



V Congreso Ibérico

International Permafrost Association

Valladolid, España, 24, 25 y 26 de junio de 2015

**V Congreso Ibérico  
International Permafrost  
Association**

**PROGRAMA DE SESIONES Y  
CUADERNO DE RESÚMENES**





## PROGRAMA DE SESIONES

### MIÉRCOLES 24

10:00 - 11:00 Entrega de documentación

10:30 – 11:00 Apertura del congreso

11:00 – 12:30 Conferencia inaugural.

Prof. Dr. Hans Wolfgang Hubberten (Alfred Wegener Institute-IPA)  
“Arctic warming and its impact on permafrost”

12:30 -12.45 Descanso

---

**12:45 – 13:30. Comunicaciones orales (Salón de Grados, tercera planta).**

**SESIÓN: Avances y técnicas de investigación en el estudio del permafrost y el periglaciario en ámbitos polares y de alta montaña.**

**12:45 – 13:00** PERMAFROST AND CLIMATE CHANGE IN THE ANTARCTIC PENINSULA. RECENT ADVANCES FROM PERMANTAR-3

Gonçalo VIEIRA, Miguel RAMOS, Joao BRANCO, Gabriel GOYANES, João CATALÃO, Antonio CORREIA, James BOCKHEIM, Carlos SCHAEFER, Ahinora BALTAKOVA, Alberto CASELLI, Ana DAVID, Alice FERREIRA, Márcio FRANCELINO, Inês GIRÃO, Andrew HODSON, Rositza KENDEROVA, Carla MORA, Mário NEVES, Alexandre NIEUWENDAM, Agnieszka NOWAK, Marc OLIVA, Miguel Ángel DE PABLO, Christo PIMPIREV, Gonçalo PRATES, Ana Rita REIS, Cláudio SANTOS, Felipe SIMAS

**13:00 – 13:15** HOLOCENE DEGLACIATION OF BYERS PENINSULA (SOUTH SHET-LAND ISLANDS, ANTARCTICA) USING A COMBINED DATING-METHOD APPROACH TO LAKE SEDIMENTS

Marc OLIVA; Dermot ANTONIADES; Santiago GIRALT; Ignacio GRANADOS; Sergi PLA-RABES; Manuel TORO; Jorge SANJURJO; Emma LIU y Gonçalo VIEIRA

**13:15 – 13:30** PARAGLACIAL PROCESSES AND PERMAFROST DEGRADATION IN ELEPHANT POINT (LIVINGSTON ISLAND, ANTARCTICA)

Marc OLIVA, Jesus RUIZ-FERNÁNDEZ

**13:30 – 13:45** LOS FACTORES DE FORMACIÓN DE LOS DERRUBIOS ESTRATIFICADOS DE LADERA. UN ANÁLISIS COMPARATIVO ENTRE TIERRA DEL FUEGO (SUR DE ARGENTINA) Y GALICIA (NOROESTE DE ESPAÑA)

Augusto PÉREZ ALBERTI

**16:00 – 17:30 Comunicaciones orales (Salón de Grados, tercera planta).**

**16:00 – 16:15** EVOLUCIÓN DE LA CAPA ACTIVA Y SU DEPENDENCIA CON EL FACTOR NIVAL EN LA EXPERIENCIA CALM-S “CRATER LAKE”. ISLA DECEPCIÓN (ANTARTICA)

Miguel RAMOS, Gonçalo VIEIRA, Miguel Ángel DE PABLO, Antonio MOLINA

**16:15 – 16:30** CARACTERIZACIÓN MEDIANTE DATOS DE RADARSAT-2 DE SUPERFICIES EXPUESTAS A PROCESOS PERIGLACIARIOS ALREDEDOR DE MAXWELL BAY (ISLA REY JORGE, ANTÁRTIDA)

Thomas SCHMID, Jerónimo LÓPEZ MARTÍNEZ, Stéphane GUILLASO, Olivier D'HONDT, Magaly KOCH, Sandra MINK, Ana NIETO y Enrique SERRANO

**16:30 – 16:45** EVOLUCIÓN GLACIAR RECIENTE DE LA PENÍNSULA DE TRÖLLASKAGI (NORTE DE ISLANDIA) Y SU INFLUENCIA EN LA DISTRIBUCIÓN DEL PERMAFROST

José María FERNÁNDEZ, Nuria ANDRÉS, Luis Miguel TANARRO, David PALACIOS

**16:45 - 17:00** UAV-BASED MAPPING OF BARTON PENINSULA (KING GEORGE ISLAND, ANTARCTICA)

Lourenço BANDEIRA, João BRANCO, Gonçalo VIEIRA y Pedro PINA

**17:00 – 17:15** LA DINÁMICA DE LOS GLACIARES ROCOSOS Y GLACIARES CUBIERTOS DE DERRUBIOS EN LA PENÍNSULA TRÖLLASKAGI (ISLANDIA)

Luis Miguel TANARRO, David PALACIOS, José María FERNÁNDEZ, Nuria ANDRÉS y José Juan ZAMORANO

**17:15 – 17:30** ORIGEN Y CRONOLOGÍA DE LAS FORMAS PERIGLACIARES DE LA PENÍNSULA TRÖLLASKAGI (ISLANDIA) Y SU RELACIÓN CON LOS PROCESOS DE LA DEGLACIACIÓN

David PALACIOS, Nuria ANDRÉS, Þorsteinn SÆMUNDSSON y Skafti BRYNJÓLFSSON

### **SESIÓN. Criosferas planetarias: investigaciones y cartografía sobre el permafrost en Marte**

**17:30 – 17:45** NEW METHOD TO DETERMINE THE HEAT FLUX INTO THE MARS SOIL SURFACE. APPLIED TO CRATER GALE (MARS) FROM MSL-REMS MEASURES.

Miguel RAMOS, Miguel Ángel DE PABLO, Antonio MOLINA, German MARTINEZ, Eduardo SEBASTIAN, Javier GOMEZ-ELVIRA and REMS and MSL team.

**17:45 – 18:00** Descanso

**18: 00 – 19:10 Sesión de poster (Hall central, tercera planta):**

**Avances y técnicas de investigación en el estudio del permafrost y el periglacialismo en ámbitos polares y de alta montaña.**

---

P01

**18:00 – 18:05** ADVANCES IN MODELLING TTOP IN HURD PENINSULA (LIVIN-GSTON ISLAND, MARITIME ANTARCTIC)

Alice FERREIRA, Gonçalo VIEIRA y Miguel RAMOS

P02

**18:10 – 18:15** PROPRIEDADES TÉRMICAS DE TESTEMUNHOS OBTIDOS EM DOIS FUROS REALIZADOS EM CIERVA COVE E NA ILHA AMSLER (ANTÁRCTIDA MARÍTIMA)

André OLIVEIRA DA FONSECA, António CORREIA, Gonçalo VIEIRA, James BOCKHEIM, Alexandre NIEUWENDAM, Kelly WILHELM

P03

**18:20 – 18:25** IMPROVEMENTS ON PERMARDUINO PROTOTYPE DEVICE FOR ACTIVE LAYER AND PERMAFROST THERMAL MONITORING, AND AUTOMATIC DIGITAL CAMERA DEVELOPMENT.

Miguel Ángel DE PABLO, C. DE PABLO y Miguel RAMOS

P04

**18:30 – 18:35** THE ROLE OF NOM ON TRACE ELEMENTS BIOGEOCHEMISTRY IN PERMAFROST THAW LAKES(CANADIAN SUB-ARTIC)

João CANÁRIO, Gonçalo VIEIRA, Warwick VINCENT, Leandro CASTANHEIRA, Maria da C. OLIVEIRA, José ASCENS, Teresa NUNES, Margarida C. SANTOS, Teresa DUARTE, Maria F. ARAÚJO y Susana GOMES

P05

**18:40 – 18:45** CARTOGRAFIA DAS ÁREAS LIVRES DE GELO DA PENÍNSULA BYERS (ILHA LIVINGSTON, ANTÁRTIDA) ATRAVÉS DE IMAGENS WORLDVIEW-2: METODOLOGIA E RESULTADOS EXPLORATÓRIOS.

Marcelo FERNANDES, Pedro FRANÇA, Marc OLIVA y Gonçalo VIEIRA

P06

**18:50 – 18:55** 3D ANTARTIDA - MAPPING AND MONITORING THE ICE-FREE AREAS OF THE ANTARCTIC PENINSULA REGION: FROM CROWDFUNDING TO DATA ACQUISITION

Gonçalo VIEIRA, Pedro PINA, João CANÁRIO, Lourenço BANDEIRA, Carla MORA, João BRANCO, Mário NEVES, Marc OLIVA, Gonçalo PRATES Inês FONSECA, Julio MARTIN, Alexandre NIEUWENDAM, Alice Ferreira, A. David.

