

RÉGIMEN TÉRMICO Y VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA CAPA ACTIVA EN ISLA DECEPCION, ANTÁRTIDA

Gabriel GOYANES¹, Gonçalo VIEIRA², Alberto CASELLI³, Carla MORA², Miguel RAMOS⁴, Miguel Angel DE PABLO⁴, Mário NEVES², Fernando SANTOS⁵, Ivo BERNARDO⁵, David GILICHINSKY⁶, Andrey ABRAMOV⁶, Vanessa BATISTA², Raquel MELO², Alexandre NIEUWENDAM², Alice FERREIRA² y Marc OLIVA².

¹ Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (UBA-CONICET). Universidad de Buenos Aires, Pabellón II, Ciudad Universitaria, Nuñez 1428EHA, Buenos Aires, Argentina. E-mail: goyanes@gl.fcen.uba.ar

² Centro de Estudios Geográficos - Instituto de Geografía e Ordenamiento do Território, Universidad de Lisboa, Portugal.

³ Universidad de Río Negro, Argentina.

⁴ Universidad de Alcalá de Henares, España.

⁵ Centro de Geofísica, Universidad de Lisboa, Portugal.

⁶ Academia Rusa de Ciencias, Rusia.

RESUMEN

El programa de monitoreo de capa activa (CALM) fue desarrollado en las últimas décadas con la finalidad de comprender el impacto del cambio climático sobre los ambientes con permafrost. Este trabajo analiza los resultados obtenidos, en los últimos seis años, de los sitios CALM-S Irizar, Cráter Lake y Refugio Chileno, ubicados en Isla Decepción. En ellos se ha medido el espesor, el estado térmico y la distribución espacial de la capa activa.

En los sitios Irizar y Refugio Chileno la evolución del espesor de capa activa varió interanualmente sin una clara tendencia dentro del corto período analizado; por el contrario, el sitio Cráter Lake evidenció una tendencia a la disminución de espesor. La distribución espacial como el espesor de dicha capa en los tres sitios de monitoreo, mostraron estar condicionados principalmente por la potencia de la cubierta de nieve, la litología y la exposición a los vientos. El relieve, la topografía de detalle, la orientación de las laderas frente a la radiación solar incidente, ejercieron un control menor sobre esta distribución.

El estado térmico de la capa activa evidenció el control ejercido sobre ella de la temperatura del aire y de la cubierta nival. Así bajo reducidos espesores de nieve, el modelo de penetración en profundidad de la isoterma de 0 °C, ha permitido aproximar satisfactoriamente el espesor de capa activa.

Palabras clave: *Capa activa, estado térmico, permafrost, Shetland del Sur, Antártida*

ABSTRACT

Thermal regime and spatial variability of the active layer in Deception Island, Antarctica

The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) program developed over the last two decades has a leading edge in comprehensive efforts to study the impacts of climate change in permafrost environments. This paper describes results obtained during the last six years, on the active layer thickness, thermal regime and spatial patterns of thaw, at the CALM-S Irizar, Crater Lake and Refugio Chileno sites in Deception Island.

In Irizar and Refugio Chileno CALM-S sites the active layer depth varied interannually without any clear trend over the short record available. By contrast, Crater Lake CALM-S showed a slight thinning trend. In all sites, the spatial patterns of thaw and active layer thickness were mainly controlled by snow cover conditions, lithology and the effect of aspect on wind. The relief, the detailed topography and the effect of aspect on solar radiation also exert a local control over its patterns.

Air temperature and snow cover controlled the thermal state of active layer. In absence of snow, the use of depth penetration model of the 0 °C isotherm allowed approximated satisfactorily active layer thickness.

Keywords: *Active layer, thermal state, permafrost, South Shetland, Antarctica*

INTRODUCCIÓN

El permafrost es el suelo y/o roca que ha permanecido por debajo de 0 °C, al menos por dos años consecutivos (Muller 1943, Linell y Tedrow 1981, Harris *et al.*

1988, Van Everdingen 1998). La capa activa es la parte superior del permafrost que experimenta ciclos de congelamiento y descongelamiento, controlados fundamentalmente por la intensidad de la radiación solar incidente (Linell y Tedrow

1981, Harris *et al.* 1988, Nelson *et al.* 1998, Van Everdingen 1998, Guglielmin 2006, French 2007). Por ello, la temperatura y espesor del permafrost y su capa activa, son indicadores sensibles del clima (Adlam *et al.* 2010). Además de estar condi-

cionados por la radiación solar incidente, otros factores climáticos como la temperatura del aire, la presencia de nieve, el viento, las lluvias y por otro lado la topografía, la existencia de vegetación y las propiedades termofísicas del suelo, controlan también su comportamiento. La cobertura nival (espesor, distribución temporal y propiedades físicas) es determinante en el régimen térmico del permafrost y en su distribución. Cuando el suelo se encuentra debajo de una espesa cobertura nival, los intercambios de calor entre la atmósfera y el suelo se ven disminuidos debido a la baja conductividad térmica de la nieve (Smith 1975, Goodrich 1982, Keller y Gubler 1993, Zhang *et al.* 1996 y 2001, Pomeroy y Burn 2001, Zhang 2005). Por otro lado, las lluvias suministran calor latente al suelo cuando la temperatura del agua caída excede la del suelo, provocando así un calentamiento y profundización de la capa activa (Oht 2003).

Estudios recientes evidencian un incremento de 3,4 °C de la temperatura media anual del aire (*MAAT: Mean Annual Air Temperature*) a lo largo del sector occidental de la Península Antártica y un incremento de 6 °C durante el invierno en los últimos 50 años (King 1994, Vaughan *et al.* 2001, 2003, Turner *et al.* 2005, 2009). Por su lado el Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC 2007) predice un incremento de entre 1,8 a 6,4 °C en la temperatura global para el 2099, siendo las regiones polares las más afectadas. Por tanto, un incremento de tal magnitud en la temperatura tendrá un gran impacto sobre la capa activa y el permafrost. Además, la vegetación, que controla la relación entre la profundidad de esta capa y los parámetros climáticos superficiales, se encuentra ausente en la mayoría de las zonas libres de hielo de la Antártida (Guglielmin 2006), favoreciendo así el estudio de esta interacción.

Durante el año polar la *International Permafrost Association* (IPA) fomentó la implementación, a través del proyecto ANTPAS (*Antarctic Permafrost and Soils*), de nuevos sitios de la *Global Terrestrial Network for Permafrost* (GTN-P) y *Circumpolar Active Layer Monitoring Network-Southern Hemisphere*

(CALM-S) (Brown *et al.* 2000) en el territorio antártico, lo que se tradujo en un incremento en las investigaciones referidas al régimen térmico y distribución del permafrost y de la capa activa en Antártida en los últimos años. Aun así, el comportamiento de éstos últimos frente al calentamiento global son poco comprendidos, principalmente debido a la reducida red de monitorización, tanto en espacio como en el tiempo (Bockheim 2004, Vieira *et al.* 2010). Además, los resultados obtenidos no pueden ser extrapolados a nivel regional debido a las grandes variaciones meteorológicas-superficiales existentes entre diferentes sitios.

Las primeras menciones sobre la presencia de permafrost antártico se deben a Corte y Somoza (1954), quienes han estudiado la geomorfología criogénica tanto de islas ubicadas en el sector oeste (Corte y Somoza 1957), como de islas localizadas al este (Corte 1982) de la Península Antártica. Estos estudios les permitieron a los autores, inferir a través de la distribución de las geoformas, condiciones climáticas diferentes a ambos lados de la península. Esta desigualdad es atribuida a la presencia de la cadena montañosa de la península, que impide a los vientos fríos del mar de Weddell alcanzar las costas occidentales. Posteriormente, mediante la utilización de diferentes trabajos relacionados con la geomorfología periglaciaria, el estado térmico del permafrost, junto a datos meteorológicos y geofísicos, se estimó una diferencia de 5-10 °C en la temperatura superficial entre la parte oriental y la occidental (Strelin y Malagnino 1992, Serrano *et al.* 1996, 2008, Strelin y Sone 1998, Strelin *et al.* 2006, 2007, Serrano y López-Martínez 1997, 2000, Ermolin *et al.* 2002, 2004, López-Martínez *et al.* 2012).

El objetivo del presente trabajo es analizar el estado térmico, distribución y espesor de la capa activa en una zona volcánicamente activa como lo es Isla Decepción. Además se pretende examinar la influencia de las variables climatológicas superficiales, disposición de las pendientes respecto de la radiación solar incidente, litología y topografía sobre la capa activa.

MARCO REGIONAL

De forma preliminar, el permafrost continuo y el discontinuo fueron limitados en el sector de la Península Antártica por las isoterma de -8 °C y -1 °C en la MAAT, respectivamente (Bockheim 1995, Bockheim *et al.* 2007, 2008). Posteriormente, estos límites han sido validados utilizando la distribución de las diferentes geoformas periglaciales, los datos provenientes de perforaciones en permafrost y de los relevamientos geofísicos realizados (Bockheim *et al.* 2013). De esta manera, se estima que en Antártida el permafrost discontinuo solamente aparece en la Península Antártica y en las islas cercanas (Serrano y López-Martínez 2000, Vieira *et al.* 2006). La importancia del estudio de este tipo de permafrost radica en que es más susceptible a los efectos de las alteraciones climáticas, por encontrarse a temperaturas próximas a las de fusión del hielo (1-2 °C) (André y Anisimov 2009).

En las islas Shetland del Sur el permafrost discontinuo se encuentra por debajo de los 150-200 m y es esporádico a nivel del mar (Bockheim *et al.* 2013). Isla Decepción es la excepción a esta regla, ya que el permafrost se distribuye a lo largo de toda su superficie, exceptuando las áreas que presentan anomalías geotérmicas (López-Martínez *et al.* 1996, Goyanes *et al.* 2011b). Por su parte, el espesor del suelo congelado presenta gran variabilidad en la región, alcanzando valores de entre 20-100 m en isla 25 de Mayo (Rey Jorge) y 25 m en Livingston, con espesores de capa activa de entre 0,50-1,80 m y 0,30-1,00 m, respectivamente (Bockheim *et al.*, 2013). Araya y Hervé (1966) mencionan para isla Media Luna un espesor de capa activa de entre 0,10-0,50 metros.

