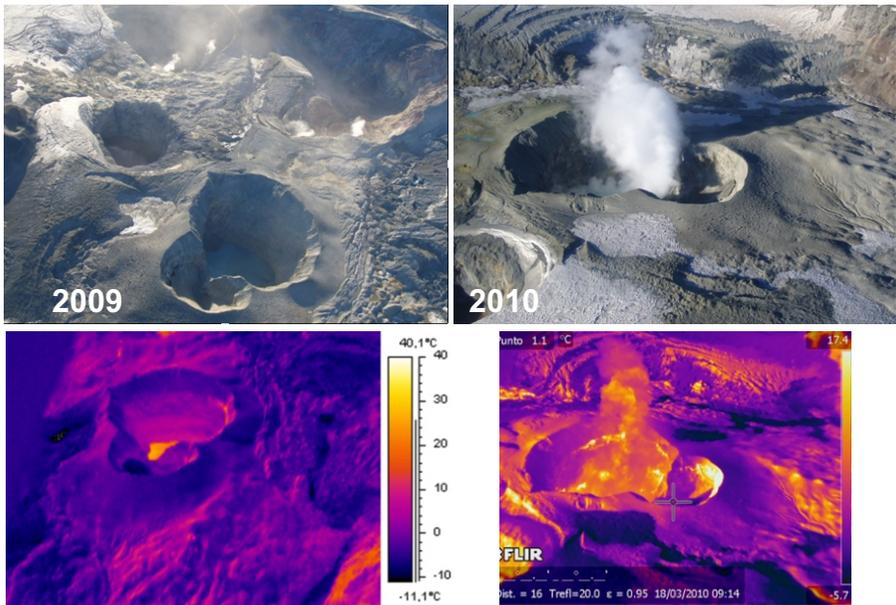
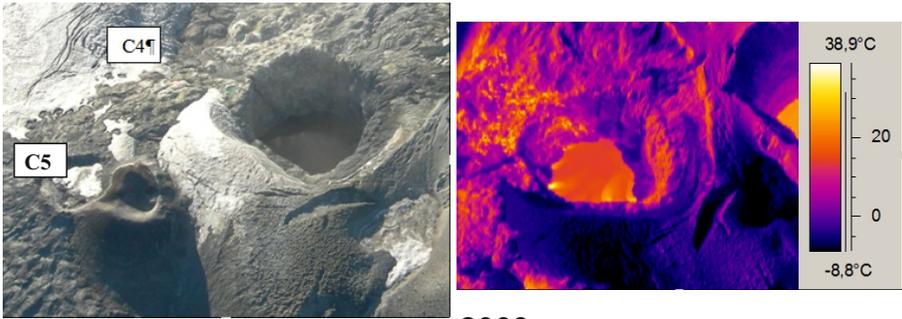


Figura 11: Cráter 3 o doble. A la izquierda imagen digital y visible e IR abajo del año 2009 y a la derecha imágenes giradas hacia el E (Argentina) visible e IR del año 2010

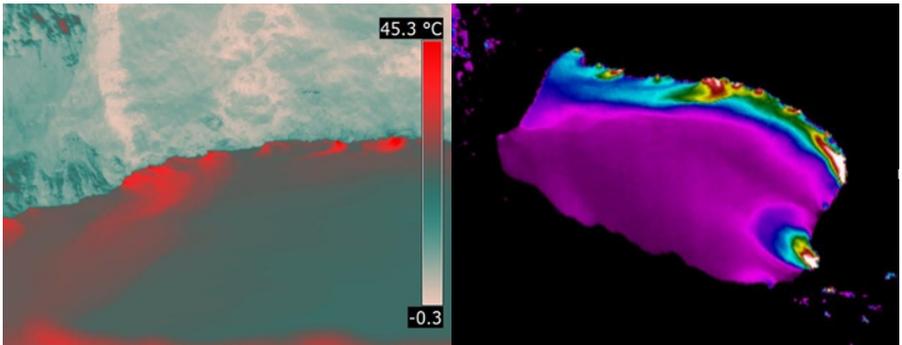
El cráter llamado informalmente 4, o del lago rojo, mostró un espectro térmico muy diferente entre los años 2009 y 2010. En este cráter, se observaron claramente plumas de calor afectando gran parte del cráter e incluso varias penetraciones por debajo del agua (Figura 12). Una importante pluma de calor se presentó debajo del agua, indicando una verdadera intensificación calórica antes no detectada y bastante focalizada en el W.