P07

**19:00 – 19:05** CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA DE DETALLE Y MORFODINÁMICA PERIGLACIAR EN CUENCAS LACUSTRES DE LA PENÍNSULA BYERS (ISLA LIVINGSTON, ANTÁRTIDA MARÍTIMA)

Jesús RUIZ-FERNÁNDEZ y Marc OLIVA

P08

**19:10 – 19:15** DESCUBRIMIENTO Y MONITOREO DEL PERMAFROST TROPICAL EN LOS VOLCANES COROPUNA Y CHACHANI (ANDES DEL SUR DE PERÚ).

Jose ÚBEDA, Kenji YOSHIKAWA, Walter PARI, David PALACIOS, Pablo MASÍAS, Fredy APAZA, Beto CALLATA, Rafael MIRANDA, Ronald CONCHA, Pool VASQUEZ, Rolando CRUZ

**21:30** Cena homenaje del IPA-Ibérico al Prof. Antonio Gómez Ortiz

## JUEVES 25

**09:30 – 11:30 Comunicaciones orales (Salón de Grados, tercera planta).**

**SESIÓN: Procesos periglaciares actuales y herencias cuaternarias en la Península Ibérica**

---

**9:30 – 9:45** THE PERIGLACIATION OF THE IBERIAN PENINSULA

Marc OLIVA; Enrique SERRANO; Antonio GÓMEZ-ORTIZ; María José GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI; Alexandre NIEUWENDAM; David PALACIOS; Ramón PELLITERO; Augusto PÉREZ-ALBERTI; Jesús RUIZ-FERNÁNDEZ; Marcos VALCÁRCEL y Gonçalo VIEIRA

**9:45 – 10:00** CARACTERIZACIÓN MORFOMÉTRICA DE SUPERFICIES CRIOGÉNICAS (BREITBÖDEN) EN EL NW DE LA PENÍNSULA IBÉRICA: APROXIMACIÓN METODOLÓGICA.

Jonathan F. HALL-RIAZA, Marcos VALCÁRCEL y Ramón BLANCO-CHAO

**10:00 – 10:15** IDENTIFICACIÓN E INVENTARIO DE POTENCIALES GLACIARES ROCOSOS ACTIVOS EN LOS PIRINEOS MEDIANTE FOTOINTERPRETACIÓN EN VISORES CARTOGRÁFICOS 2D Y 3D

Josep VENTURA ROCA

**10:15 – 10:30** ORIGEN, CRONOLOGÍA Y EVOLUCIÓN DE LOS GLACIARES ROCOSOS FÓSILES DE LAS CORDILLERAS IBÉRICAS (PIRINEOS, SISTEMA CENTRAL Y SIERRA NEVADA).

Nuria ANDRÉS, David PALACIOS, Antonio GÓMEZ-ORTIZ, José M. GARCÍA-RUIZ, Juan I. LÓPEZ-MORENO, Ferrán SALVADOR-FRANCH, Marc OLIVA

**10:30 – 10:45 Descanso**

**10:45 – 12:15** Homenaje al profesor Antonio Gómez Ortiz

39 AÑOS ESTUDIANDO LAS ALTAS CUMBRES DEL PIRINEO Y SIERRA NEVADA. GRATOS RECUERDOS DE ENTRAÑABLES AMIGOS Y MAESTROS.

Profesor Antonio Gómez Ortiz

**12:30 – 14:00 Sesión de poster (hall central, tercera planta):**

**Sesión: Procesos periglaciares actuales y herencias cuaternarias en la Península Ibérica**

---

P09

**12:30 – 12:35** CARTOGRAFIA E DISTRIBUIÇÃO DOS GLACIARES ROCOSOS NO VAL D'ARAN (PIRENÉUS CENTRAIS)

Marcelo FERNANDES, Luís LÓPES y Marc OLIVA

P10

**12:40 – 12:45** ESTUDIO DE LA ESTRUCTURA INTERNA DE UN GLACIAR ROCOSO RELICTO EN LA SIERRA DE SENTILES, SAN ISIDRO, MEDIANTE EL ANÁLISIS DE FÁBRICA (CORDILLERA CANTÁBRICA; ESPAÑA).

Rosa Blanca GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, Javier SANTOS GONZÁLEZ, Amelia GÓMEZ VILLAR, João A. SANTOS y José María REDONDO VEGA

P11

**12:50 – 12:55** BLOQUES ARADORES EN DOS ENCLAVES DEL NOROESTE IBÉRICO: CARACTERÍSTICAS Y LOCALIZACIÓN

Javier SANTOS GONZÁLEZ, Rosa Blanca GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, Amelia GÓMEZ VILLAR y José María REDONDO VEGA,

P12

**13:00 – 13:05** DISTRIBUCIÓN Y CATALOGACIÓN DE GLACIARES ROCOSOS EN LOS MACIZOS DE PUIGMAL-BASTIMENTS-COSTABONA Y CANIGÓ (PIRINEO ORIENTAL)

Jordi PÉREZ SÁNCHEZ, Ferrán SALVADOR FRANCH, Montserrat SALVÀ CATARINEU y Antonio GÓMEZ ORTIZ

P13

**13:10 – 13:15** RÉGIMEN TÉRMICO DEL SUELO EN UN TRANSECTO ALTITUDINAL DE ALTA MONTAÑA MEDITERRÁNEA CON TOPOGRAFÍA CONTRASTADA (MACIZO DEL PUIGPEDRÓS, PIRINEO ORIENTAL)

Ferrán SALVADOR FRANCH, Montserrat SALVÀ CATARINEU, Marc OLIVA y Antonio GÓMEZ ORTIZ

P14

**13:20 – 13:25** ANÁLISE ESPACIAL DA LOCALIZAÇÃO DOS GLACIARES ROCHOSOS EM VAL DE BOÍ (PIRENÉUS CENTRAIS)

Luís LOPES, Marcelo FERNANDES e Marc OLIVA

P15

**13:30 – 13:35** ¿QUÉ, DÓNDE, PORQUÉ? RÉGIMEN TÉRMICO, MORFOGÉNESIS Y PISOS GEOECOLÓGICOS EN FUENTES CARRIONAS (CORDILLERA CANTÁBRICA, ESPAÑA).

Ramón PELLITERO, Enrique SERRANO y Alfonso PISABARRO

P16

**13:40 – 13:45** CARACTERIZACIÓN TÉRMICA DE LOS MONTÍCULOS DE HIELO EN LOS MACIZOS DE MALADETA Y POSETS (PIRINEO CENTRAL ESPAÑOL).

María GONZÁLEZ-GARCÍA, Enrique SERRANO y Juan José GONZÁLEZ-TRUEBA

P17

**13:50 – 13:55** ANÁLISIS GEOMÁTICO DE BLOQUES ARADORES Y LÓBULOS EN EL VALLE DE ALIVA EN PICOS DE EUROPA (CANTABRIA)

José Juan de SANJOSÉ BLASCO, Enrique SERRANO CAÑADAS y Manuel GÓMEZ LENDE

P18

**14:55 – 14:00** PERIGLACIARISMO EN LA DIVISORIA CANTÁBRICA. LA SIERRA DE CEBOLLEDA.

Manuel GÓMEZ LENDE, Enrique SERRANO CAÑADAS, María GONZÁLEZ GARCÍA y Juan José GONZÁLEZ TRUEBA

**16:00 – 17:15 Comunicaciones orales (Salón de Grados, tercera planta):**

**Sesión: Nivación, periglaciario y manto nival: nuevas aportaciones**

---

**16:00 – 16:15** ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN DE LAS GEOFORMAS Y PROCESOS PERIGLACIALES EN UN VOLCÁN ACTIVO, ISLA DECEPCIÓN, ANTÁRTIDA 39

Gabriel GOYANES, Gonçalo VIEIRA, Yevgeniy YERMOLIN, Diego WINOCUR, Alberto CASELLI

**16:15 – 16:30** RIESGO GEOLÓGICO ASOCIADO A DESLIZAMIENTOS EN LA LADERA OESTE DEL CANAL UPSALA, CORDILLERA DE LOS ANDES, PATAGONIA ARGENTINA. PRIMEROS RESULTADOS.

Gabriel GOYANES, Gonçalo VIEIRA, Diego WINOCUR y Alberto CASELLI

**16:15 – 16:30** ANÁLISIS MULTITEMPORAL DE LA COBERTURA NIVAL EN ENTORNOS DEGLACIADOS MEDIANTE IMÁGENES TERRASAR X (ANTÁRTIDA MARÍTIMA)

Javier JIMENEZ, Carla MORA, Alice FERREIRA, Gonçalo VIEIRA, Miguel Ramos y Miguel Ángel DE PABLO

**16:30 – 16:45** SNOW COVER EVOLUTION AT THE LIMNOPOLAR LAKE CALM-S SITE (BYERS PENINSULA, LIVINGSTON ISLAND, ANTARCTICA) ON 2009-2014 PERIOD.