Isla Decepción (62°57'S; 60°38'O) (Fig. 1) es uno de los tres volcanes activos emergidos (junto a Pengüin y Bridgeman) que forman parte del complejo volcánico desarrollado en el eje del rift que conforma el estrecho del Bransfield. Se trata de un estratovolcán con un diámetro basal sumergido de 30 km y una altura de 1500 m desde el fondo marino. En su parte emergida la isla presenta un diámetro aproxima-

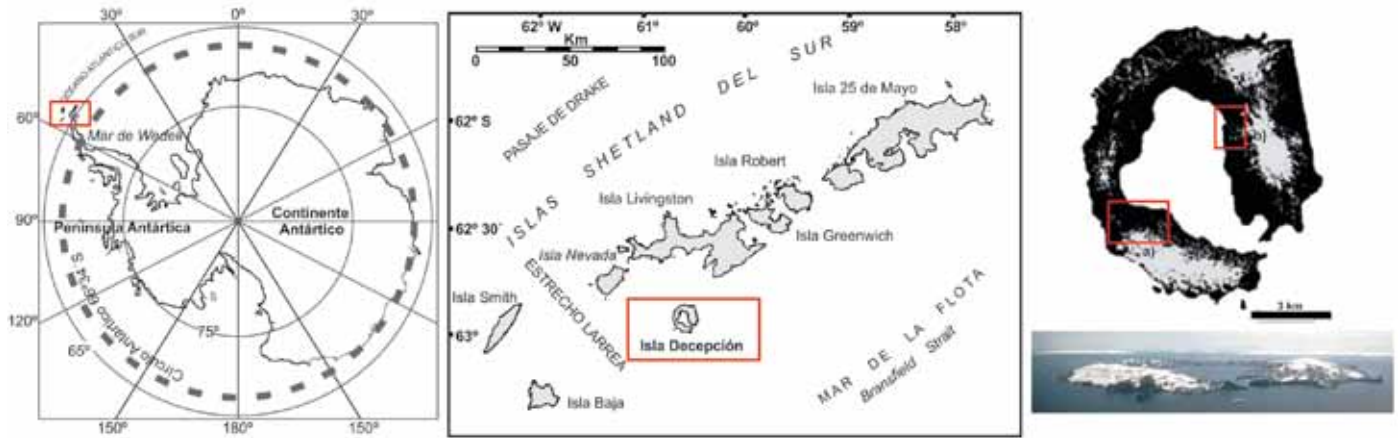


Figura 1: Ubicación geográfica de la Isla Decepción, Antártida marítima. Los recuadros engloban a las áreas de estudio: a) CALM-S Irizar, CALM-S Cráter Lake y sitios mini-CALM; b) CALM-S Refugio Chileno.

mado de 13 km, y se caracteriza por su forma de herradura con una gran depresión en su parte central, que se encuentra inundada por el mar (Puerto Foster). El relieve alcanza cotas de aproximadamente 539 m y su superficie está en parte ocupada por glaciares. Las erupciones históricas, de las que existen evidencias, tuvieron lugar en los años 1842, 1967, 1969 y 1970 (Smellie *et al.* 2002), aunque estudios glaciológicos indican la presencia de ocho niveles de cenizas en los últimos cien años (Orheim 1972a, b). Debido a estas erupciones recientes, la superficie se encuentra cubierta de piroclastos.

Siguiendo a Ramos *et al.* 2011, la isla presenta temperaturas medias anuales de entre -2 a -3 °C, con un clima caracterizado por inviernos muy fríos. Las precipitaciones son muy variables, siendo de nieve en invierno y con episodios de lluvias durante el verano, alcanzando los 700 mm de agua equivalente durante el año. La humedad relativa es elevada durante el período de descongelamiento estival (80 a 90%) manteniendo valores inferiores durante el invierno. Dentro de la dinámica térmica de la capa activa, pueden diferenciarse dos períodos, el de congelamiento y el de fusión. El primero de ellos suele prolongarse durante parte del otoño y de la primavera, y la totalidad del invierno. El período de fusión es más acotado y está asociado al verano polar (Ramos y Vieira 2009). La variación anual de estos períodos genera que la capa activa tenga una gran actividad dinámica, evidenciada por

las geofomas que se dan en superficie.

La existencia de permafrost en Decepción fue evidenciada ya por Corte y Somoza (1954), quienes lo encuentran a 0,1 m de profundidad. Posteriores observaciones corroboran la presencia de este suelo congelado, hallándolo a cotas cercanas al nivel del mar y a una profundidad de 0,6-0,9 m (Vieira *et al.* 2006, 2008, Ramos *et al.* 2007, 2011, Goyanes *et al.* 2011a, Bockheim *et al.* 2013). Este bajo espesor de capa activa es generalmente atribuido al tipo de litología existente en la superficie de la isla (López-Martínez y Serrano 2002, Vieira *et al.* 2008). Por su parte, el espesor de permafrost se estima que es de entre 3 y 25 metros (Corte y Somoza 1954, López-Martínez *et al.* 1996, Serrano y López-Martínez 2000, Ramos *et al.* 2007, 2012, Vieira *et al.* 2008). Este bajo espesor de suelo congelado es generalmente atribuido al elevado flujo geotérmico.

Sitios de monitoreo

Irizar ($62^{\circ}58'59,8''S$; $60^{\circ}42'53,6''O$) se encuentra aproximadamente a 1 km hacia el suroeste de la base antártica Argentina "Decepción" (Fig. 2), sobre una superficie inclinada $15-20^{\circ}$ (Melo 2009) hacia el oeste-noroeste, a 130 m.s.n.m, en un área abierta al embate de los vientos provenientes del sureste. El material superficial consiste principalmente de cenizas, lapillis y bloques, donde los últimos pueden superar los 15-20 cm de diámetro (Vieira *et al.* 2010). En esta zona, se instaló en el año 2009 (Vieira *et al.* 2010) un sitio de

monitoreo de capa activa diseñado según el protocolo CALM (<http://erth.waikato.ac.nz/antpas>, Brown *et al.* 2000), con el fin de que los resultados obtenidos sean estandarizados y comparables con los de otras estaciones de esta red internacional de medida (Nelson y Shiklomanov 2009). Por su parte, el sitio Cráter Lake ($62^{\circ}59'07,6''S$; $60^{\circ}40'49,7''O$) está ubicado a 90 m.s.n.m. y a 2,5 km hacia el este del Monte Irizar, en un área protegida de los vientos provenientes del sur. Su superficie se dispone sub-horizontalmente (Melo 2009) hacia el norte y se encuentra cubierta por piroclastos (cenizas, lapilli y una cubierta de fragmentos escoriáceos muy vesiculares), que rara vez superan los 5 cm de diámetro. Este sitio forma parte de la red global CALM (<http://www.udel.edu/Geography/calm/data/south.htm>) desde el 2006.

Sobre la ladera norte del cerro de la Cruz ($62^{\circ}58'47,7''S$; $60^{\circ}41'46,3''O$) a 35, 62, 87 y 119 m.s.n.m. se instalaron sitios de monitoreo (Batista *et al.* 2009) similares a los CALM aunque de menores dimensiones. Dos grillas adicionales fueron ubicadas a la misma altura (74 m.s.n.m.) sobre la ladera norte y sur del interfluvio ($62^{\circ}58'45,1''S$; $60^{\circ}41'28,7''O$) emplazado entre el cerro de la Cruz y el valle del río Mecón. La litología superficial en todos los sitios es similar a la que cubre toda la isla, una acumulación de piroclastos.

En el sitio Refugio Chileno ($62^{\circ}56'40,3''S$; $60^{\circ}35'59,5''O$) durante el verano 2008-2009 se realizó una perforación superfi-

cial con la finalidad de estudiar la evolución térmica de la capa activa. La misma se encuentra sobre la ladera suroeste del cerro Crimson. La litología superficial consiste en material piroclástico, y los *ter-mokarst* son las geoformas predominantes en el área.

METODOLOGÍA

Análisis térmico y espesor de capa activa

Los sitios CALM-S, Cráter Lake e Irizar, consisten en grillas de 100x100 m, formando una malla de retículas de 10x10 m (Fig. 3a), en cuyos nodos se realiza la medición de profundidad de capa activa mediante sondeo mecánico (Fig. 3b) una vez al año, durante el verano austral (Brown *et al.* 2000, Matsuoka 2006). Adicionalmente, se han realizado durante el 2010, dos mediciones en los meses de diciembre y enero, con la finalidad de analizar la evolución del patrón de deshielo a lo largo de la época de fusión. Los mapas de la distribución espacial del espesor de esta capa, dentro de ambos sitios, fueron generados utilizando el algoritmo de interpolación Kriging.

Las 6 grillas localizadas en cercanías al Cerro la Cruz (Fig. 2) son de 4x4 m y han sido denominados sitios mini-CALM (Batista *et al.* 2009). Esto se debe a que la metodología empleada en la creación y medición del espesor de capa activa es similar a la utilizada en los sitios CALM. Tienen la finalidad de estudiar la evolución del espesor de esta capa a diferentes cotas, como así también considerando laderas con diferente exposición a la radiación solar. Las mediciones del espesor se realizaron cada 4 días durante los meses de Diciembre, Enero y Febrero de los veranos desde el 2008-2009 hasta el 2010-2011.

Dentro del sitio Irizar y en el Refugio Chileno, se efectuaron perforaciones de 80 cm de profundidad (Fig. 3 c y d). En cada una de ellas se colocaron sensores de tipo Hobo (www.onsetcomp.com/) a los 5, 10, 15, 20, 40 y 80 cm dentro de unos tubos de pvc, con la finalidad de monitorizar la evolución térmica de la capa activa de forma continua a lo largo del año. En Irizar,

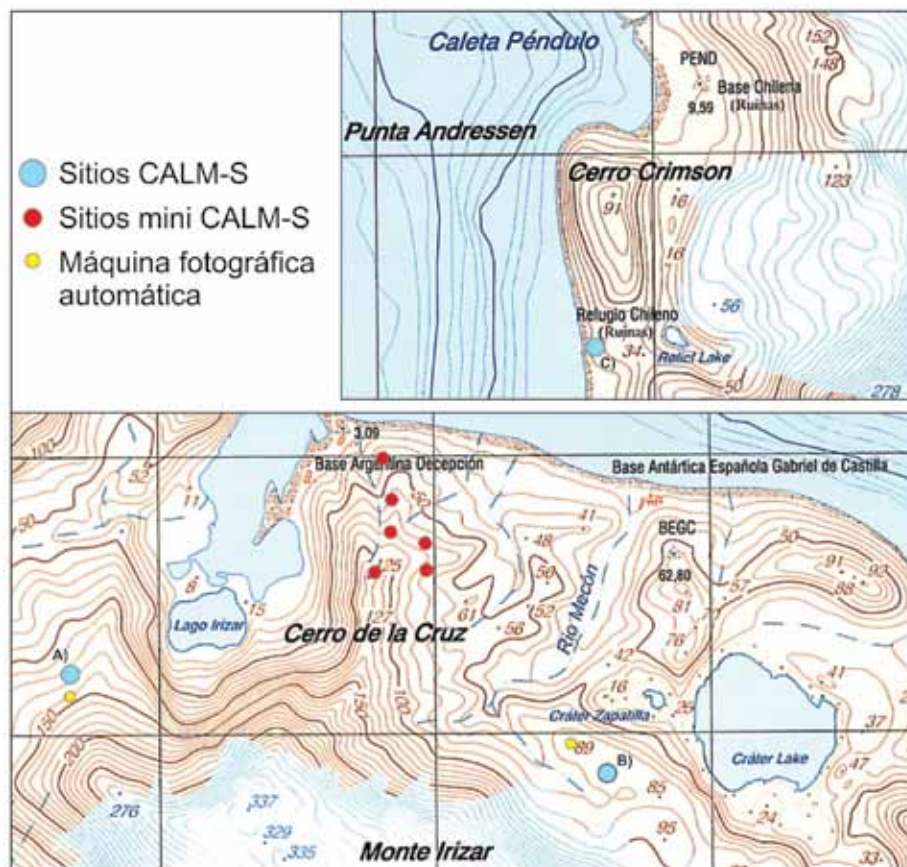


Figura 2: Localización detallada de las áreas estudiadas junto a los sitios de referencia mencionados en el texto. a) CALM-S Irizar, b) CALM-S Cráter Lake y c) CALM-S Refugio Chileno.