El cráter 5 mostró signos de actividad no registrados anteriormente por debajo del hielo que cubría toda su abertura, hoy ya partida y con emanaciones de calor en sus bordes (Figura 13) y por debajo del mismo hielo.

El denominado informalmente “cráter 6” (Figura 8 y 14), aparentemente es un orificio inactivo o adventicio, que no mostró variaciones aunque no ha tenido un seguimiento focalizado porque fue detectado con atención en el 2010. La zona cercana al mismo, en cambio, que estaba fuertemente englazada hasta el 2009, sí sufrió cambios notables posteriormente. Esta zona permite pensar en otro foco de calor (cráter subterráneo?) que está por debajo del hielo de uno de los glaciares, denominados informalmente superiores, en la misma caldera de avalancha volcánica, y que podría ser la razón de la forma concéntrica del cuerpo glaciario con sus grietas concéntricas y escalonadas. Este glaciar



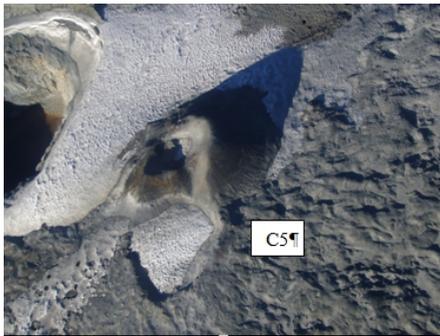
2009



2010

Figura 12: cráter 4 o del lago rojo. Arriba 2009 (a y b), abajo 2010. Intensificación de calor en la pared W y plumas de calor no observadas en el 2009 por debajo del agua. Nótese la gran pluma de calor que se introduce por debajo del agua y otra importante en el sector NW del cráter. La última imagen da idea de la zonificación de calor en el agua.

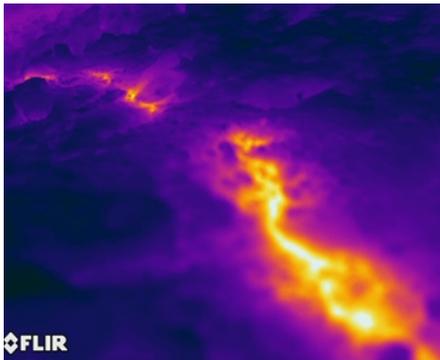
delató en el 2010 tanto un fuerte desplazamiento, lamentablemente no medido, como derretimiento y una gran pérdida del hielo glaciario que ya se movía en forma circular anteriormente al monitoreo 2010 (Figura 14).



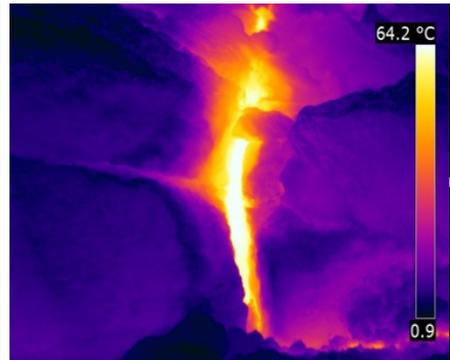
A



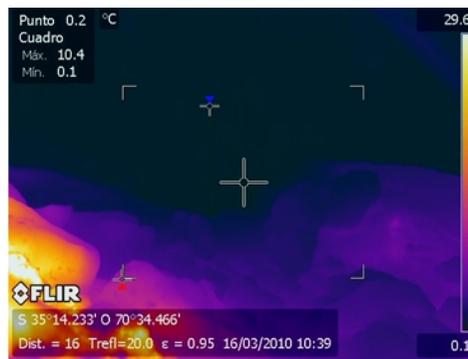
B



C



D



E

Figura 13: cráter 5. Arriba 2009, abajo fracturas en los bordes con emanaciones importantes de calor. El flujo de calor expresado en las grietas del cráter se prolongan horizontalmente hacia el fondo del cráter y por debajo del manchón de nieve (E)