Miguel Ángel DE PABLO, Miguel RAMOS, Antonio MOLINA y Cayetana RECIO

**16:45 – 17:00** NIEVE Y RIESGOS ASOCIADOS EN LA MONTAÑA CANTÁBRICA: EL ALUD DE CARDAÑO DE ARRIBA, ALTO CARRIÓN (PALENCIA)

Enrique SERRANO, Manuel GÓMEZ LENDE y Alfonso PISABARRO

**17:30 – 18:45 Sesión de póster (hall central, tercera planta):**

**Sesión: Nivación, periglaciario y manto nival: nuevas aportaciones.**

---

P19

**17:30 – 17:35** LOS ALUDES EN EL MACIZO DE PEÑALARA.

Juan Antonio FERNÁNDEZ-CAÑADAS LÓPEZ-PELÁEZ, Luis Alberto PANTOJA TRIGUEROS y María PALOMO SEGOVIA

P20

**17:40 – 17:45** CARTOGRAFÍA Y ANÁLISIS ESPACIAL DE LAS COMUNIDADES VEGETALES DE LA PENÍNSULA DE FILDES (ISLA REY JORGE, ANTÁRTIDA) A PARTIR DE IMÁGENES SATÉLITES DE ALTA RESOLUCIÓN.

Miguel MARTÍNEZ-ALMARZA CANO, Gonçalo VIEIRA

P21

**17:50 – 17:55** LA COLONIZACIÓN DE LOS LÍQUENES EN MORRENAS CON NÚCLEO DE HIELO EN LA PENÍNSULA TRÖLLASKAGI (ISLANDIA)

Nuria ANDRÉS, David PALACIOS, José María FERNÁNDEZ, y Luis Miguel TANARRO

P22

**18:00 – 18:05** INCIDENCIA DE MOVIMIENTOS EN MASA TRAS UN EPISODIO HISTÓRICO DE NEVADAS EN EL TERRITORIO DEL MACIZO ASTURIANO (NOROESTE DE ESPAÑA)

Cristina GARCÍA-HERNÁNDEZ, Jesús RUIZ-FERNÁNDEZ y David GALLINAR

P23

**18:10 – 18:15** ALUDES, PELIGROSIDAD Y ACTIVIDAD GEOMORFOLÓGICA: MAPA DE RIESGO DE ALUDES DE ALTO CAMPOO (CANTABRIA).

Enrique SERRANO, Manuel GÓMEZ LENDE y Alfonso PISABARRO

P24

**18:20 – 18:25** COMPORTAMIENTO TÉRMICO DEL SUELO EN RELACIÓN A DISTINTAS SITUACIONES DE INNEVACIÓN EN NÚRIA (PIRINEO ORIENTAL)

Ferrán SALVADOR FRANCH, Montserrat SALVÀ CATARINEU, Gabriel SALVÀ VILLOSLADA y Antonio GÓMEZ ORTIZ

P25

**18:30 – 18:35** CARTOGRAFÍA DE SUSCEPTIBILIDAD Y MODELIZACIÓN DE ALUDES DE NIEVE DEL CIRCO DE GREDOS (SISTEMA CENTRAL IBÉRICO)

Rodrigo L. SOTERES, Javier PEDRAZA y Rosa M. CARRASCO

P26

**18:40 – 18:45** TOPOCLIMATE CONTROLS ON THE SPATIAL PATTERN OF SNOW PATCHES DURING THE MELTING SEASON (SOUTH SHETLANDS, ANTARTICA)

Inês GIRÃO, Gonçalo VIEIRA, Hyun-cheol KIM, Carlos SCHAEFER



**18:45 Clausura del Congreso**

**19:00 Reunión IPA-Ibérico**

## **VIERNES 26**

**8:00 – 21:00 Salida de Campo post-congreso**

---

**08:00 – Salida. (Facultad de Filosofía y Letras, puerta lateral).**

**PERIGLACIARISMO, NIVACIÓN Y GLACIARISMO CUATERNARIO EN ALTO CAMPOO (CORDILLERA CANTÁBRICA)**

**21:00 - Regreso a Valladolid**

**SESIÓN 1: AVANCES Y TÉCNICAS DE INVESTIGACIÓN EN EL ESTUDIO DEL PERMAFROST Y EL PERIGLACIARISMO EN ÁMBITOS POLARES Y DE ALTA MONTAÑA**



## Permafrost and climate change in the Antarctic Peninsula. Recent advances from PERMANTAR-3

Gonçalo VIEIRA(1), Miguel RAMOS(2), Gabriel GOYANES(3), João CATALÃO(4), António CORREIA(5), James BOCKHEIM(6), Carlos SCHAEFER(7), Ahinora BALTAKOVA (8), Alberto CASELLI(9), Ana DAVID(1), Alice FERREIRA(1), Márcio FRANCELINO(7), Inês GIRÃO(1), Andrew HODSON(10), Rositza KENDEROVA(8), Carla MORA(1), Mário NEVES(1), Alexandre NIEUWENDAM(1), Agnieszka NOWAK(10), Marc OLIVA(1), Miguel Ángel DE PABLO(2), Christo PIMPIREV(8), Gonçalo PRATES(1), Ana Rita REIS(4), Cláudio SANTOS(4), Felipe SIMAS (7)

(1) CEG/IGOT – Universidade de Lisboa, Portugal, vieira@campus.ul.pt

(2) Universidad de Alcalá, Spain

(3) Instituto Antártico Argentino, Buenos Aires, Argentina

(4) IDL, Universidade de Lisboa, Portugal

(5) Universidade de Évora, Portugal

(6) University of Wisconsin-Madison, USA.

(7) Universidade Federal de Viçosa, Brazil.

(8) University of Sofia, Bulgaria.

(9) Universidad Nacional de Río Negro, General Roca, Argentina.

(10) University of Sheffield, UK.

**Key words:** permafrost, active layer, climate change, geomorphodynamics, Antarctic.

There are currently *ca* 75 GTN-P boreholes and 18 CALM sites in Antarctica, most of them installed during the IPY and still with a short data series. In the Antarctic Peninsula, only 6 boreholes are deeper than 10 m and 4 of them are maintained by the PERMANTAR team. Several new boreholes and CALM sites have been installed in a collaborative effort between Argentina, Brazil, Bulgaria, Portugal, Russia, Spain, Switzerland and the United States. Such an integrated approach, besides contributing to the installation of infrastructure, allowed for new advances on the permafrost thermal state (Vieira et al 2010, Bockheim et al 2013).

It is now becoming clear that the Antarctic Peninsula, one of Earth's regions where air temperature has increased the most in the last 60 years shows a very high sensitivity of permafrost to warming. In the South Shetlands, permafrost temperatures are just below freezing and permafrost degradation is prone to occur. Consequences in the terrestrial ecosystems are still unknown, but changes in hydrology, carbon storage and geomorphological dynamics are expected. The region is a key natural laboratory for understanding permafrost's reaction to climate change and quite different to the Arctic, with the unique influence on physical and life processes of the Southern Ocean.

PERMANTAR-3 is taking place from May 2013 to September 2015 and focuses on maintaining and upgrading several GTN-P and CALM sites in the Antarctic Peninsula region, but also on contributing to new questions that developed from on-going work. In this sense, PERMANTAR-3 is more than a monitoring project, but an integrated approach aiming at science deliverables dealing with Antarctic permafrost reaction to a changing climate. PERMANTAR's scope is now enlarged to a latitudinal gradient from 61° to 65°S in the western Antarctic Peninsula, where we aim at more than traditional focus on permafrost temperature monitoring. Variables linked to permafrost dynamics and modelling are approached in a more integrated way and using state-of-the-art techniques: snow cover dynamics from the local to the regional scale, active layer moisture content, ice-content at the transient layer and changing rates of geomorphic processes.

PERMANTAR-3 focusses on a set of target questions along the latitudinal gradient:

- 1) Where is the boundary between continuous and discontinuous permafrost?
- 2) How does the climatic sensitivity of permafrost changes?
- 3) What is the role of late lying snow patches at the continuous permafrost boundary?
- 4) How does soil moisture varies seasonally in the active layer?
- 5) How does ground-ice content occur in the transient layer?
- 6) Can accurate terrain deformation rates be derived by means of DInSAR?
- 7) Can key geomorphic units used as geo-indicators of climate change in the AP?

This presentation synthesises the main contributions of the PERMANTAR team with the new advances deriving from the Antarctic season of 2014-15.