próximo a esta perforación se colocó un sensor de tipo Tinytag (Gemini, www.geminidataloggers.com/) a 1,5 m de altura dentro de un refugio meteorológico, para medir la temperatura del aire a lo largo del año y así poder evaluar la interacción térmica suelo-atmósfera. Adicionalmente se instaló en el verano 2009-2010 un sensor tipo i-button (Maxim, www.maxim-ic.com/products/ibutton/) adherido a una lámina de aluminio de 10x10 cm, con la finalidad de medir la temperatura superficial del suelo (2 cm). La precisión de estos sensores va desde los 0,1 °C para los Tinytag a 0,5 °C en los i-button y Hobo. La frecuencia de toma de datos fue cada 1 hora en los Tinytag y Hobo y 3 hs en los i-button.

Análisis de la cobertura nival

Con la finalidad de poder obtener el espesor de nieve acumulada a lo largo del año, se colocaron en el sitio Irizar sensores de tipo i-button a 2,5, 5, 10, 20, 40, 80 y 160

cm de altura (Fig. 3c). Posteriormente se procesaron los datos obtenidos utilizando el método propuesto por Lewkowicz (2008). Este se basa en el principio de que los sensores enterrados en la nieve registran temperaturas y amplitudes térmicas diarias diferentes de los que están expuestos al aire. Partiendo de este supuesto, se define que un sensor está cubierto de nieve cuando la varianza de la temperatura diaria es menor o igual a 1 °C, y la diferencia de temperatura entre el sensor enterrado y el inmediatamente superior es mayor a 0,5 °C. Con este método se obtiene la altura mínima de acumulación en un área reducida. Por ello, este sistema se complementa con una cámara fotográfica automática marca Campbell que realiza tres fotos diarias en horas del mediodía con la finalidad de aprovechar al máximo la luz natural durante los meses de invierno polar. Logrando así, obtener una caracterización más regional de la distribución nival.

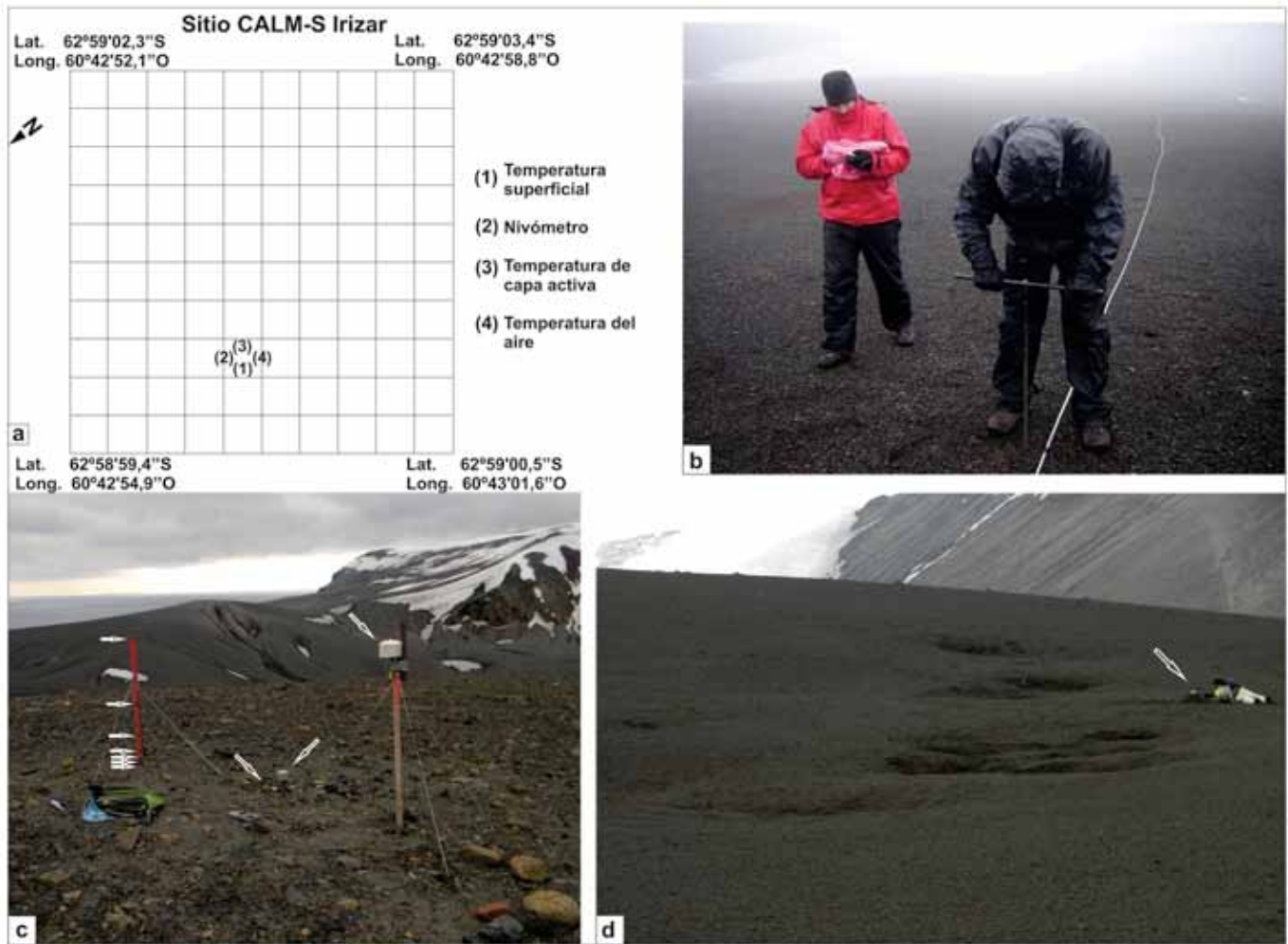


Figura 3: Metodologías aplicadas en las áreas de estudio. a) Grilla de monitoreo correspondiente al sitio CALM-S Irizar con la ubicación de los diferentes sensores utilizados. b) Medición mecánica del espesor de capa activa. Notar la granulometría fina del sitio CALM-S Cráter Lake. c) Sensores correspondientes a las mediciones de espesor de nieve, y de temperatura superficial, del aire y de capa activa en Irizar. Notar la mayor granulometría de los clastos. d) Perforación ubicada en el Refugio Chileno, con *termokarst* en sus alrededores.

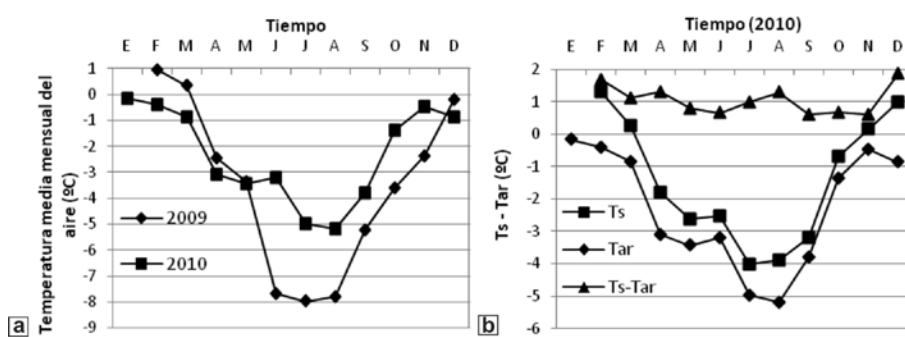


Figura 4: Temperaturas medias mensuales en el sitio Irizar. a) Temperatura del aire correspondiente a los años 2009 y 2010. b) Temperatura del aire (T_a) y superficial (T_s) del año 2010. La curva superior muestra la diferencia entre ellas ($T_s - T_a$).

RESULTADOS

Temperatura superficial y del aire

Del año 2009 en el sitio CALM-S Irizar, se dispone solamente de información de

la temperatura del aire, la que evidencia temperaturas medias mensuales en el rango de entre 1,0° y -8,0 °C (Fig. 4a). A partir del mes de abril, comienza un descenso abrupto de la temperatura, hasta alcanzar

durante los meses de junio, julio y agosto los valores más bajos. Rasgo distintivo es el atenuamiento del descenso en el mes de mayo. La MAAT durante este año fue de -3,6 °C, aunque su valor no es significativo ya que no hay datos completos correspondientes al mes de enero, que al ser más cálido tendería a aumentar este valor medio. Durante el año 2010 la temperatura media mensual de la superficie del suelo (T_s) presentó un rango que va entre los 1,3° y los -4,0 °C (Fig. 4b), con un valor medio anual (MAGST: Mean Annual Ground Surface Temperature) de -1.5 °C (con datos faltantes del mes de enero). En el mismo periodo de tiempo la temperatura media mensual del aire (T_a) alcanzó valores de entre -0,2° y -5,2 °C, con una MAAT de -2,3 °C. Una característica distintiva es el