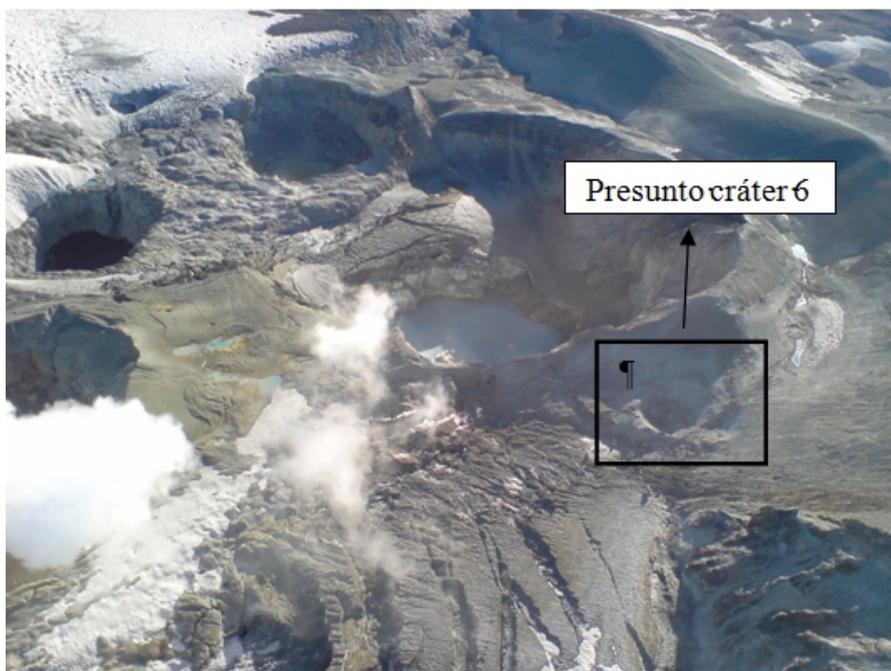


Figura 14: Glaciar Superior en la cumbre del Complejo Volcánico Peteroa que está afectado por flujos de calor internos del aparato volcánico

5- Discusión y conclusiones

Los glaciares están más fuertemente condicionados a la actividad volcánica del complejo volcánico Peteroa que a cambios climáticos, difícil es determinar variaciones por el calentamiento global aunque se sospeche que este fenómeno debe interactuar igualmente como en otras partes de los Andes Centrales- La geomorfología del volcán permite retener aire frío dentro de la caldera de avalancha favoreciendo la presencia de hielo glaciario, hielo cubierto o hielo periglacial.

La existencia de permafrost se posibilita en el interior de la caldera de acuerdo a la hipótesis de Woodcock (compare Woodcock, 1974) para el Mauna Kea en Hawaii , en donde el aire frío con TMAA bajo cero se acumula en la depresión de la caldera y en donde la evaporación y la sublimación ayudan para que exista un enfriamiento paralelo como producto de un fenómeno termodinámico. Solo, que en el caso del Complejo Volcánico Peteroa, existe un englazamiento superior importante que ayuda a la existencia y formación de permafrost también.

La presencia de cuerpos de hielo masivos cubiertos por piroclastos (hielo glaciario), aislados, y desconectados de los glaciares en franco retroceso, enfrían los lugares circundantes favoreciendo el congelamiento permanente desde otro proceso. El permafrost posible fue calculado en unos 74 km² y fue corroborado por el descubrimiento de diferentes crioformas y procesos. Dados los posibles cambios por el vulcanismo actual, el englazamiento calculado de aprox. 19 km² no sirve fehacientemente para deducir límites paleoclimáticos precisos.