# Holocene deglaciation of Byers peninsula (South Shetland islands, Antarctica) using a combined dating-method approach to lake sediments

Marc OLIVA (1); Dermot ANTONIADES (2); Santiago GIRALT (3); Ignacio GRANADOS (4); Sergi PLA-RABES (5); Manuel TORO (6); Jorge SANJURJO (7); Emma LIU (8) y Gonçalo VIEIRA (1)

- (1) Instituto de Geografia e Ordenamento do Território – CEG, Universidad de Lisboa, Lisboa, Portugal, oliva\_marc@yahoo.com  
(2) Dept. Géographie & Centre d'études nordiques, Université Laval, Canada  
(3) Institute of Earth Sciences Jaime Almera, CSIC, Spain  
(4) Peñalara National Park, Spain  
(5) Centre de Recerca Ecològica i Aplicacions Forestals (CREAF-CSIC)  
(6) Centro for Hydrographic Studies (CEDEX), Spain  
(7) Institute of Geology "Isidro Parga Pondal", University of A Coruña  
(8) Department of Earth Sciences, University of Bristol, Wills Memorial Building, Bristol, BS81RJ, UK

**Palabras clave:** Antarctica, Byers Peninsula, deglaciation, lake sediments, absolute datings.

The Holocene retreat of the ice caps covering still today most of the surface of the South Shetland Islands has originated the present-day ice-free environments in this archipelago. The gradual shrinking of the ice masses has been driven by the warmer periods recorded during the Holocene, which in turn favoured the expansion of periglacial processes in the newly exposed areas. This is what occurred in the Byers Peninsula, the largest ice-free environment in this archipelago (ca. 60 km<sup>2</sup>) in the western end of Livingston Island. Today, the environment here shows a high biodiversity with active periglacial processes. Until now, the knowledge of the deglaciation process of the Byers Peninsula was based only on a few radiocarbon dates from the bottom lake sediments. Moreover, inferences drawn from these dates may be tenuous, since the diamicton was not reached and therefore these ages did not reveal the real age of deglaciation of these environments.

The present research introduces a multiple dating approach to four lake sequences from this peninsula that complement and expand the scarce number of dates existing for the area. The cored lakes are: Chester, Escondido, Cerro Negro and Domo. The complete sedimentary sequence was retrieved from these lakes in November 2012. The chronological framework for environmental changes was established using thermoluminescence dating, tephrochronology, Pb<sup>210</sup> and C<sup>14</sup>.

Five different, visually evident tephra layers were identified in the lake sediments from Byers Peninsula. The geochemical and textural properties of these tephras point to Deception Island as the volcanic source of these eruptions, and independent dating methods suggest that they occurred at 5.0, 4.8, 3.9, 2.3 and 1.8 ka cal BP.

Lake sediments also suggest the chronology of deglaciation in this ice-free peninsula. The onset of the deglaciation of the Byers Peninsula started during the Early Holocene in the eastern fringe of the peninsula according to the basal dating of Limnopolar Lake (8.3 ka cal BP). The glacial shrinking also exposed the highest parts of Cerro Negro nunatak in the SE corner of Byers, where Cerro Negro Lake is located. This lake became glacier-free by 7.5 ka. During the Mid-Holocene the retreat of the Rotch Dome glacier cleared the central part of the Byers plateau of ice, and Chester and Escondido lakes formed at 5.9 ka and 5.1 ka cal BP, respectively. Finally, in Domo Lake, cored at only 300 m from the present-day glacier front, we report an age of 2.3 ka for the basal sediments, which suggests that the deglaciation of the westernmost part of the Byers Peninsula occurred during the Late Holocene.

## Acknowledgements

This research was financially supported by the HOLOANTAR project (Holocene environmental change in the Maritime Antarctic. Interactions Between permafrost and the lacustrine environment, reference PTDC/CTE-GIX/119582/2010) funded by the Portuguese Science Foundation and by the PROPOLAR (Portuguese Polar Program).

# Paraglacial processes and permafrost degradation in Elephant Point (Livingston island, Antarctica)

Marc OLIVA (1), y Jesús RUIZ-FERNÁNDEZ (2)

(2) Instituto de Geografia e Ordenamento do Território – CEG, Universidad de Lisboa, Lisboa, Portugal, oliva\_marc@yahoo.com  
(3) Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, Oviedo, España

**Palabras clave:** Antártida marítima, Punta Elefante, deglaciación, paraglacial, permafrost.

Paraglacial processes are typical of recently deglaciated environments. These processes have been broadly studied in mountain environments, but still remain poorly understood in polar regions, particularly in Antarctica. Here, research until now has not examined the environmental response in the newly exposed ice-free terrestrial ecosystems. In this communication we focus on the ice-free environment of Elephant Point, a small peninsula located in the SW fringe of Livingston Island (South Shetland Islands). The comparison between an aerial image of 1956 and the Google Earth satellite image of 2010 reveals that 17.3% of the peninsula has become ice-free during these decades. The new ice-free areas correspond to a flat proglacial environment next to the present-day glacier front and the northern slope of the moraine system.

In both areas a wide range of landforms and processes suggests the existence of permafrost. In addition to visual observations of ice-rich permafrost in the moraine area, *in situ* measurements of the active layer depth along three transects distributed across the entire peninsula showed also evidence of the widespread frozen soil conditions. This was interpreted as the presence of permafrost almost down to sea level in this peninsula. Therefore, permafrost cannot have developed since the deglaciation of these areas: it pre-existed, which allows to infer the cold-based character of the Rotch Done glacier at that site.

In the northern side of the moraine slope processes are mobilizing down-slope large amounts of unconsolidated and fine-grained sediments through different processes: slumps, landslides and solifluction. Slumps are the most effective process: up to 10% of the moraine is affected by the mobilization of the sediments of the active layer sliding above the permafrost table. The retreating scars of the slumps expose the ice-rich permafrost at surface, thus reinforcing its thawing. This geomorphological pattern is characteristic of environments undergoing a paraglacial stage after glacier disappearance.

By contrast, in the southern slope of the moraine geomorphic dynamics is less intense. Here, the coarse-grained sediments are more stable and only mobilized by debris flows next to late-lying snow patches, where water availability is higher. This is interpreted as being due to a later stage in the environmental evolution of the area, where paraglacial dynamics no longer occurs or is highly attenuated. Active nival processes have formed three active pronival ramparts at the foot of the moraine.

## Acknowledgements

This research was financially supported by the HOLOANTAR project (Holocene environmental change in the Maritime Antarctic. Interactions Between permafrost and the lacustrine environment, reference PTDC/CTE-GIX/119582/2010) funded by the Portuguese Science Foundation and by the PROPOLAR (Portuguese Polar Program).

# Los factores de formación de los derrubios estratificados de ladera. Un análisis comparativo entre Tierra del Fuego (Sur de Argentina) y Galicia (Noroeste de España)

Augusto PÉREZ ALBERTI<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Laboratorio de Tecnología Ambiental. Instituto de Investigaciones Tecnológicas. Universidad de Santiago

**Palabras clave:** derrubios estratificados, crio-nival, Tierra del Fuego (Argentina), Galicia (España).

Las dos áreas de estudio tienen características topográficas y litológicas similares. Las pendientes en ambas áreas superan los 30° de inclinación y los esquistos y pizarras son los tipos de rocas dominantes. En el caso de Tierra del Fuego, los depósitos estudiados son modernos; los de Galicia se han acumulado hace más de 40000 años según las dataciones existentes.

En la presente comunicación se presentan los rasgos sedimentológicos de las dos áreas y se discuten los controles que participan o participaron en la formación de depósitos de ladera estratificados. En ambos lugares investigados los depósitos muestran una secuencia vertical facies caracterizada por clastos delgados y planos que se han acumulado en paralelo a la pendiente embutidos en una matriz limo-arcillosa.

Este estudio comparativo revela el papel fundamental que desempeña la nieve así como los numerosos ciclos de hielo-deshielo en la génesis de los depósitos. En primer lugar, la capa de nieve tiene un efecto directo en la ladera manteniendo la temperatura del suelo estable durante el invierno mientras que al derretirse favorece el movimiento de los clastos ladera abajo durante la primavera y el verano.

Por su parte, los numerosos ciclos de congelación-descongelación que se producen durante la primavera y el otoño dan lugar a procesos de crio-expulsión y consecuente movilidad en vertical de los clastos. Sin embargo, la carga continua de sedimentos en la ladera provocados por el agua de fusión de la nieve frena la crio-expulsión de los clastos hacia la superficie y favorece su fosilización gradual.

El tipo de roca y la inclinación de la pendiente juegan un papel importante en la acumulación de depósitos de pendiente estratificados

# **Evolución de la capa activa y su dependencia con el factor nival en la experiencia CALM-S “Crater Lake”. Isla Decepción (Antártica)**

Miguel RAMOS <sup>(1,2)</sup>, Gonçalo VIEIRA <sup>(2)</sup>, Miguel Ángel DE PABLO <sup>(3)</sup> Antonio MOLINA <sup>(3)</sup>

(1) Departamento de Física y Matemáticas, Universidad de Alcalá, España. miguel.ramos@uah.es (2) GEG/IGOT. Universidade de Lisboa, Portugal. (3) Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá, Madrid, España.