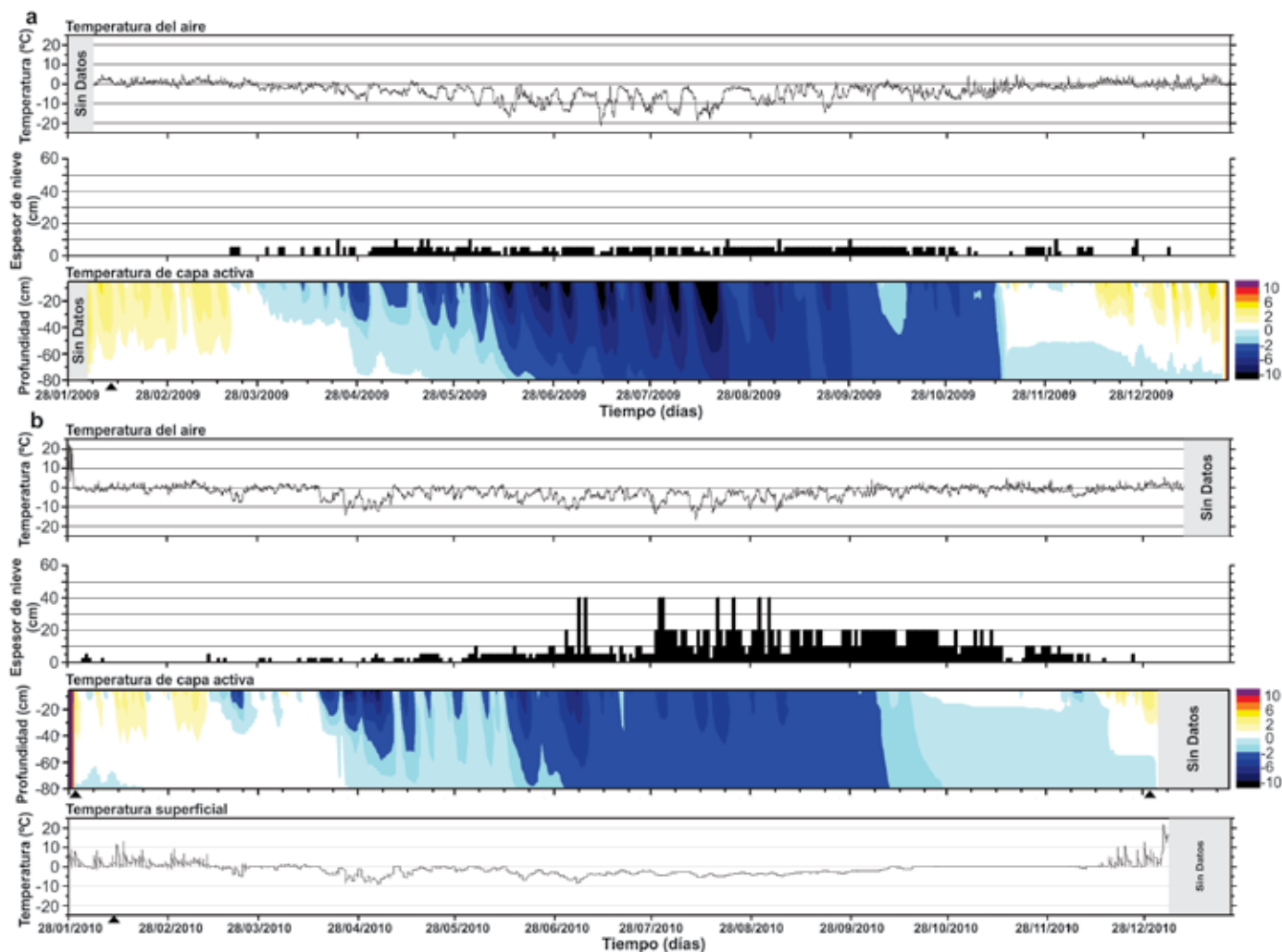


Figura 5: Temperatura diaria del aire, de capa activa y superficial, junto a los espesores diarios de nieve en el sitio CALM-S Irizar. Los triángulos indican los días en que se realizaron las mediciones mecánicas de ALT. a) Datos correspondientes al año 2009. b) Datos correspondientes al 2010.

leve calentamiento acontecido en el mes de junio, que puede visualizarse en ambos sensores. La diferencia entre estos parámetros ($T_s - T_{ar}$) muestra una tendencia al aumento hacia los meses de invierno, con la peculiaridad de la presencia de dos picos positivos durante los meses de abril y agosto. También se observa en la Figura 4b que la temperatura del aire alcanzó valores más bajos que la temperatura superficial a lo largo de todo el año, por ello la diferencia de temperaturas es siempre superior a 0 °C.

Estado térmico y espesor de capa activa

El régimen térmico de la capa activa en el sitio CALM-S Irizar durante los años 2009 y 2010 ha mostrado un comportamiento generalmente condicionado por la

temperatura del aire ($R^2 = 0,95$), alcanzando los menores valores de temperatura de capa activa en los meses de invierno y los mayores durante el verano. Esto está de acuerdo con otros autores, quienes remarcan que en la Antártida los sitios de monitoreo siempre muestran una muy buena correlación entre la temperatura del aire y la del suelo, con $R^2 > 0,9$ (Guglielmin 2004).

En lo que respecta al 2009 (Fig. 5a), se obtuvieron valores cercanos a los 3-5 °C durante los meses de verano en profundidades que rondan los 40 cm. En zonas más profundas las temperaturas se han mantenido alrededor de los 0 °C. Por el contrario en los meses de invierno se encuentran valores de -6 a -8 °C a 40 cm de profundidad, mientras que en las primeras decenas de centímetros las temperaturas fueron

inferiores a los -10 °C. Estas bajas temperaturas en la parte inferior de la perforación, se registraron aún durante los meses de primavera. A mediados de noviembre se observa el comienzo del deshielo, evidenciado por la presencia de temperaturas superiores a los 0 °C.

Al considerar al 2010 (Fig. 5b), se ven diferencias significativas con respecto al año anterior. Las temperaturas en los meses de verano no han sido tan elevadas, ya que solamente se alcanzaron los 3-4 °C en zonas muy superficiales y las mismas no permanecieron constantes en el tiempo. El área de capa activa comprendida entre los 20 y los 60 cm se mantuvo cercana a los 0 °C en el mismo período de tiempo, mientras que entre los 60 y los 80 cm la temperatura permaneció entre -1 y -2 °C. A diferencia del año anterior, las tempe-

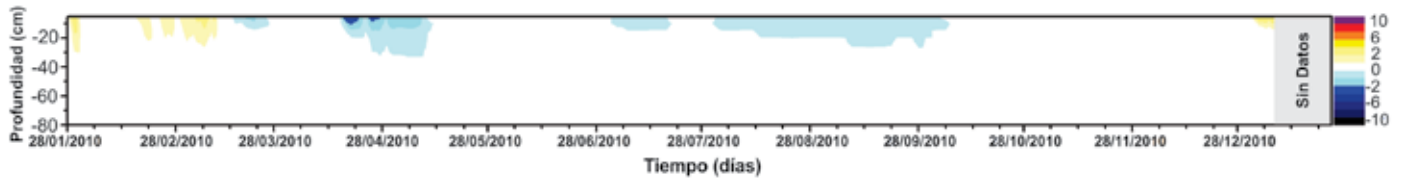


Figura 6: Temperatura diaria de la capa activa en el Refugio Chileno, correspondiente al año 2010.

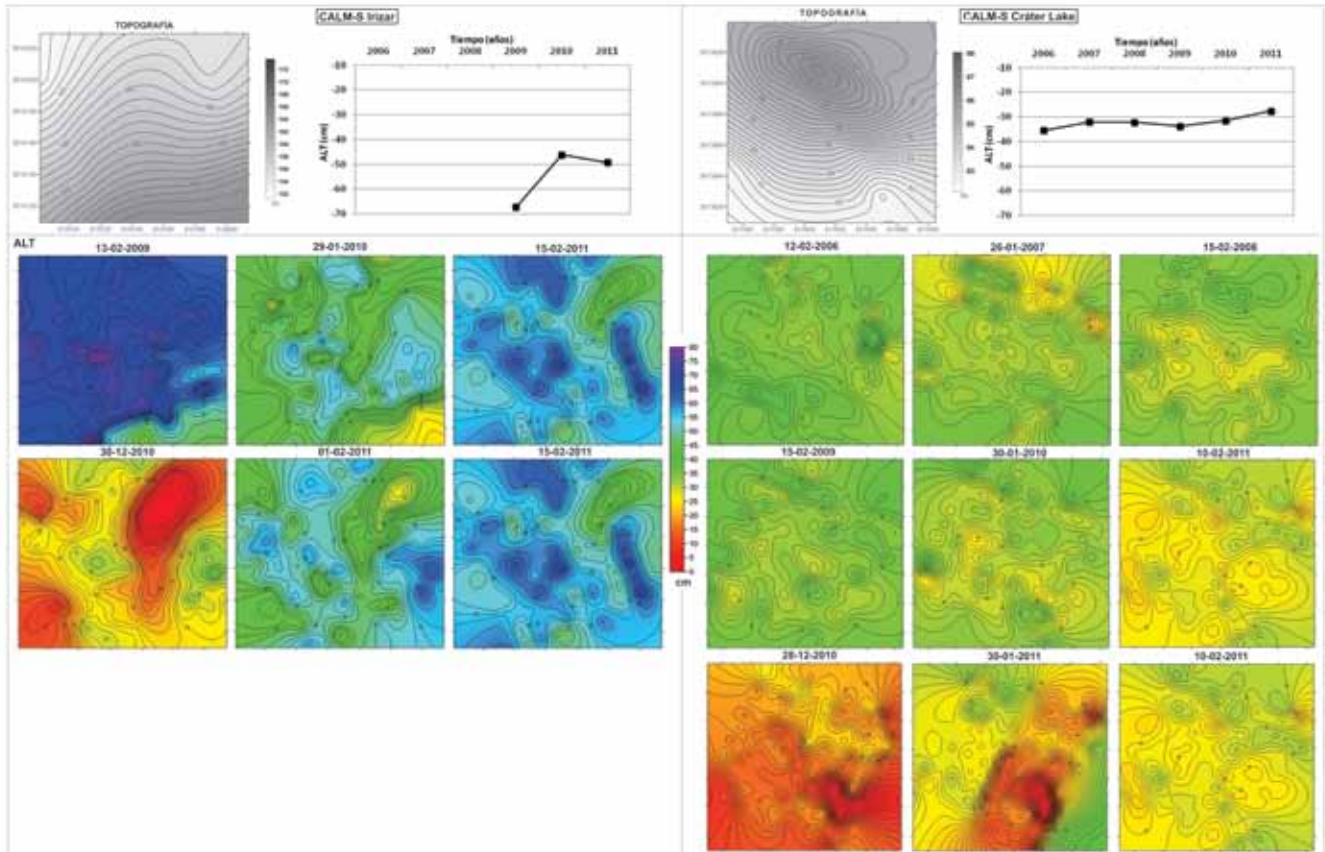


Figura 7: Espesores de capa activa correspondientes a ambos sitios CALM-S medidos durante el verano austral. Arriba puede observarse la topografía de los sitios y la evolución del espesor anual medio en el intervalo de tiempo analizado. La última fila de cada sitio muestra la evolución del espesor de capa activa a lo largo del verano 2010-2011.

raturas por debajo de 0 °C han comenzado en los primeros días del mes de marzo, pero, una característica notable es que no se han hallado valores tan bajos cercanos a la superficie durante el invierno, alcanzando solamente los -4 °C. Las temperaturas muestran un ascenso hacia fines de septiembre, iniciándose el período de deshielo a mediados de octubre.