A pesar de que los sondeos con cámaras infrarrojas son llevados a cabo sobre la superficie del terreno (la penetración del sondeo es de sólo unos pocos centímetros en el suelo), las temperaturas negativas que se obtienen de zonas sin hielo o hielo cubierto permiten suponer que el lugar está congelado, así mismo la presencia de posible congelamiento permanente del suelo a poca profundidad, a pesar de que sea de poco espesor, considerando el alto calor geotérmico regional. Este tipo de permafrost es considerado como moderno y debido a un proceso de neoformación. El hielo enterrado o subterráneo que favorece el proceso de neoformación de permafrost ha sido, sin embargo, relacionado con el retroceso de los glaciares que se cubren con tefras que aceleran el proceso de derretimiento o ayudan a interrumpir la dinámica normal de los cuerpos glaciarios transformándolos en cuerpos de hielo aislados.

La reciente actividad volcánica, alto grado geotérmico, favorece la deglaciación en la cima del complejo volcánico. La cubierta glaciaria superior del complejo volcánico se ha reducido considerablemente. Hielo glaciario queda como relíctico, visible, en algunas partes en la base de la caldera de avalancha volcánica y está cubierto por sedimentos supra e interglaciarios, principalmente. Espesores relícticos de hielos importantes quedan en algunos sectores como entre el cráter 4 y 5 o en el sector N, lejos de los cráteres siguen siendo importantes (máximo 20 mt. de espesor), pero de pobre expansión. Estos hielos, sin embargo, desaparecerán en un futuro cercano de seguir regularmente la actividad volcánica y su derretimiento incidirá en acrecentar las explosiones volcánicas de tipo subaquea. Debe hacerse hincapié en que es el sector superior con hielo cubierto y descubierto el que se encuentra fuertemente afectado por la onda térmica caliente del interior del volcán y que esta actividad térmica se encuentra reflejada en la superficie a través de fuertes salidas de gas y vapores registrados en el año 2011.

Si bien con la ayuda de cámaras infrarrojas quedaron explícitas zonas “calientes” relacionadas con el vulcanismo actual y zonas “frías” asociadas a la presencia de hielo glaciario y a umbrías que representan lugares posibles

con permafrost, lo más importante resulta ser que los cráteres mostraron cambios térmicos considerables entre el año 2009 y el año 2010. Los mismos demostraban una mayor actividad volcánica con una posibilidad de agravamiento abierta, posibilidad que fue corroborada al poco tiempo con el pico máximo de actividad del 2010. El evento fue confirmado poco después del informe de monitoreo por informantes y medios de información chilenos y argentinos que visitaron en la fecha la región.

En Marzo de 2010, nuevas fumarolas mucho más potentes aparecieron en zonas calientes detectadas en el 2009 siguiendo una tendencia de desplazamiento del calor hacia el W. Nuevas “plumas de calor” subacueas aparecieron en el cráter 3 en Marzo del 2010, acompañadas por derrumbes de paredes en el cráter 1, variaciones de zonas englazadas aportando agua fría o la formación de un nuevo lago en el cráter 2 son algunos de los resultados de las observaciones que predecían la mayor actividad del volcán.

Las temperaturas en profundidad del sitio de monitoreo ubicado al E de la caldera de avalancha volcánica con data loggers muestran que entre los 45 y 80 cms. de profundidad existe un aumento de la temperatura por gradiente de 10 cms. entre 2008/2009 y 2009/2010 antes del evento. Las temperaturas del aire muestran claramente su influencia hasta los 80 cms. monitoreados con los data loggers. Sin embargo, las medias mensuales han disminuido en su totalidad. La tendencia positiva de la temperatura del aire es explicable por la mayor actividad volcánica del año 2010.