**Palabras clave:** Active layer, Snow, Permafrost, Antártica, Climate.

Durante los últimos diez años (2006 a 2015) se han estado realizando medidas sistemáticas de la evolución de la capa activa en la experiencia, instalada bajo los protocolos de la red internacional CALM-S (Vieira et al., 2010), en las proximidades de la Base Antártica Española “Gabriel de Castilla” (Ramos et al., 2010). Dicha experiencia CALM-S denominada “Crater Lake”, se encuentra situada en un terreno llano de depósitos piroclásticos (112 msnm) con gran porosidad y gran contenido en agua intersticial, lo que genera una capa activa con un calor latente de fusión muy elevado que condiciona su evolución y profundidad (Ramos et al., 2012). Posteriormente (2008 a 2015) se introdujeron dos sistemas termónivométricos para la medida del espesor de la capa de nieve en la parcela de estudio, que se complementan con las imágenes registradas diariamente por una cámara digital instalada al efecto.

A partir de los datos obtenidos por los termónivómetros y las imágenes de distribución de la capa nival, se ha desarrollado un algoritmo para determinar el factor promedio de innivación durante cada periodo de presencia de nieve sobre el parcela en estudio.

En el presente trabajo se presenta el procedimiento de determinación del factor nival, así como los resultados obtenidos, correlacionándolos con las medidas del máximo espesor de la capa activa.

Ramos, M., Vieira, G., Guilichinski, D., de Pablo, M.A., 2010. Nuevas estaciones de medida del régimen térmico del permafrost en el área de “Crater Lake. Isla Decepción (Antártida). Resultados preliminares”. In: Blanco, J.J., Ramos, M., de Pablo, M.A. (Eds.), Proceedings of II Iberian Conference of the International Permafrost Association Periglacial, environments, permafrost and climate variability. UAH, pp. 93–109. ISBN: 978-84-9138-885-5.

Ramos, M.; de Pablo, M.A.; Molina, A. Vieira, G (2012). Progresión del frente de hielo en la capa activa de la experiencia CALM-S “Crater Lake” (Isla Decepción, Antártida). 7ma Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Donostia. Julio-2012. Ed. Aranzadi. 727-730

Vieira, G., Bockheim, J., Guglielmin, M., Balks, M., Abramov, A., Boelhouwers, J., Cannone, N., Ganzert, L., Gilichinsky, D.A., Gotyachkin, S., Lopez-Martinez, J., Meiklejohn, I., Raffi, R., Ramos, M., Schaefer, C., Serrano, E., Simas, F., Sletten, R., 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 (2), 182–197. doi:10.1002/ppp.685 (ISSN: 1045-6740).

# Caracterización mediante datos de RADARSAT-2 de superficies expuestas a procesos periglaciares alrededor de Maxwell Bay (Isla Rey Jorge, Antártida)

Thomas SCHMID <sup>(1)</sup>, Jerónimo LÓPEZ-MARTÍNEZ <sup>(2)</sup>, Stéphane GUILLASO <sup>(3)</sup>, Olivier D'HONDT <sup>(3)</sup>, Magaly KOCH <sup>(4)</sup>, Sandra MINK <sup>(2,5)</sup>, Ana NIETO <sup>(2)</sup> y Enrique SERRANO <sup>(6)</sup>

(1) CIEMAT, Madrid, España, thomas.schmid@ciemat.es

(2) Departamento de Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid, España

(3) Computer Vision and Remote Sensing Group, Technische Universität Berlin, Alemania

(4) Center for Remote Sensing, Boston University, Boston, MA, USA

(5) Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, España

(6) Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid, España

**Palabras clave:** periglaciarismo, teledetección, radar, geomorfología, Antártida.

Las superficies libres de hielo del archipiélago de las Shetland del Sur, en la región norte de la Península Antártica, están expuestas a un ambiente periglacial y situadas en una zona que ha tenido lugar un notable incremento de temperaturas en las últimas décadas. El cambio climático en esta región tiene consecuencias en el estado del permafrost y en el grado de recubrimiento de hielo y nieve. Debido a ello, se producen modificaciones en las superficies aflorantes y en los procesos hidrológicos, con notables efectos en los ecosistemas. Por lo tanto, resulta apropiado estudiar los cambios en dichas superficies y en particular los procesos periglaciares, que se encuentran entre los más relevantes en estas superficies libres de hielo.

Debido a las particulares características de localización geográfica, dificultad de acceso y condiciones meteorológicas de esta zona, resulta especialmente ventajoso el uso de datos satelitales de Radar de Apertura Sintética (SAR). El objetivo de este trabajo es mostrar los resultados de la distribución de distintos tipos de superficies aflorantes en las zonas descubiertas de hielo circundantes de Maxwell Bay, situada entre las islas Rey Jorge y Nelson, mediante el uso de datos polarimétricos del satélite RADARSAT-2. Los mencionados datos de satélite han sido complementados con observaciones detalladas de los distintos tipos de superficies obtenidos sobre el terreno por nuestro grupo en varias campañas, la última de ellas en la temporada 2012-2013, en el sector occidental de la Isla Rey Jorge, entre las penínsulas Fildes y Potter, así como en la Isla Ardley y en el sector septentrional de la Isla Nelson, entre la Península Stansbury y la Punta Duthoit. El estudio realizado ha empleado datos de satélite obtenidos el 8 de marzo de 2014 por la Agencia Espacial Canadiense, incluyendo una imagen polarimétrica de RADARSAT-2 (*C-band, Single Look Complex*).

Se han extraído parámetros polarimétricos de diferentes sectores de la zona estudiada para diferenciar tipos de recubrimientos superficiales teniendo en cuenta las características de retrodispersión y con el uso de lugares de referencia (*training sites*) en una clasificación supervisada usando el algoritmo *Support Vector Machine* (SVM). Los datos sobre los recubrimientos superficiales obtenidos en el campo se han usado para validar los resultados obtenidos con los datos polarimétricos. Todos los parámetros polarimétricos han sido geocodificados para definir zonas de referencia (*training areas*) teniendo en cuenta los posicionamientos de referencia en el campo.

Las propiedades de retrodispersión de SAR usando imágenes co-polarizadas y con polarización cruzada (HH, HV, VV, VH) han servido para identificar diferentes superficies afectadas por procesos periglaciares que presentan coberturas tales como depósitos arenosos o de gravas, pavimentos periglaciares, campos de bloques, suelos ordenados o depósitos de till. También se han diferenciado superficies que presentan recubrimiento por vegetación, afloramientos rocosos, masas de agua, cobertura de nieve y límites de glaciares. Estos diferentes tipos de recubrimientos superficiales se han validado teniendo en cuenta los valores de referencia obtenidos mediante trabajo de campo orientado a este fin en la Península Fildes y en la Isla Ardley. Una clasificación inicial SVM aplicada a las áreas libres de hielo estudiadas muestra una compleja distribución espacial de los rasgos superficiales que pueden relacionarse con la presencia de permafrost. En aquellas áreas de las que se dispone de datos más precisos de Modelos Digitales de Elevación (DEM) se obtienen mejores resultados al diferenciar las coberturas superficiales con las características topográficas detalladas. Los resultados obtenidos mediante esta metodología pueden resultar útiles al permitir detectar cambios mediante su comparación con resultados anteriores y con el seguimiento futuro de variaciones en los rasgos geomorfológicos afectados por procesos activos en zonas libres de hielo de la región septentrional de la Península Antártica.



# Evolución glaciaria reciente de la Península de Tröllaskagi (Norte de Islandia) y su influencia en la distribución del permafrost

José María FERNÁNDEZ <sup>(1)</sup>, Nuria ANDRÉS <sup>(1)</sup>, Luis Miguel TANARRO <sup>(1)</sup> y David PALACIOS <sup>(1)</sup>

(1) Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física, Universidad Complutense de Madrid, Facultad de geografía e Historia, Madrid España josemariafernandez@.ucm.es,

**Palabras clave:** Islandia, Península de Tröllaskagi, glaciaria, permafrost, cambio climático, temperatura.

Este trabajo se centra en el estudio de las relaciones entre la evolución de los glaciares, las tendencias del clima y la dinámica del permafrost en la Península de Tröllaskagi (Norte de Islandia) a partir de la Pequeña Edad de Hielo, aunque el análisis se enfoca especialmente en los cambios observados en el presente siglo. Los glaciares seleccionados para este estudio son Gljúfurárjökull y Tungnahryggsjökull, localizados en las cabeceras de los valles de Skiðadalur y Kolbeinsdalur. Se trata de glaciares de pequeñas dimensiones (entre 3 y 6 km<sup>2</sup>), calificados como "limpios", es decir, no cubiertos por bloques. Este tipo de glaciares es excepcional en la península. Esta característica determina que estos glaciares sean especialmente sensibles al cambio climático, habiendo experimentado varios retrocesos y avances desde el último máximo glaciario de la Pequeña Edad de Hielo en el siglo XIX (Caseldine y Stötter, 1993), de lo cual queda constancia en numerosos arcos morrénicos abandonados delante de los actuales frentes glaciares.