Las temperaturas durante el 2010 en la perforación del Refugio Chileno (Fig. 6) muestran que durante los meses de verano solamente los primeros 20 cm modificaron su temperatura, alcanzando un valor máximo de 2 °C. Esta respuesta no fue continua, sino que solamente lo hizo por

períodos de unos pocos días. En los meses de otoño-invierno, las temperaturas muestran un descenso discontinuo que afecta los primeros 30 cm, obteniendo los valores más bajos (-4 °C) en el mes de abril. La mayor parte del año, la capa activa presentó valores que rondan los 0 °C.

El espesor de capa activa (ALT) en el sitio Irizar mostró gran variabilidad espacial y temporal a lo largo de los años medidos, con espesores medios que van desde los 46 a los 67 cm (Desviación Estándar (DS) de 6,34 cm y 5,97 cm respectivamente) (Fig. 7). Presentó un patrón de deshielo que se repitió a lo largo de los años y que se establece tempranamente

al comienzo de la estación de fusión, con su parte menos profunda ubicada hacia el Monte Irizar y a lo largo de una depresión orientada norte-sur. Allí aún en diciembre todavía es posible observar un reducido espesor de nieve acumulada. Hacia ambos lados de esta depresión se encuentran los mayores valores de ALT. Este patrón es también identificable en el año 2009, en el que el ALT alcanzó los máximos valores del período estudiado, aunque el rasgo correspondiente a la depresión es muy difuso.

Si consideramos el ALT en el sitio CALM-S Cráter Lake, se observaron espesores medios que han variado entre los 31 (DS

3 cm) y los 35 cm (DS 2,5 cm) desde el 2006 hasta el 2010 (Fig. 7), con una leve tendencia a la disminución dentro del período analizado. Esta tendencia debe ser considerada con mucha precaución debido al corto intervalo de observación. El patrón de deshielo ha variado a lo largo de los años y las únicas características repetitivas son los menores espesores de capa activa medidos en el centro-norte del sitio, en coincidencia con un alto topográfico. Al igual que en Irizar, este patrón ya se establece al inicio de la época de deshielo. Al considerar los sitios mini-CALM, se encuentra un mismo patrón de aumento del ALT a lo largo de toda la ladera (Fig. 8), con los mayores valores alcanzados en la zona topográficamente más baja (CLC-1) y los menores a mayor cota (CLC-4). Los sitios CLC-2 y CLC-3 muestran un comportamiento similar con leves diferencias, pese a estar ubicados a diferentes cotas. Al analizar los sitios expuestos al norte y sur, el primero de ellos presenta mayores valores de ALT que el expuesto al sur. Este último, generalmente se encuentra cubierto de nieve aún en los primeros días del mes de enero, factor que controlaría junto a la exposición al sur, la evolución de la capa activa.

Espesor y distribución de nieve

Los resultados obtenidos a partir de los nivómetros ubicados en el sitio CALM-S Irizar (Fig. 5a y 5b) muestran que a partir de mayo y hasta fines de octubre del año 2009 hubo una delgada cubierta de nieve que rara vez ha superado los 10 cm. La misma, tampoco fue constante en el tiempo. Otros episodios de nevadas de menor magnitud y preservación se observan en los meses de abril y noviembre.

Por el contrario, durante el 2010, la cubierta de nieve comenzó a fines del mes de abril y se prolongó hasta los primeros días de diciembre. En este caso el espesor permaneció de forma constante durante este período, con una altura promedio de 20 cm, y con varios episodios en los meses de invierno donde se alcanzaron los 40 cm. En base a la información brindada por las imágenes tomadas por la cámara automática, la fusión de la nieve ocurre primero

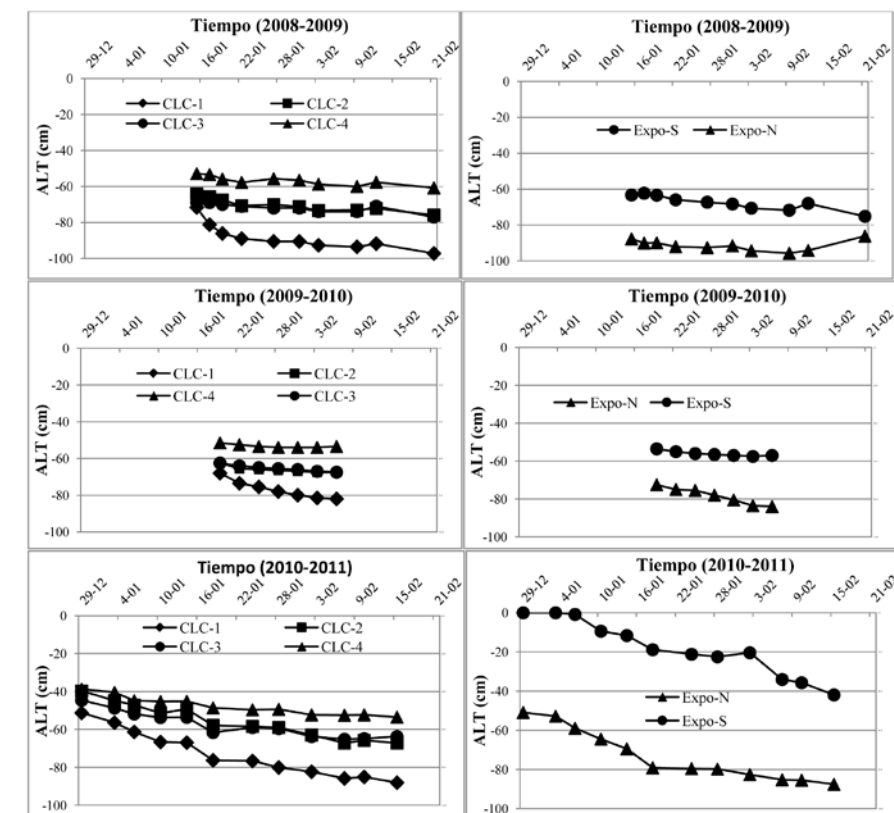


Figura 8: Evolución del espesor medio de capa activa en los sitios mini-CALM. A la izquierda se encuentran las mediciones realizadas sobre los sitios ubicados en la ladera del Cerro la Cruz, mientras que a la derecha se presentan los resultados obtenidos de aquellos ubicados sobre la ladera norte y sur. Notar las diferencias debidas al control ejercido por la altura y la exposición, respectivamente.

en las áreas con mayor pendiente y que se encuentran orientadas hacia el norte. Posteriormente se fusiona aquella ubicada en las áreas costeras expuestas al norte y, a lo largo del verano, la fusión continúa pendiente arriba, actuando sobre la nieve que se encuentra a mayores cotas. En las superficies expuestas hacia el sur y en las depresiones, la cubierta nival permanece más tiempo, llegando incluso a conservarse de un año a otro.

DISCUSION

Es destacable ver como la diferencia entre la temperatura del aire (T_a) y la superficial (T_s) en el sitio CALM-S Irizar durante el año 2010 (Fig. 4b), aumenta hacia el invierno. El patrón de descenso es similar en ambos casos, lo que podría sugerir que existe algún material que estaría atenuando la libre interacción entre ambos medios, como podría ser la nieve que actúa evitando la pérdida del calor del suelo du-

rante el invierno y retardando su descongelamiento en verano (Oht 2003; French 2007, Slaymaker y Kelly 2007, Christiansen y Humlum 2008). La actuación de este factor queda sobretodo evidenciada en el pico positivo que ocurre en el mes de agosto, donde la diferencia entre la T_a y la T_s es máxima debido a los bajos valores de la primera y a la presencia de potentes espesores de nieve que inhibieron el sobreenfriamiento de la superficie (Fig. 5) (Pomeroy y Burn 2001, Ishikawa 2003, Oht 2003).

Las bajas temperaturas medidas en la perforación durante el año 2009 (Fig. 5a), se corresponden con las menores temperaturas del aire alcanzadas en el mismo período. También es destacable observar que el espesor de nieve acumulada fue reducido y la distribución temporal fue discontinua, favorecido así la libre interacción entre la atmósfera y el suelo y permitiendo el sobreenfriamiento de la superficie.

El ascenso relativo de la temperatura me-

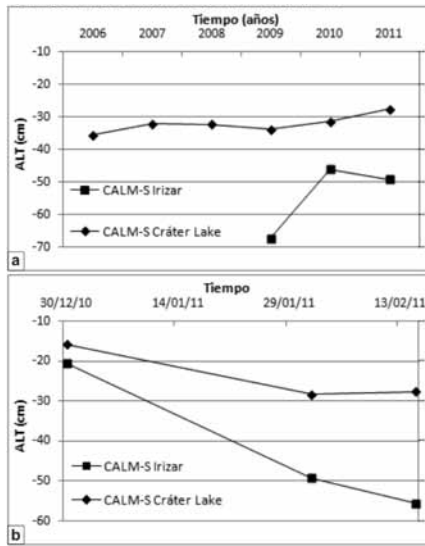


Figura 9: Evolución del espesor medio anual de capa activa en los sitios Irizar y Cráter Lake. a) A lo largo del intervalo de tiempo estudiado. b) Evolución del espesor durante el verano 2010-2011.

día mensual del aire y la superficial durante el mes de Junio del 2010 respecto de Mayo y Julio, ya ha sido mencionado para otros sitios del continente Antártico como “*coreless winter*” (Guglielmin 2006). Se deben a factores externos como los son el aumento en la intensidad de la circulación ciclónica y el rápido movimiento de aire cálido proveniente del norte y oeste (Van Loon 1967, King y Turner 1997). Por su parte Styszynska (2004) sugiere que este fenómeno se debe a la presencia de anomalías positivas en los valores de temperatura de las aguas oceánicas superficiales acompañadas con el retroceso hacia el sur del hielo marino.

De la comparación entre la evolución térmica de la capa activa y del espesor de nieve (Fig. 5a y b) en el sitio Irizar, también se desprende que la fusión de dicha capa comienza días después de que desaparece o se ve muy reducido el espesor nival que cubre al mencionado CALM-S. Por ello, en el 2009 esto sucede a principios de noviembre mientras que en el 2010 lo hace a partir del mes de diciembre. Este efecto de *delay* térmico es también mencionado para sitios de monitoreo ubicados en la isla de Svalvard (Oht 2003) en cercanías al polo norte.