De las observaciones y análisis de imágenes infrarrojas se puede denotar un calentamiento general mayor del sector W de la caldera de avalancha volcánica, previo a la erupción de Marzo mencionada. Las plumas de calor superficiales más intensas ocupaban preferentemente el lado chileno y se las consideró como indicadoras de un pico de mayor actividad, que efectivamente siguió en crescendo hasta Marzo de 2010, cuando se detecta un máximo con el evento de nivel 1 de tipo freatomagmático, con gran expulsión de cenizas, fumarolas de vapor de agua y de compuestos de azufre conmoviendo la comunidad. Este evento siguió de forma intermitente con otro pico importante en Octubre del mismo año. A la fecha, Septiembre de 2011 la actividad es menor (com. del monitoreo ICES 2011).

Este trabajo, así mismo, muestra que posteriormente a los relevamientos y constataciones de cambios térmicos entre los años 2009 y el 2010, y después del sismo del Maule, Chile, del 27 de Febrero, sobrevino un primer evento eruptivo importante en el complejo volcánico Peteroa en Marzo de 2010 bastante previsible con el método de monitoreo térmico y geocriológico. El método puede ser considerado importante para el monitoreo volcánico.

Un desplazamiento posiblemente postsísmico de la actividad volcánica puede aportar evidencias geodinámicas a los cambios registrados en otras zonas por el terremoto del 27 de Febrero de 2010.

Agradecimientos

El presente trabajo se llevó a cabo gracias al proyecto de investigación PICT-2007-01769, “Emisión Acústica y Precursores sísmicos” de la Agencia Argentina de Promoción Científica y Tecnológica. Agradecemos también la cooperación de Roberto Bandiera, Amalia Ramires y José Ruzzante del ICES Malargüe.



Bibliografía

Espizúa, L. 2000. Variaciones glaciarias del Holoceno en el valle del río Valenzuela, Mendoza. XII Reunión de Campo del Cuaternario. Resúmenes y Guía de Campo, p.6, Mendoza.

Garleff, K. & Stingl, H. 1986. Geomorphologische Aspekte aktuellen und vorzeitlichen Permafrostes in Argentinien. Zbl. Geol. Paläont., T. I, H. 9/10, p. 1367-1374.



Haller, M., Mendia, J.A. & Ostera, H.A. 1991. Mapa Preliminar de Riesgo en la Vertiente Argentina del Volcán Peteroa. Congreso Geológico Chileno Nr 6, Resúmenes expandidos, Actas, Vol 1: 355-358, Viña del Mar.

Haller, M., Mendia, 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. Primeras Jornadas Nacionales de Vulcanología, Medio Ambiente y Defensa Civil. Malargüe, 1992: 55-66.

Haller, M., Risso, C. y Ramires, A. 2011. Volcán Peteroa: Geología, Actividad Eruptiva 2010-2011 y Vulnerabilidad de la Población. Cuadernos ICES 4: 5-45 (Editores J. Ruzzante y I.López Pumarega), Talleres Gráficos Centro Atómico Constituyentes – CNEA, Buenos Aires.

Mercer, J. 1982. Holocene Glacier Variations in Southern South America. *Striae*, Vol. 18: 35-40, Uppsala.

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 Nr. 52: 55 p., Santiago.

Naranjo, J.A. & Haller, M.J.. 2002. Erupciones holocénicas principalmente explosivas del volcán Planchón, Andes del Sur (35° 15'S). Revista Geológica de Chile, Vol. 29, Nr. 1: 93-113.

Tormey, D.R.; Frey, F.A. & López Escobar, 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 XLIV (1-4): 420-430.

Trombotto, D. 1991. Untersuchungen zum periglazialen Formenschatz und zu periglazialen Sedimenten in der 'Lagunita del Plata', Mendoza, Argentinien. Heidelberger Geographische Arbeiten, Heft 90: 171 pp., Heidelberg.

Trombotto D., Penas P. & Blöthe J.H. 2009. Análisis térmico inicial de la caldera y cumbre del complejo volcánico Peteroa, Mendoza – Argentina”. E-ICES 5, Malargüe. Acta de Resúmenes: 126-128, Buenos Aires.