El método empleado partió de la delimitación de los tres glaciares en distintas fechas. En primer lugar, se consideró la extensión alcanzada por estos glaciares durante el último máximo de la Pequeña Edad de Hielo (PEH), deducido a partir de evidencias geomorfológicas y de dataciones liquenométricas. Además se delimitó los glaciares en los años 1946, 2000, 2005 y 2013 a partir de fotografías aéreas (años 1946 y 2000) e imágenes de satélite (2005 y 2013). A continuación se calcularon las ELAs mediante los métodos *Area-Weighted Mean-Altitude* (AWMA), *Acumulation Area Ratio* (AAR) y *Area-Altitude Balance Ratio* (AABR). En el método AAR, el ratio empleado fue 0,67, propuesto por Caseldine y Stötter (1993). Asimismo se ha realizado un estudio de la evolución de la ELA de los glaciares y se ha relacionado con la evolución de las temperaturas registradas en los observatorios meteorológicos cercanos. Esta información se contrastó con la distribución del permafrost en Tröllaskagi y su posible expansión, en el contexto actual de deglaciación.

Los resultados obtenidos del cálculo de ELAs en los tres glaciares indican un ascenso generalizado desde la Pequeña Edad de Hielo. Las ELAs presentan en todas las fechas unos valores más altos para los glaciares Tungnahryggsjökull, con sus frentes 100 m más elevados con respecto al Gljúfurárjökull. La aplicación del método AAR sugiere una ELA promedio de 1.020 m durante el último máximo de la PEH, que en el año 2013 se sitúa en los 1.067 m, lo que indica un ascenso de casi 50 m. No obstante, las ELAs calculadas con el método AABR para el conjunto de glaciares muestran un incremento menor, de aproximadamente 20 m.

En la Península de Tröllaskagi es frecuente la presencia de glaciares rocosos y morrenas con núcleo de hielo, lo que es comúnmente utilizado como indicador de la presencia de permafrost. Los registros termométricos de estaciones meteorológicas sugieren la posible existencia de permafrost en las altas mesetas; en la península, ya se registró una temperatura media superficial del suelo inferior a los 0 °C para el periodo 2005-2006 (Etzelmüller et al., 2007). Estos autores, basándose en la cartografía del permafrost realizada a partir de los patrones espaciales de distribución de temperaturas del suelo, señalan que el límite inferior del permafrost se localiza en torno a los 800-900 m en el Norte de Islandia, donde la península de Tröllaskagi es el área continua de permafrost con mayor extensión. En consecuencia, con el retroceso de los glaciares, una extensa capa de terreno está siendo expuesta a la expansión del permafrost.

Caseldine, C., Stötter, J., 1993. "Little Ice Age" glaciation of Tröllaskagi Peninsula, northern Iceland: Climatic implications for reconstructed equilibrium line altitudes (ELAs). *Holocene*, 3, 357-366.

Etzelmüller, B., Farbrót, H., Guðmundsson, A., Humlum, O., Tveito, O. E., Björnsson, H., 1993. The Regional Distribution of Mountain Permafrost in Iceland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18, 185-199.

*Investigación financiada por el proyecto Cryocrisis (CGL2012-35858), Gobierno de España, y por Nils Mobility projects (EEA GRANTS).*

# UAV-based mapping of Barton Peninsula (King George Island, Antarctica)

Lourenço BANDEIRA <sup>(1)</sup>, João BRANCO <sup>(2)</sup>, Gonçalo VIEIRA <sup>(2)</sup> y Pedro PINA <sup>(1)</sup>

(1) CERENA, Instituto Superior Técnico, Lisboa, Portugal, lpcbadeira@ist.utl.pt  
(2) IGOT, Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal, vieira@campus.ul.pt

**Palabras clave:** ice-free areas, surface covers, ground-truth with DGPS, pattern recognition, drone

The permafrost environment, which currently is at a critical threshold in the South Shetlands, may suffer drastic changes if the warming trend is to continue. A change in the lower permafrost boundary will induce modifications on hydrology and slope dynamics with consequences on the terrestrial ecosystems at the ice-free areas. The detailed mapping on a regular temporal basis of these regions can certainly be performed with the aid of remotely sensed images. The availability of remotely sensed images with higher resolutions (spatial, spectral and also temporal) than those provided by commercial satellites is a significant advance for mapping periglacial and ecological features in detail and in a multi-temporal framework in order to contribute to a better monitoring of the effects of climate change.

We present the activities of the campaign developed in Barton Peninsula (King George Island, 62°S) during three weeks in February 2015 for acquiring ultra-high resolution images with a drone, an unmanned aerial vehicle (UAV), the kind and amount of data acquired and preliminary results.

The main activities developed during this campaign were: (1) Collection of detailed ground data with D-GPS coordinates and ground images; (2) Acquisition of ultra-high resolution images with an UAV and (3) detailed survey for geomorphologic mapping. This campaign was preceded by two other campaigns to the same location in previous years that allowed us to collect multi-temporal data of the studied regions.

The data collection on the field consists now of about 3150 control points with planimetric and altimetric information (to be used in geometric correction procedures) evenly distributed along Barton Peninsula, from which about 2/3 of them also contain the attribute related to the type of surface cover (the main classes are soils, rocks, mosses, lichens, snow, ice, water); the precise location of some stone circles, a type of patterned ground very common in Barton, was also considered. More than a dozen field sites were selected and covered with remotely sensed imagery of ultra-high spatial resolution captured in the UAV flights. In some selected locations we have flown a hexacopter, capable of acquiring images with a spatial resolution as high as 1.5 mm/pixel, but in all of the locations we deployed a small airplane UAV that captures images with centimetric resolution (aprox. 4 cm/pixel). The total area covered so far is of about 3 km<sup>2</sup>.

These images have to be assembled into a single orthorectified mosaic (example shown in Figure 1) that later will be used to make the image classification task and the mapping of the surface. All these activities are being developed in the frame of project HISURF3 from the Portuguese Polar Program (PROPOLAR) and project PERMANTAR-3 (PTDC/AAC-GLO/3908/2012), in collaboration with Polar Institutes from South Korea (KOPRI) and Chile (INACH), from which we acknowledge all the support given.

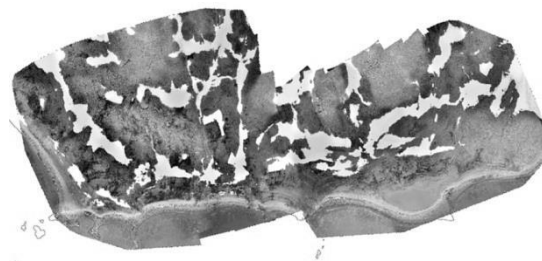


Figure 1 – Example of a mosaic of individual images with resolution of 4 cm/pixel.

# La dinámica de los glaciares rocosos y glaciares cubiertos de derrubios en la Península Tröllaskagi (Islandia)

Luis Miguel TANARRO <sup>(1)</sup>, David PALACIOS <sup>(1)</sup>, José María FERNÁNDEZ <sup>(1)</sup>, Nuria ANDRÉS <sup>(1)</sup> y José Juan ZAMORANO <sup>(2)</sup>

(1) Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física, Universidad Complutense de Madrid, Facultad de geografía e Historia, Madrid España pace@ghis.ucm.es,

(2) Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México

**Palabras clave:** Tröllaskagi, Islandia, glaciar rocoso, glaciar cubierto de derrubios, fotogrametría

El ambiente glaciar y periglacial -asociado a la presencia extensiva de permafrost-, que domina la Península de Tröllaskagi (noreste de Islandia), ha propiciado el desarrollo de numerosas formas periglaciares, entre las que destacan el modelado de glaciares rocosos de génesis, edad y tipología diversa (Farbrot et al., 2007, Lilleøren et al., 2013). La observación de los rasgos morfológicos que caracterizan la superficie de los glaciares rocosos en combinación con técnicas fotogramétricas permiten apreciar su dinámica (Wangensteen et al., 2006).

Desde esta perspectiva, en este trabajo se utilizan técnicas fotogramétricas con el objetivo de evaluar la dinámica geomorfológica reciente que caracteriza a la superficie del glaciar cubierto de derrubios de Hóladalur y a la del glaciar rocoso de Fremri-Grjótárdalur, ambos emplazados en el valle Vidinesdalur, al norte de Hólar (sector central de la península de Tröllaskagi, 65°42'N-65°44'N y 18°56'W-19°02'W)

La aproximación metodológica ha consistido en el reconocimiento geomorfológico de la fotografía aérea del vuelo americano de 1946, de la ortofoto del año 2000 y de la imagen extraída de *Google Earth* de 2013. La interpretación de las tres imágenes ha permitido detectar la evolución de la superficie de estos modelados a lo largo de un intervalo temporal de 67 años. Previamente, los dos fotogramas del año 1946 se georreferenciaron en un SIG (*ArcGIS 10.2*), apoyándose en puntos de control reconocibles en la ortofoto del año 2000. Se usaron 60 puntos de control, localizados a lo largo de los márgenes externos de los glaciares rocosos. La transformación, aplicando una función polinómica de tercer grado, arrojó un "error cuadrático medio" total de 16,98 m y 18,64 m respectivamente. De igual modo se procedió con la georreferenciación de la imagen de *Google Earth*. Posteriormente, la digitalización de los rasgos geomorfológicos y la observación de las imágenes se llevó a cabo en un entorno CAD (*Bentley MicroStation V8i*), que permitió, además, sobreponer una cuadrícula y trabajar con varias vistas a la vez, lo que facilitó el trabajo para detectar los posibles cambios superficiales.