El espesor de capa activa en ambos sitios CALM-S presenta una relación inversa

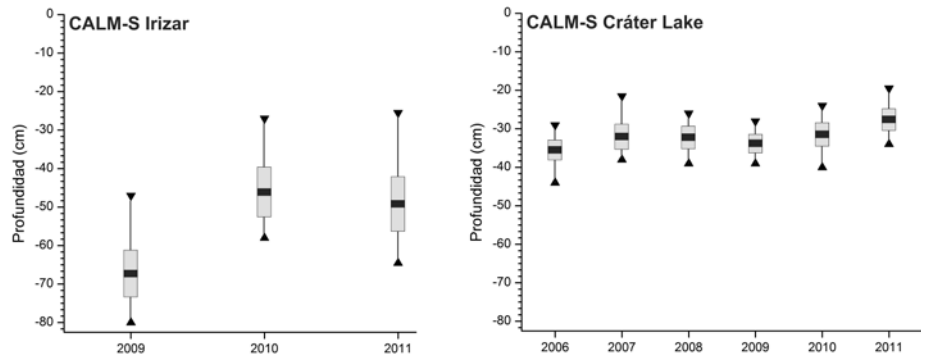


Figura 10: Gráfico de cajas correspondientes a ambos sitios CALM-S. Los rectángulos negros indican el valor medio anual del espesor de capa activa. Las barras se extienden hacia ambos lados según el valor de la desviación estándar. Los triángulos indican el espesor anual máximo y mínimo.

con la altura, donde los sitios con mayor cota topográfica son aquellos que presentan menores espesores y los de menor cota alcanzan las mayores potencias. El análisis de los mini-CALM permitió corroborar esta relación, ya que el sitio ubicado a mayor cota sobre la ladera (CLC-4) es el que presentó menores valores de ALT, mientras que el CLC-1 alcanzó los máximos espesores. Las depresiones locales son la excepción a esta regla, ya que presentan un menor desarrollo de capa activa (Fig. 7). En base a las observaciones de las últimas campañas antárticas y considerando las fotografías de la cámara automática, es posible suponer que, en parte, estos patrones están condicionados, además de por la radiación solar, por la presencia de la cubierta nival. La misma se concentra a lo largo de los bajos y las laderas expuestas al sur, alcanzando espesores considerables que perduran aún en el período de verano, retrasando así la etapa de fusión. La orientación de las laderas podría justificar las temperaturas halladas en el Refugio Chileno, aunque sería necesario obtener mayor información de las variables meteorológicas locales.

Un rasgo destacable es ver como en el sitio CALM-S Irizar el ALT aumenta más rápidamente y alcanza mayores espesores que en el sitio Cráter Lake (Fig. 9b), pese a encontrarse el primero a mayor altura. Esto puede deberse a las siguientes causas: (1) exposición directa frente a los vientos que, en ausencia de una cubierta de nieve, permite la libre y rápida interacción suelo-atmósfera cuando la temperatura del aire supera los 0 °C (Adlam *et al.*

2010); (2) presencia de granulometrías de mayor diámetro que favorecen una rápida conductividad térmica a comienzos del verano (French 2007). De la misma figura se desprende que el espesor de capa activa medido en ambos sitios CALM-S muestra un rápido incremento al comienzo de la etapa de deshielo y, hacia el final de dicho período, la velocidad de fusión disminuye debido a que se está alcanzando la máxima profundidad de ALT (Oht 2003). Por otro lado, el espesor de capa activa medido en el sitio Irizar muestra mayores fluctuaciones alrededor del valor medio que Cráter Lake (Fig. 10). Esto puede estar reflejando el control ejercido por la topografía de cada sitio (Hinkel y Nelson 2003), ya que Irizar al presentar esta depresión orientada N-S, que permite la acumulación de mayores espesores de nieve, tiende a dar menores espesores de capa activa, alejándolos del valor medio (Oht 2003). La litología puede aportar también un error dado por la metodología empleada para la medición (Guglielmin 2004). Es decir, puede confundirse la presencia de una roca en profundidad, con el haber alcanzado el tope del permafrost. Esto provocaría obtener menores valores de ALT que los reales.

Debido a la complejidad de realizar estudios en esta zona, principalmente por temas de logística, las mediciones mecánicas del espesor de capa activa muchas veces no pueden realizarse en el período de mayor espesor. Por lo tanto las mediciones realizadas pueden contribuir a una mala interpretación de la tendencia observada en el tiempo. La solución a este in-

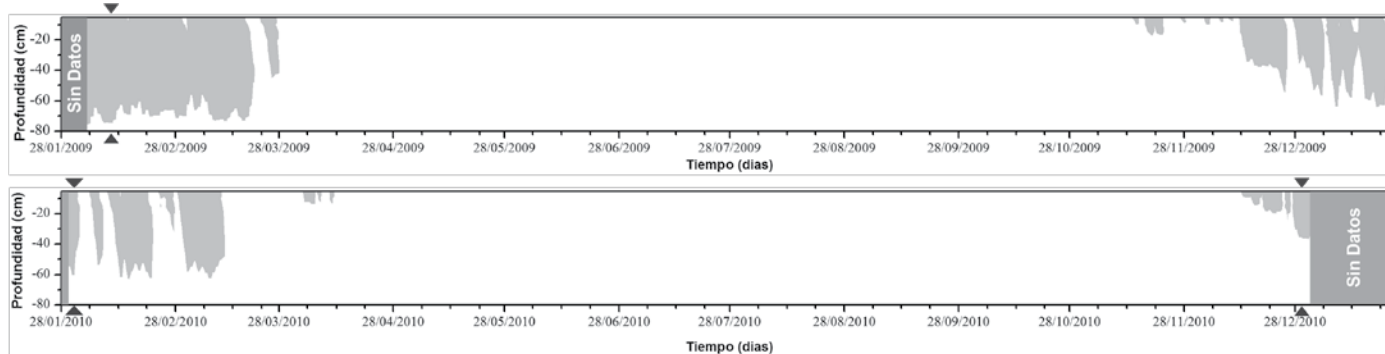


Figura 11: Temperatura de capa activa del sitio Irizar correspondiente a los años 2009 y 2010. La zona blanca representa al área que se encuentra a menos de 0 °C, mientras la gris a aquella con temperaturas mayores a 0 °C. Los triángulos indican la fecha de medición mecánica del espesor de capa activa en el sitio CALM-S.

conveniente, es la posibilidad de deducir el ALT a partir de los perfiles de temperatura de las perforaciones (Burn 1998, Guglielmin 2004, Etzelmuller *et al.* 2008, Adlam *et al.* 2010). Como se mostró anteriormente, el espesor medio anual de capa activa durante el verano del 2009 en el sitio Irizar medido de forma mecánica alcanzó los 67 cm, en el 2010 los 46 cm y en el 2011 los 49 centímetros. Por su lado, los espesores de capa activa obtenidos de los perfiles de temperatura (Fig. 11), utilizando la profundidad que alcanzó la isoterma de 0 °C el mismo día en que se midió de forma mecánica, son 74 cm en el 2009, 56 cm en el 2010 y 40 cm en el 2011. Al considerar los valores de espesores obtenidos por ambos métodos durante el 2011, se observa que la isoterma de 0 °C alcanzó menor profundidad que la medición mecánica. Esto puede deberse al potente espesor de nieve que cubrió al sitio CALM-S Irizar desde comienzos del invierno hasta el verano, que impidió a la capa activa alcanzar bajas temperaturas de forma uniforme en toda su extensión. Esta inhomogeneidad en la distribución del suelo congelado, puede haber favorecido alcanzar mayores profundidades en la medición mecánica. Por lo tanto podemos suponer que este método se aproxima correctamente a los valores medidos mecánicamente solamente cuando el espesor de nieve caída durante el invierno y la época de fusión no influyen en gran medida el estado térmico de la capa activa. Viendo la gran dependencia del comportamiento térmico y espesor de la capa activa con respecto al espesor y duración

de nieve caída, en los últimos años se ha avanzado en el monitoreo de la cobertura nival utilizando la teledetección con sensores de microondas (Nagler y Rott 2000, Llorente 2008, Valenti *et al.* 2008). Su principal ventaja es la transparencia de esta región del espectro, a la absorción de radiación por parte de la atmósfera, haciendo a la medición remota independiente de las condiciones meteorológicas. Además, al tratarse de un sensor activo, permite la obtención de imágenes durante las largas noches de invierno polar. La metodología consiste en evaluar el cambio en la absorción de la señal del radar en la nieve debido al contenido de agua líquida. Para ello se comparan dos imágenes con la misma geometría de adquisición, la primera es una imagen tomada como referencia y adquirida bajo condiciones libres de nieve o con nieve seca, y la segunda se asume que ha sido tomada durante el período de fusión de la nieve. Los resultados obtenidos son luego corroborados con los datos tomados desde las cámaras automáticas y de los nivómetros en superficie. Esta metodología fue aplicada en Isla Decepción (Mora *et al.* 2011) no encontrándose firmas claras que permitan la detección de las condiciones de nieve húmeda en las escenas de la banda C ASAR del Envisat. Por este motivo, se comenzará a utilizar imágenes con multi-polarizaciones e imágenes de radar con otras bandas (X, L).

CONCLUSIONES

El espesor de capa activa fue calculado para los sitios CALM-S Irizar y Cráter

Lake en Isla Decepción, en un período de tiempo comprendido entre 3 y 6 años, respectivamente. En este corto período de tiempo el ALT en Irizar ha mostrado una gran variabilidad interanual, tanto en la distribución espacial como en el espesor. Por el contrario, en el sitio Cráter Lake fue posible observar una tendencia a la disminución del espesor de capa activa. Debido al reducido intervalo de tiempo analizado, esta tendencia debe ser considerada de forma preliminar. Por ello es necesario continuar con las observaciones a un período de tiempo mayor.

El patrón de deshielo de la capa activa en ambos sitios CALM-S se repitió desde el verano del 2005-2006 hasta el 2010-2011 apareciendo tempranamente al comienzo del período de fusión. Esto permite una fácil comparación entre sucesivos patrones anuales, facilitando el análisis de variación de espesor año a año.