Trombotto D., Penas P. & Hernández J. 2010 a. Monitoreo termogeomorfológico de la cumbre del complejo volcánico Peteroa, Mendoza, Argentina. E-ICES 6, Malargüe. Acta de Resúmenes E-ICES 6: 69-70, Buenos Aires.

Trombotto D., Penas P. & Blöthe J.H. 2010 b. First thermal analysis of the caldera and the summit of the volcano complex Peteroa, Mendoza, Argentina. Glaciología Hielo y Cambio Climático: Una visión desde el sur, Valdivia, Abstract Book, p.30, Santiago.

Trombotto Liaudat D., Penas P., Blöthe J.H & Hernández. 2011. Thermogeomorphological monitoring of the peak of the Volcanic Complex Peteroa, Mendoza, Argentina – Evolution and detection of its latest eruption. Universidad de Hawaii, en preparación.

Woodcock A. 1974: Permafrost and Climatology of a Hawaii Volcano Cráter. Arctic and Alpine Research, Vol., 6, Nr.1: 49-62.

Figuras y tablas

Figura 1: Lugar de trabajo

Figura 2: Ambiente periglacial sobre las pendientes de la caldera de avalancha del Complejo Volcánico Peteroa en la actualidad. Vuelo diurno hecho por los autores en el año 2010.

Figura 3: Glaciar Sur del Complejo Volcánico Peteroa. Vuelo diurno hecho por los autores en el año 2009.

Figura 4: Hielo glaciario cubierto en la cumbre de la caldera de avalancha del Complejo Volcánico Peteroa.

Figura 5: Caldera de avalancha del Complejo Volcánico Peteroa en el presente. Vuelo diurno hecho por los autores en el año 2009. En el sentido de las agujas del reloj se representan e identifican los cráteres que fueron denominados con los números 1, 2, 3, 4 y 5. El “cráter” 6 se ubica por separado.

Figura 6: Gráfico Walter-Lieth del sitio denominado Peteroa S a 3489 m.s.n.m. (1) período de tiempo considerado (interrumpido), (2) temperatura media anual, (3) precipitación anual, (4) promedio de las máximas del mes más frío y (5) mínima absoluta.

Figura 7: Temperatura media mensual del suelo (TMMS) a 20, 45 y 80 cms. de profundidad. TMMA es la temperatura media mensual del aire. El círculo indica el comienzo de un evento de mayor actividad volcánica (Marzo 2010).

Figura 8: Comparación fotográfica aérea de avalancha en el Complejo Volcánico Peteroa en diferentes vuelos realizados por los autores. Primero (parte de arriba) la foto corresponde al 26 de Marzo del año 2009; por otro lado, la foto de la parte de abajo está fechada el 18 de Marzo del año 2010; por último se muestra una foto del 20 de Octubre del año 2010, después de la máxima actividad volcánica registrada durante las actividades.

Figura 9: Cráter 1, cambios observados en Marzo del año 2010 (sector inferior), comparados con el año 2009 (sector superior), en donde se puede observar que la zona “caliente” ha disminuido considerablemente (abajo). La mayor actividad registrada se refleja en la desaparición o cubrimiento de los manchones de nieve internos y movimientos en masa no registrados anteriormente. En la mitad y a la derecha se incorpora una imagen del año 2008.

Figura 10: Imagen del cráter 2 que muestra la formación de un lago azul después del pico de actividad de Marzo del año 2010. Arriba año 2009 y abajo año 2010.

Figura 11: Imagen del cráter 3, también denominado informalmente “doble”. A la izquierda se observa la imagen digital visible y la infrarroja (IR) del año 2009 y a la derecha se ven las imágenes orientadas al E (Argentina), visible e IR, del año 2010.

Figura 12: Imagen del cráter 4, o informalmente llamado “del lago rojo”. Arriba se observa la imagen del año 2009 y abajo la del año 2010. En la figura, se observa, así mismo, la intensificación del calor sobre la pared W y puntos de calor no registrados anteriormente en la imagen del año 2009 y que aparecen debajo de la superficie del agua. La última imagen indica la zonificación y movimiento del calor en el agua.