Los resultados muestran la ausencia prácticamente total de cambios en la estructura superficial del glaciar cubierto de derrubios de Hóladalur y del glaciar rocoso de Fremri-Grjótárdalur durante el intervalo temporal estudiado. La observación en las distintas fechas de las crestas y surcos transversales característicos de estas formaciones demuestra la total ausencia de deformación y desplazamiento. Lo mismo sucede con su frente y rampas laterales, cuyos límites tampoco muestran variaciones. En el caso, concreto del área de Hóladalur, del cual ya se disponen de datos, los cambios en superficie, son inapreciables: el área del glaciar cubierto se mantiene prácticamente igual (3,08 km<sup>2</sup> en el año 1946, 3,14 km<sup>2</sup> en el año 2000 y 3,17 km<sup>2</sup>); y tan sólo, la extensión del glaciar acogido en la cabecera experimenta una reducción, pasando de 1,72 km<sup>2</sup> en 1946 a 1,61 km<sup>2</sup> en 2000 a, finalmente, 1,56 km<sup>2</sup> en 2013. Se puede considerar que estos modelados han permanecido prácticamente estables desde 1946 hasta la actualidad. Esta afirmación contrasta con las observaciones realizadas por Wangensteen et al., 2006, quienes, a su vez por técnicas fotogramétricas detectan desplazamientos para el periodo de 9 años, entre 1985 y 1994.

Farbrot, H., Etzelmüller, B., Guðmundsson, A., Humlum, O., Kellerer-Pirklbauer, A., Eiken, T. and Wangensteen, B. 2007. Rock glaciers and permafrost in Tröllaskagi, northern Iceland, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51: 1-16.

Lilleøren, K.S.; Etzelmüller, B.; Gärtner-Roer, I.; Kääb, A.; Westermann, S. and Guðmundsson, Á. 2013. The distribution, thermal characteristics and dynamics of permafrost in Tröllaskagi, Northern Iceland, as inferred from the distribution of rock glaciers and ice-cored moraines, *Permafrost and Periglacial Processes*, 24: 322-335.

Wangensteen, B.; Guðmundsson, Á.; Eiken, T.; Kääb, A.; Farbrot, H. and Etzelmüller, B. 2006. Surface displacements and surface age estimates for creeping slope landforms in Northern and Eastern Iceland using digital photogrammetry, *Geomorphology* 80: 59-79.

*Investigación financiada por el proyecto Cryocrisis (CGL2012-35858), Gobierno de España, y por Nils Mobility projects (EEA GRANTS)*

# Origen y cronología de las formas periglaciares de la Península Tröllaskagi (Islandia) y su relación con los procesos de la deglaciación.

David PALACIOS <sup>(1)</sup> Nuria ANDRÉS <sup>(1)</sup> Þorsteinn SÆMUNDSSON <sup>(2)</sup>, y Skafti BRYNJÓLFSSON <sup>(3)</sup>

(1) Grupo de Investigación de Geografía Física de Alta Montaña, Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física, Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Geografía e Historia, Madrid. España [davidp@ucm.es](mailto:davidp@ucm.es).

(2) Institute of Earth Sciences, University of Iceland, Reykjavík, Islandia

(3) Icelandic Institute of Natural History, Akureyri, Islandia

**Palabras clave:** Tröllaskagi, Islandia, Formas periglaciares, Deglaciación, Glaciares rocosos.)

La Península Tröllaskagi es un área montañosa situada en el norte de Islandia, a los 66°N, que conecta los grandes volcanes activos del centro de la isla con el Atlántico Norte, entre los fiordos de Skagafjörður al oeste y Eyafjörður al este. Se caracteriza por una gran aridez a causa del efecto orográfico de dichos volcanes frente a las frecuentes borrascas que barren la isla desde el sur. Está compuesta por lavas terciarias en disposición tipo “trapp”, intercaladas con depósitos marinos arcillosos. Profundos cañones diseccionan la gran superficie culminante, prácticamente plana, que alcanza una altitud máxima de 1500 m y que está cubierta por un extenso campo de polígonos. Las cabeceras de estos cañones están ocupadas, en su mayor parte, por una amplia variedad de glaciares rocosos, glaciares cubiertos y, solo en casos excepcionales, por pequeños glaciares de circo blancos, sin cubierta de derrubios. En muchos de los circos, por delante de los frentes de los actuales glaciares rocosos activos, afloran glaciares rocosos fósiles

El objeto de este trabajo es realizar una primera aproximación al conocimiento del origen de formas periglaciares de la península Tröllaskagui descritas, principalmente glaciares rocosos fósiles en el interior de los circos y campos de polígonos cimeros, y determinar su cronología mediante el análisis geomorfológico de las áreas de estudio y la datación principalmente de umbrales pulidos y bloques de los glaciares rocosos, por la exposición a la radiación cósmica y producción del isótopo  $Cl^{36}$ .

De los resultados obtenidos se puede obtener las siguientes conclusiones:

a) En las áreas costeras más externas, es decir, los cabos de Península y las salidas de los grandes fiordos, se deglaciaron inmediatamente con posterioridad al Evento Heinrich 1.

b) En las zonas intermedias de los fiordos, la deglaciación fue justo al final del Oldest Dryas

c) El fondo de los grandes valles que proceden de las tierras altas del centro de la isla y que drenan actualmente las aguas proglaciares de los “icefields” situados en el interior, se deglaciaron justo con el comienzo de holoceno, con fechas que oscilan entre 11,5 y los 10,00 ka.

d) Sin embargo, los valles del interior de la península de Tröllaskagui tiene un comportamiento muy diferente a la de los grandes fiordos y valles que drenan el interior de la isla. El primer hecho relevante, y que limita la aplicación de métodos cosmogénicos, es la total ausencia de umbrales pulidos, debido seguramente a la facilidad de fragmentación de las lavas terciarias que lo componen. Las laderas de los valles son sumamente inestables y están afectadas por diversos tipos de movimientos en masa. Únicamente se pueden aplicar los métodos cosmogénicos a los bloques de los glaciares rocosos fósiles, que están situados muy próximos a los glaciares actuales, sobre plataformas estables. Esto se ha realizado en dos valles, en Hóladalur, al norte de Holar y en Vatnsdalur, afluente del valle de Svarfardardalsá, al NW de Dalvík. Los resultados han sido muy parecidos en ambos casos, con fechas mínimas de 16,9 ± 1,4 ka, demostrando una glaciación mucho más limitada en el interior de esta Península. En definitiva, se puede concluir que en Tröllaskagi, los glaciares rocosos fósiles se formaron en el Oldest Dryas, en una Península ya plenamente deglaciada, mientras las grandes lenguas glaciares continuaban rellenando el interior de los fiordos. No se ha podido determinar el origen del campo de bloques cimero por ausencia de afloramientos rocosos estables y falta total de formas glaciares. Dos posibles soluciones se pueden deducir de este hecho, o bien la superficie cimera no fue glaciada o bien los glaciares que cubrieron estas extensas superficies planas eran de base fría, con nula capacidad erosiva.

*Investigación financiada por el proyecto Cryocrisis (CGL2012-35858), Gobierno de España, y por Nils Mobility projects (EEA GRANTS).*

## SESIÓN DE POSTER 1



# Advances in modelling TTOP in Hurd Peninsula (Livingston island, Maritime Antarctic)

Alice FERREIRA <sup>(1)</sup>, Gonçalo VIEIRA <sup>(1)</sup> y Miguel RAMOS <sup>(2)</sup>

(1) Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, Portugal ecilaanep@gmail.com

(2) Departamento de Física, Universidade de Alcalá de Henares, Spain

**Palabras clave:** Ground Surface Temperatures, snow, n-factor, TTOP

The Western Antarctic Peninsula has been one of the world's regions where atmospheric warming occurred at a faster rate. Mean annual air temperatures increased by 3.4°C since 1950 and permafrost degradation was reported in the Palmer archipelago (Bockheim et al. 2013). Warm permafrost areas and discontinuous and sporadic permafrost are sensitive to climate change effects, since they show temperatures near thawing (1-2°C). In the Western Antarctic Peninsula region, the knowledge about permafrost and its climatic sensitivity is still scarce and average annual air temperatures ranging between -4 and -2°C, place it close to the climatic threshold of permafrost. The study of energy fluxes between atmosphere and ground surface is complex in alpine and polar maritime areas, where topography is varied and the influence of local factors are more relevant, particularly snow conditions in the ground.