El comportamiento de la capa activa mostró estar fuertemente influenciado por la acumulación de nieve, como lo evidencian las mediciones realizadas durante el año 2010. La misma interfirió en la interacción atmósfera-suelo provocando el retraso del comienzo de la etapa de fusión hacia el verano e inhibiendo el sobreenfriamiento de la capa activa durante el otoño-invierno. Además, la granulometría y la exposición de las laderas frente a los vientos, controlan localmente la distribución y espesor de la capa activa, permitiendo el desarrollo de mayores potencias en sitios que se encuentran a mayor altura. En áreas alejadas de las anomalías geotérmicas superficiales, el régimen térmico y

la distribución de la capa activa mostraron estar controlados por las variables meteorológicas, la orientación de las laderas, la litología y por la topografía, evidenciando así el bajo o nulo efecto del alto flujo geotérmico sobre esta capa superficial.

El método indirecto de cálculo de ALT utilizando la penetración en profundidad de la isoterma de 0 °C, se aproximó satisfactoriamente a los valores hallados de forma mecánica, cuando la cantidad de nieve caída y acumulada no afecta sustancialmente la evolución térmica de la capa activa. Por ello, es un buen método para analizar la evolución temporal del espesor de la capa activa y sobre todo, para conocer con mayor precisión cuándo alcanza su potencia máxima.

AGRADECIMIENTOS

Estas investigaciones forman parte del estudio interdisciplinario llevado a cabo por diferentes países, enmarcados dentro de los proyectos “PERMANTAR” y “PERMANTAR-2” (PTDC/AAC-CLI/098885/2008) financiados por la Fundação para a Ciência e a Tecnologia, República de Portugal. También forman parte del proyecto “Estudio Volcanológico y Geomorfológico de Volcanes Activos en Antártida y los Andes” financiado por la Dirección Nacional del Antártico (DNA) y del proyecto español PERMA-PLANET.

Agradecemos a la Dirección Nacional del Antártico, al Programa Polar Portugués (PROPOLAR) y al Programa Antártico Español por la posibilidad de realizar trabajos en el continente Antártico y al personal militar del destacamento naval “Decepción” y de la base española “Gabriel de Castilla” quienes nos proveyeron de la logística en la isla.

Asimismo agradecemos también las correcciones y sugerencias realizadas por el Dr. Pablo Pazos y el Lic. Jorge Strelin que han contribuido sustancialmente a la mejora de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Adlam, L.S., Baks, M.R., Seybold, C.A. y Cam-

pbell, D.I. 2010. Temporal and spatial variation in active layer depth in the McMurdo Sound Region, Antarctica. *Antarctic Science*, 22: 45-52.

André, M. y Anisimov, O. 2009. Tundra and permafrost dominated Taiga. En: *Geomorphology and Global Environmental Change*. (eds) Slaymaker, O., Spencer, T. y Embleton-Hamman, C. Cambridge University Press, 344-367.

Araya, R. y Hervé, F. 1966. Estudio geomorfológico y geológico en las islas Shetland del Sur. *Antártica. Inst. Ant. Chileno. Publ.*, 8., 76 pp.

Batista, V., Neves, M., Vieira, G., Caseli, A. y Horne, E. 2009. Evolução estival da espessura da camada activa no Cerro de la Cruz - Ilha Deception (Antarctida marítima). 2º Congreso Ibérico de la International Permafrost Association. Sigüenza, España, 3 pp.

Bockheim, J.G. 1995. Permafrost distribution in the Southern Circumpolar Region and its relation to the environment: a review and recommendations for further research. *Permafrost and Periglacial Processes* 6: 27-45.

Bockheim, J.G. 2004. International Workshop on Antarctic Permafrost and Soils, November 14-18, 2004, University of Wisconsin, Madison, WI. Final report submitted to Office of Polar Programs, Antarctic Section, National Science Foundation, Project OPP-0425692.

Bockheim, J.G., Campbell, I.B. y McLeod M. 2007. Permafrost distribution and active-layer depths in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18: 217-227.

Bockheim, J.G., Campbell, I.B., Guglielmin, M. y López-Martínez, J. 2008. Distribution of permafrost types and buried ice in ice free areas of Antarctica. In 9th International Conference on Permafrost, Proceedings. University of Alaska Press: Fairbanks; 125-130.

Brown, J., Hinkel, K.M. y Nelson, F.E. (eds.) 2000. The circumpolar active layer monitoring (CALM) program: Research designs and initial results. *Polar Geography*, 24: 165-258.

Burn, C.R. 1998. The active layer: two contrasting definitions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9: 411-416.

Christiansen, H.H., y Humlum, O. 2008. Interannual variations in active layer thickness in Svalbard. Ninth International Conference on Permafrost, Alaska, USA. 1: 257-262.

Corte, A.E. y Somoza, A.L. 1954. Algunas observaciones geológicas y criopedológicas en

la Antártida. Instituto Antártico Argentino, Buenos Aires. Publicación n° 4.

Corte, A.E. y Somoza, A.L. 1957. Observaciones glaciológicas y criopedológicas en las islas Decepción, Media Luna y Melchior. En: *Algunas observaciones geológicas y criopedológicas en la Antártida*. (eds.) Camacho, H.H., Villar Fabre, J., Corte, A.E. y Somoza, A.L.), Publicación N°4, Instituto Antártico Argentino, Buenos Aires: 65-131.

Corte, E. 1982. Geomorfología criogénica de la isla Seymour (base Vicecomodoro Marambio), Antártida Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37: 331-347.

Ermolin, E., De Angelis, H. y Skvarca, P. 2002. Mapping of permafrost on Vega Island, Antarctic Peninsula, using satellite images and aerial photography. *Annals of Glaciology*, 34: 184-188.

Ermolin, E., De Angelis, H., Skvarca, P. y Rau, F. 2004. Ground ice in permafrost on Seymour (Marambio) and Vega Islands, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, 39: 373-378.

Etzelmuller, B., Schuler, T., Farbrót, H. y Gudmundsson, Á. 2008. Ninth International Conference on Permafrost, Alaska, USA, 1: 421-426.

French 2007. *The Periglacial Environment*. John Wiley & Sons, Ltd. 480 pp, England.

Goodrich, L.E. 1982. The influence of snow cover on the ground thermal regime. *Can. Geotech. J.*, 19: 421-432.

Goyanes, G., Vieira, G., Caselli, A. y Ramos, M. 2011a. Monitoreo de la capa activa en el sitio CALM Irizar (Isla Decepción, Antártida): Resultados del periodo 2009-2010. 3º Congreso Ibérico de la International Permafrost Association: Criosferas, Suelos Congelados y Cambio Climático, Piorredo, España, 21-23 Junio, 127-130.

Goyanes, G., Vieira, G., Caselli, A., Bernardo, I. y Santos, F. 2011b. Dinámica geomorfológica actual en un área con anomalías geotérmicas y permafrost (Cerro de la Cruz Isla Decepción, Antártida). 3º Congreso Ibérico de la International Permafrost Association: Criosferas, Suelos Congelados y Cambio Climático, Piorredo, España, 21-23 Junio, 83-86.

Guglielmin, M. 2004. Observations on permafrost ground thermal regimes from Antarctica and the Italian Alps, and their relevance to global climate change. *Global and Planetary Change*, 40: 159-167.

- Guglielmin, M. 2006. Ground surface temperature (GST), active layer and permafrost monitoring in continental Antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17: 133-143.
- Guglielmin, M. 2011. Advances in permafrost and periglacial research in Antarctica: a review. *Geomorphology*, 155-156: 1-6.
- Harris, S.A., French, H.M., Heginbottom, J.A., Johnston, G.H., Ladanyi, B., Sege, D.C. y van Everdingen R.O. 1988. Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms. Permafrost Subcommittee, Associate Committee on Geotechnical Research, National Research Council of Canada, 154 pp.
- Hinkel, K.M. y Nelson, F.E. 2003. Spatial and temporal patterns of active layer thickness at Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) sites in northern Alaska, 1995-2000. *Journal of Geophysical Research*, 108-D2: 8168.
- International Panel on Climate Change 2007. Climate Change 2007: synthesis report. http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4_syr_spm.pdf.
- Ishikawa, M. 2003. Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology*, 52: 105-120.
- Keller, F. y Gubler, H. 1993. Interaction between snow cover and high mountain permafrost, Murteíl/Corvatsch, Swiss Alps. *Permafrost 6th International Conference, Proceedings*, 1: 332-337.
- King, J.C. 1994. Recent climate variability in the vicinity of the Antarctic Peninsula. *International Journal of Climatology*, 14: 357-369.
- King, J.C. y Turner, J. 1997. *Antarctic Meteorology and Climatology*. Cambridge Atmospheric and Space Science Series, University Press, Cambridge, 409 pp.
- Lewkowicz, A. 2008. Evaluation of Miniature Temperature-loggers to Monitor Snowpack Evolution at Mountain Permafrost Sites, Northwestern Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19-3: 323-331.
- Linell, K.A. y Tedrow, J.C.F. 1981. *Soil and permafrost surveys in the Arctic*. Oxford: Oxford University Press, 279 pp.
- Llorente, P.I. 2008. Estudios de los sistemas acuáticos de la Isla Livingston mediante técnicas de teledetección. Trabajo final de Licenciatura. Universidad Autónoma de Madrid. 127 pp.
- López-Martínez, J. y Serrano, E. 2002. Geomorphology of Deception Island. En: *Permafrost Association Periglacial, environments, permafrost and climate variability*. eds: J. J. Blanco, M. Ramos y M.A. de Pablo. UAH: 139-146. ISBN: 978-84-9138-885-5.
- Oht, M. 2003. Impact of meteorological factors on active layer development in Central Spitsbergen. En: *Permafrost*. (eds.) Phillips, Springman y Arenson, Zurich, Switzerland, 845-850.
- Orheim, O. 1972a. A 200-year record of glacier mass balance at Deception Island Southwest Atlantic Ocean, and its bearing on models of global climatic change. *Inst. Polar Studies, Ohio State University Columbus, Report 42*, 118 p.
- Orheim, O. 1972b. Volcanic activity on Deception Island, South Shetland Islands. En: *Antarctic Geology and Geophysics*. (eds.) Adie, R.J. Universitetsforlaget, p. 117-120, Oslo.
- Pomeroy, J.W. y Burn, E. 2001. Physical Properties of Snow. En: *Snow Ecology* (Eds.) Jones, H.G., Pomeroy, J.W., Walker, D.A. y Hoham, R.W. 378 pp. Cambridge University Press.
- Ramos, M. y Vieira, G. 2009. Evaluation of the ground surface enthalpy balance from bedrock shallow borehole temperatures (Livingston Island, Maritime Antarctic). *The Cryosphere* 3: 133-145. www.the-cryosphere.net/3/133/2009/.
- Ramos, M., Vieira, G., Gruber, S., Blanco, J. J., Hauck, C., Hidalgo, M. A., Tomé, D., Neves, M. y Trindade, A. 2007. Permafrost and Active Layer Monitoring in the Maritime Antarctic: Preliminary Results from CALM Sites on Livingston and Deception Islands. USGS OF-2007-1047, Short Research Paper 070, U.S. Geological Survey and the National Academies, DOI: 10.3133/of2007-1047.srp070.
- Ramos, M., Vieira, G., Gruber, S., Blanco, J.J., Hauck, C., Hidalgo, M.A., Tomé, D., Neves, M. y Trindade, A. 2007. Permafrost and active layer monitoring in the maritime Antarctic: preliminary results from CALM sites on Livingston and Deception Islands. U.S. Geological Survey and The National Academies; USGS OF-2007-1047, Short Research Paper, 070, p. srp070. <http://dx.doi.org/10.3133/of2007-1047>.
- Ramos, M., de Pablo, M. A., Vieira, G. y Molina, A. 2011. Estado térmico del permafrost y evolución de la capa activa en la experiencia CALM-S (Cráter Lake) (Isla Decepción). 3º Congreso Ibérico de la International Permafrost Association Periglacial, environments, permafrost and climate variability.
- Geology and geomorphology of Deception Island. López-Martínez, J., Smellie, J.L., Thomson, J.W., y Thomson, M.R.A. (eds). BAS Geomap Series, Sheets 6-A and 6-B. Cambridge, British Antarctic Survey, 31-39.
- López-Martínez, J., Ramos, M., Criado, C., Serrano, E. y Nicolás, P. 1996. Anomalías geotérmicas y permafrost en la Isla Decepción, Antártida. V Simposio de Estudios Antárticos. CICYT, Madrid, 223-234.
- López-Martínez, J., Serrano, E., Schmid, T., Mink, S. y C. Linés 2012. Periglacial processes and landforms in the South Shetland Islands (Northern Antarctic Peninsula region). *Geomorphology*, 155/156: 62-79.
- Matsuoka, N. 2006. Monitoring periglacial processes: towards construction of a global network. *Geomorphology*, 80: 20-31.
- Melo, R. 2009. Dinámica Geomorfológica actual na Ilha Deception (Antártida Marítima): Análise espacial do sector Cerro Caliente-Crater Lake. Tesis de Mestrado, Universidade de Lisboa (inédita), 162 p., Lisboa.
- Mora, C., Vieira, G. y Ramos, M. 2011. Evaluating the use of ASAR imagery for mapping snow cover in selected areas in Deception Island (Maritime Antarctic). 3º Congreso Ibérico de la International Permafrost Association: Criosferas, Suelos Congelados y Cambio Climático, Piornedo, España, 93-94.
- Muller, S. W. 1943. Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. Special Report, Strategic Engineering Study, Intelligence Branch, Office, Chief of Engineers, 62, 136 pp. Second Printing, 1945, 230 pp. (Reprinted in 1947, J.W. Edwards, Ann Arbor, Michigan, 231 pp.).
- Nagler, T. y Rott, H. 2000. Retrieval of wet snow by means of multi-temporal SAR data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38: 754-765.
- Nelson, F.E., Hinkel, K.M., Shiklomanov, N.I., Mueller, G.R., Miller, L.L. y Walker, D.A. 1998. Active-layer thickness in north central Alaska: Systematic sampling, scale, and spatial autocorrelation. *Journal of Geophysical Research*, 103-D22: 28.963-28.973.
- Nelson, F.E. y Shiklomanov, N.I. 2009. The Circumpolar Active Layer Monitoring Network--CALM III (2009-2014): Long-term Observations on the Climate-Active Layer-Permafrost System. pp- 9-15. Proceedings of II Iberian Conference of the International