Figura 13: Imagen del cráter 5. A la izquierda se observa la imagen del año 2009, a la derecha arriba y abajo se observan fracturas en las márgenes del cráter con importantes emanaciones de calor. Los flujos de calor expresan también fisuras que continúan en la base o fondo del cráter 5 y por debajo del manchón de nieve permanente.

Figura 14: Glaciar Superior en la cumbre del Complejo Volcánico Peteroa que está afectado por flujos de calor internos del aparato volcánico.

Tabla 1: Sitio de monitoreo Peteroa.

Tabla 2: Temperaturas aparentes categorizadas de acuerdo a lugares seleccionados por su importancia geomorfológica.

Terminología

Ambiente Periglacial, definición Andina

El ambiente periglacial es un ambiente frío y criogénico pero no glaciario, por arriba del límite

superior del bosque si éste existe. El límite físico con el ambiente glaciario puede ser difuso, pero el límite con el ambiente no periglacial está claramente marcado por los siguientes indicadores importantes:

- ocurrencia de permafrost en profundidad, o suelo congelado permanente, y posible presencia de hielo subterráneo entrampado y preservado bajo condiciones naturales por largo tiempo, constituyendo así el elemento decisivo del ambiente criogénico;
- dominio del proceso de congelamiento, con ciclos de congelamiento y descongelamiento que afectan a las rocas y a la parte superior del suelo; y
- presencia de soliflucción/geliflucción y otros procesos criogénicos (crioclastía, selección, crioturbación, etc.) que conducen a la denominada “geomorfología periglacial”, como por ejemplo, es la formación de “suelos estructurados” en pequeña escala o a los “Glaciares de escombros” en una mesoescala.

Si bien, para algunos autores del hemisferio norte, el permafrost no representa un elemento sine qua non del ambiente periglacial, sí lo es para los geocriólogos que trabajan en la Cordillera de los Andes, y debe mencionarse y especificarse.

Literatura para consultar:

IANIGLA and CONICET, 2010. Inventario Nacional de Glaciares y Ambiente Periglacial: Fundamentos y Cronograma de Ejecución en Cumplimiento con lo Establecido por la Ley 26.639 de Presupuestos Mínimos para la Preservación de los Glaciares y del Ambiente Periglacial, Publicación Institucional, Diciembre, 87 p.

Trombotto D. 2000. Survey of Cryogenic Processes, Periglacial Forms and Permafrost Conditions in South America. Revista do Instituto Geológico, São Paulo, Brasil, 21(1/2): 33-55.

Trombotto, D. Inventory of fossil cryogenic forms and structures in Patagonia and the mountains of Argentina beyond the Andes. South African Journal of Science, 98: 171-180, Review Articles, Pretoria, Sudáfrica, 2002.

Trombotto Liaudat, Dario, Wainstein Pabo y Lukas U Arenson, Lukas U. The Glossary of Permafrost Related Terminology / Glosario terminológico de permafrost.

Glaciar de Escombros

Un glaciar de escombros, también denominado glaciar rocoso en castellano ibérico, es una masa de fragmentos de roca y material fino que yace en una pendiente o valle y contiene hielo intersticial, hielo de segregación, hielo de inyección o partes de hielo macizo enterrados. Es una crioforma que presenta evidencias de movimiento pasado o presente. El glaciar de escombros es una mesoforma criogénica de permafrost de montaña, sobresaturada en hielo que, si es activa, se mueve pendiente abajo por gravedad, reptación y deformación del permafrost. Los glaciares de escombros no se forman donde no hay suficiente humedad como para formar hielo intersticial que permita la deformación y movimiento de la crioforma. Se piensa que algunos glaciares de escombros se formaron, al menos parcialmente, por el enterramiento de hielo glaciar y por eso se lo denominan glaciogénicos, para diferenciarlos e aquellos, donde esta característica no existe, por lo cual se los llama criogénicos. Los glaciares de escombros activos presentan frentes de alta pendiente (por ejemplo > de 35°), con ángulos mayores a los de reposo. Se dice que un glaciar de escombros está inactivo cuando cesa su movimiento. La mayoría de estas crioformas presentan, sobre sus superficies, formas positivas como arcos, perpendiculares a sus movimientos y crestas paralelas a los mismos. Formas negativas, como surcos, limitan las formas positivas anteriores. En general tienen forma de lengua o lóbulo con morfologías superficiales similares a la de un colada de lava. Sin embargo, sobretudo en los Andes Centrales, pueden alcanzar morfologías muy complejas, con zonas de aporte o de generación de cuencas compuestas (crioformas con multiraíces) y el desarrollo de más de un lóbulo frontal o una superposición de varios lóbulos (crioformas con multipartes).

Literatura para consultar:

Trombotto D. and Ahumada A.L. 2005. Los Fenómenos Periglaciales. Identificación, Determinación y Aplicación. Opera Lilloana Nr. 45: 131 p. Fundación „Miguel Lillo“, San Miguel de Tucumán, Argentina.

Trombotto Liaudat, Dario, Wainstein Pabo y Lukas U. Arenson, Lukas U. The Glossary of Permafrost Related Terminology / Glosario terminológico de permafrost.

Washburn, A.L., 1979. Geocryology. Edward Arnold, London: 406 p.

White, S.E., 1976. Rock glaciers and blockfields. Review and new data. Quaternary Research, 6: 77-97.

Permafrost

Permafrost es el suelo o roca, incluyendo hielo y materia orgánica que permanece a una temperatura de 0°C o menos, por lo menos dos años consecutivos.

Permafrost es sinónimo de suelo perennemente criótico y es definido en base a su temperatura. No se encuentra necesariamente congelado, ya que el punto de congelamiento del agua contenida puede estar deprimido en varios grados bajo 0°C o presentar un contenido mínimo de agua. Es así que, todo suelo perennemente congelado es permafrost, pero no todo permafrost está perennemente congelado. Permafrost no debe ser considerado permanente, ya que cambios climáticos o de terrenos naturales o inducidos por el hombre pueden causar un aumento de la temperatura del suelo.

Literatura para consultar:

Everdingen, Robert O., van (Editor), 1998. Multilanguage Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms. International Permafrost Association, The Arctic Institute of North America, The University of Calgary, Alberta, Canadá: 207 pp.

Kudryavtsev, V.A. (Editor), 1978. Obshcheye merzlotovedeniya (Geokriologiya) (General permafrost science) In Russian. Izd. 2, (Edu 2) Moskva (Moscow), Izdatel'stvo Moskovskogo Universiteta, (Moscow University Editions), 404 p.

Muller, S.W., 1943. Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. U.S. Engineers Office, Strategic Engineering Study, Special Report No. 62, 136 p. (Reprinted in 1947, J.W. Edwards, Ann Arbor, Michigan, 231 p.).

Trombotta Liaudat, Dario, Wainstein, Pablo y Arenson, Lukas U. The Glossary of Permafrost Related Terminology / Glosario terminológico de permafrost.

Washburn, A.L., 1979. Geocryology. Edward Arnold, London: 406 p.

Terminología infrarroja

Cámara infrarroja: cámara que permite ver y medir perfiles térmicos y temperaturas.

Detector o pixel de la cámara: sensor térmico de la cámara que mide temperatura.

Spot: punto térmico de la imagen en el que se mide temperatura.

Pluma de calor: rastro térmico que se observa en el caso de la medición de los cráteres con agua.

Espectro visible: es el rango de radiación visible (luz) en el cual el ojo humano detecta imágenes (entre 400 y 700 nanómetros).

Espectro infrarrojo: es el rango de medición y detección de radiación infrarroja invisible al ojo humano (entre 3.6 y 13 micrones para las cámaras utilizadas).