frost Association: Criosferas, Suelos Congelados y Cambio Climático, Piornedo, España, 95-100.

Ramos, M., de Pablo, M.A., Sebastian, E., Armiens, C., Gómez-Elvira, J., 2012. Temperature gradient distribution in permafrost active layer, using a prototype of the ground temperature sensor (REMS-MSI) on deception island (Antarctica). *Cold Regions Science and Technology*, 72: 23-32.

Serrano, E., Martínez de Pisón, E., y López-Martínez, J. 1996. Periglacial and nival landforms and deposits. En: López-Martínez, J., Thomson, M.R.A., and Thonson, J.W. (eds.). *Geomorphological map of Byers Península, Livingston Island. BAS GEOMAP Series, Sheet 5-A, 1:25.000, with supplementary text. Cambridge, British Antarctic Survey, 28-34.*

Serrano, E. y López-Martínez, J. 1997. Evolución de las formas de relieve y los depósitos superficiales cuaternarios en la Isla Media Luna. *Islas Shetland del Sur. Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural* 93: 207-218.

Serrano, E. y López-Martínez, J. 2000. Rock glaciers in the South Shetland Islands, Western Antarctica. *Geomorphology*, 35: 145-162.

Serrano, E., López-Martínez, J., Cuchi, J.A., Durán, Mink, S. y Navas, A. 2008. Permafrost in the South Shetland Islands (maritime Antarctica): spatial distribution pattern. En: Kane, D., Hinkel, K. (Eds.), *Proc. Ninth Internat. Permafrost Conf., 29 June - 3 July 2008, Fairbanks, Alaska, Extended Abstracts*, 1: 1621-1625.

Slymaker, O. y Kelly, R. 2007. *The Cryosphere and Global Environmental Change. Environmental Systems and Global Change Series. Blackwell Publishing. 305 pp., UK.*

Smellie, J.L., Lopez-Martínez, J., Headland, R.K., Hernandez-Gifuentes, F., Maestro, A., Miller, I.L., Rey, J., Rey, J., Serrano, E., Somoza, L. y Thomson, J.W. 2002. *Geology and Geomorphology of Deception Island. BAS GEOMAP SERIES, Sheet 6A and 6B. British Antarctic Survey, 77 pp.*

Smith, M.W. 1975. Microclimate influence on ground temperature and permafrost distribution, Mackenzie Delta. *Northwest Territories. Canadian Journal of Earth Sciences*, 12: 1421-1438.

Strelin, J.A. y Malagnino, E.C. 1992. Geomorfología de la isla James Ross. En: *Geología de la isla James (ed. Rinaldi, C.A), Antártida, Instituto Antártico Argentino, Buenos Aires, 7-36 pp.*

Strelin, J.A. y Sone, T. 1998. Rock glaciers on James Ross Island, Antarctica. *Permafrost - Proceedings of the 7th International Permafrost Conference*, editado por A.G. Lewkowicz y M. Allard, Collection Nordica-na University Laval, Quebec, Canada, 1027-1032.

Strelin, J.A., Sone, T., Mori, J., Torielli, C.A. y Nakamura, T. 2006. New Data Related to Holocene Landform Development and Climatic Change from James Ross Island, Antarctic Peninsula. En: Fütterer, D.K., Damaske, D., Kleinschmidt, G., Miller, H., Tessensohn, F., ediciones. *Antarctica: Contributions to global earth sciences. Springer- Verlag, Berlin Heidelberg New York, 453-458.*

Strelin, J.A., Torielli, C. A. y Sone, T. 2007. Estructura interna de los lóbulos de protalus (protalus lobe) de la isla James Ross, sector NE de la Península Antártica. VI Simposio Argentino y 3º Latinoamericano sobre investigaciones Antárticas, 10 al 14 de Septiembre, Buenos Aires, 5 pp.

Styszynska, A. 2004. The origin of coreless winters in the South Shetlands area (Antarctica). *Polish Polar Research*, 25: 45-66.

Turner, J., Colwell, S.R., Marshall, G.J., Lachlan-Cope, T.A., Carleton, A.M., Jones, P.D., Lagun, V., Reid, P.A. y Jagovkina, S. 2005. Antarctic climate change during the last 50 years. *International Journal of Climatology*, 25: 2279-2294.

Turner, J., Bindschadler, R., Convey, P. 2009. Antarctic climate change and the environment. *Scientific Committee on Antarctic Research. Cambridge, England.*

Valenti, L., Small, D. y Meier, E. 2008. Snow cover monitoring using multi-temporal ENVISAT/ASAR data. *Proc. of 5th EARSeL LISSIG (Land, Ice, Snow) Workshop, Bern, Switzerland.*

Van Everdingen, R.O. 1998. *Multi-Lenguaje Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice terms. International Permafrost Association (IPA), 137 pp.*

Van Loon, H. 1967. The half yearly oscillations in middle and high southern latitudes and the coreless winter. *Journal of Atmospheric Science*, 24: 472-486.

Vaughan, D.G., Marshall, G.J., Connolley, W.M., King, J.C. y Mulvaney, R. 2001. Climate change - devil in the detail. *Science*, 293: 1777-1779.

Vaughan, D.G., Marshall, G.J., Connolley, W.M., Parkinson, C., Mulvaney, R., Hodgson, D.A., King, J.C., Pudsey, C.J., Turner, J. 2003. Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula. *Climatic Change*, 60: 243-274.

Vieira, G., Hauck, C., Gruber, S., Blanco, J.J. y Ramos, M. 2006. Geophysical surveying for permafrost research in the maritime Antarctic. First results from Livingston and Deception Islands. *Geophysical Research Abstracts* 8: 1607-79621/gra/EGU06- A-09446.

Vieira, G., López-Martínez, J., Serrano, E., Ramos, M., Gruber, S., Hauck, C. y Blanco, J.J. 2008. Geomorphological observations of permafrost and ground-ice degradation on deception and Livingston Islands, Maritime Antarctica. En: *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost. Kane, D., Hinkel, K. (eds.). Extended Abstracts, Vol. 1. University of Alaska Press, Fairbanks, 29 June-3 July 2008, pp. 1839-1844.*

Vieira, G., Bockheim, J., Guglielmin, M., Balks, M., Abramov, A., Boelhouwers, J., Cannone, N., Ganzert, L., Gilichinsky, D., Goryachkin, D., López-Martínez, J., Meiklejohn, I., Raffi, R., Ramos, M., Schaefer, C., Serrano, S., Simas, F., Sletten, R. y Wagner, D. 2010. Thermal State of Permafrost and Active-layer Monitoring in the Antarctic: Advances During the International Polar Year 2007-2009. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21: 182-197.

Zhang, T. 2005. Influence of seasonal snow cover on the thermal regime: an overview. *Reviews of Geophysics*, 43. RG 4002.

Zhang, T., Osterkamp, T.E. and Stamnes, K. 1996. Influence of the depth hoar layer of the seasonal snow cover on the ground thermal regime. *Water Resour. Res.*, 32: 2075-2086.

Zhang, T., Barry, R.G. and Haeberli, W. 2001. Numerical simulation of the influence of the seasonal snow cover on the occurrence of permafrost at high altitudes. *Norsk Geogr. Tidsskr.*, 55: 261-266.

Recibido: 25 de septiembre, 2012
Aceptado: 26 de octubre, 2013