The main objective of the ongoing research in Livingston island is to study the characteristics and thermal state of the permafrost, the factors that control its variability, as well as its spatial distribution. Temperature at the Top of Permafrost (TTOP) modelling, provides a functional framework of the climate-permafrost system, relating the influence of climate, terrain and lithological factors on thermal regime and distribution of permafrost (Henry and Smith, 2001). Surface conditions of this equation are provided by n-factors, which are the ratio between soil and air freezing indexes (Lunardini, 1978), and are used to evaluate the degree of atmosphere and soil coupling, concerning heat flux exchanges. N factors are frequently used as a representative value of the joint insulating effects of vegetation, organic matter in the soil surface and snow conditions in the ground (Lunardini, 1978, Karunaratne and Burn, 2004; Throop et al. 2012).

Direct measurements of air and ground surface temperatures, and snow thickness between 2009 and 2013, for seven different geographical settings in Hurd Peninsula provided the initial framework for modelling n factors. Since snow conditions are the main controls of n factor variability, a thematic map concerning melt patterns derived from Landsat images of the melt season, was used to assess spatial distribution of late lying snow cover. Due to lack of soil structures and deposits, thermal-physical properties of only bedrock are used. Thermal conductivity and its variation in depth was calculated for rock samples for seven study sites following Correia et al. (2012).

Ground truth is obtained from one location in R. Sofia at 275 m altitude, where there is a 25m borehole reaching permafrost table. Modelled TTOP values show a good approximation to permafrost temperatures measured, showing that where n factors are higher (late lying snow), usually below 40 m altitude permafrost was absent. Modelled TTOP using only altitude showed more accurate results limiting positive values of TTOP around 150 m altitude. When introducing parameters involving snow the model showed an overestimation of influence on ground surface temperature, resulting in higher values of TTOP temperatures. This occurs due to lack of snow data and its high variability in time and space.

Bockheim, J., Vieira, G., Ramos, M., Lopez-Martinez, J., Serrano, E., Guglielmin, M., Wilhelm, K., Nieuwendam, A. 2013. Climate warming and permafrost dynamics in the Antarctic Peninsula region. *Global and Planetary Change* 100, 215–223.

Correia, A.; Vieira, G., Ramos, M. 2012. Thermal conductivity and thermal diffusivity of cores from a 26m deep borehole drilled in Livingston Island, Maritime Antarctic. *Geomorphology*, 06/2012, 155-156.

Henry K. A., Smith M. W. 2001. A model-based map of ground temperatures for the permafrost regions of Canada. *Permafrost and Periglacial Processes* 12, 389 – 398.

Karunaratne, K.C. and Burn, C.R. 2004. Relations between air and surface temperature in discontinuous permafrost terrain near Mayo, Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, 1437-1451.

Lunardini, V. J. 1978. Theory of N-factors. In *Third International Conference on Permafrost*, Edmonton, Canada. PP 40-47.

Throop, J., Lewkowitz, A., Smith, S. 2012. Climate and ground temperature relation at sites across the continuous and discontinuous permafrost zones, northern Canada. *Canadian Journal Earth Sciences*, 49: 865-876.

## Propriedades térmicas de testemunhos obtidos em dois furos realizados em Cierva Cove e na Ilha Amsler (Antártida Marítima)

André OLIVEIRA DA FONSECA <sup>(1)</sup>, António CORREIA <sup>(2)</sup>, Gonçalo VIEIRA <sup>(3)</sup>, James BOCKHEIM <sup>(4)</sup>, Alexandre NIEUWENDAM <sup>(3)</sup> e Kelly WILHELM <sup>(4)</sup>

(1) Departamento de Geociências, Universidade de Évora, Évora, Portugal, andreoliveiradafonseca@gmail.com

(2) Departamento de Física e ICT, Universidade de Évora, Évora, Portugal

(3) Centro de Estudos Geográficos, IGOT, Universidade de Lisboa, Portugal

(4) University of Wisconsin-Madison, USA

**Palavras chave:** Condutividade térmica, Difusividade térmica, Capacidade térmica volumétrica, Península Antártica

No âmbito de um projeto da National Science Foundation dos Estados Unidos da América intitulado “Impact of Recent Climate Warming on Active-Layer Dynamics, Permafrost, and Soil Properties on the Western Antarctic Peninsula” e do projeto Permantar-2 intitulado “Permafrost and Climate Change in the Maritime Antarctic” da Fundação para a Ciência e a Tecnologia foram realizadas duas sondagens mecânicas com recolha de testemunhos. A primeira, denominada de Amsler, com 15 m de profundidade, foi realizada na Ilha Amsler (Arquipélago de Palmer) próximo da base Antártica Americana Palmer; a segunda, denominada de Cierva, com 16 m de profundidade, foi realizada em Cierva Cove perto da base Antártica Argentina Primavera, na Península Antártica.

Os furos foram realizados com o objetivo de estudar os fenómenos de transferência de energia à superfície do solo e a evolução temporal do permafrost naquela região. Para realizar esse estudo é necessário conhecer a condutividade térmica, a difusividade térmica e capacidade térmica volumétrica das formações rochosas atravessadas pelos furos.

A preparação, corte e polimento dos testemunhos dos dois furos foram realizados no laboratório do Departamento de Geociências da Universidade de Évora. Os testemunhos foram cortados em cilindros sendo as suas bases e os topos polidos com carboneto de silício de granulometria 240 e 400. A determinação da condutividade térmica, da difusividade térmica e da capacidade térmica volumétrica foi realizada no laboratório do Departamento de Física da Universidade de Évora, utilizando um equipamento ISOMET 2104, o qual utiliza um método transiente de aquecimento e arrefecimento das amostras.

Na Tabela 1 é apresentado um resumo com a gama de variação das determinações realizadas para os dois furos. Os erros incluídos nas determinações são desvios padrão já que para cada amostra foram realizadas três determinações laboratoriais. As determinações da condutividade térmica, da difusividade térmica e da capacidade térmica volumétrica foram feitas à temperatura ambiente.

Tabela 1 – Variação da condutividade térmica, da difusividade térmica e da capacidade térmica volumétrica das formações rochosas atravessadas pelos furos Amsler e Cierva.

FURO	Condutividade térmica (W/mK)	Capacidade térmica volumétrica (J/kg.K)	Difusividade térmica (m <sup>2</sup> /s)
AMSLER	24 ± 0,13 - 3,00 ± 0,05	24 ± 0,13 - 3,00 ± 0,05	24 ± 0,13 - 3,00 ± 0,05
CIERVA	24 ± 0,13 - 3,00 ± 0,05	24 ± 0,13 - 3,00 ± 0,05	24 ± 0,13 - 3,00 ± 0,05

Como complemento ao estudo das propriedades térmicas das formações geológicas atravessadas pelos furos Amsler e Cierva, estão ainda em fase de determinação laboratorial a porosidade e a massa volúmica de testemunhos dos dois furos com vista e estimar a variação de cada uma daquelas propriedades quando os poros estão preenchidos com água ou com gelo.

Os trabalhos foram realizados no quadro do projeto PERMANTAR-3 – Permafrost and Climate change in the Antarctic Peninsula (PTDC/AAC-GLO/3908/2012).

## Improvements on PERMARDUINO prototype device for active layer and permafrost thermal monitoring, and automatic digital camera development.

Miguel Ángel DE PABLO <sup>(1)</sup>, C. DE PABLO <sup>(2)</sup> y Miguel RAMOS <sup>(3)</sup>

(1) Department of Geology, Geography and Environment, Universidad de Alcalá, Madrid, Spain, [miguelangel.depablo@uah.es](mailto:miguelangel.depablo@uah.es)

(2) Technician in electronics, Madrid, España

(3) Department of Applied Physics and Mathematics, Universidad de Alcalá, Madrid, Spain

**Palabras clave:** Permafrost, Active layer, Electronics, Monitoring, Open-Hardware.

Thermal monitoring of Active Layer and Permafrost is one of the most common tasks on permafrost research at different environments and constitute the topic of different international networks: Thermal State of Permafrost (TSP) and Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM). Therefore the increase on the number of the monitoring stations would help us to our understanding of the permafrost evolution and the role of climate in this criospheric system. However, the high costs of both commercial electronic devices (data loggers and sensors) and stations maintenance (travel and logistic expenses) reduce the number of those stations what could be installed, maintained and exploited by each research group.

To avoid this problem, in 2013 we started the development of a low-cost electronic device based on the use of open-hardware electronics (Arduino) and raw sensors: a data logger and sensor probes, what we named as PERMARDUINO (de Pablo et al., 2014). The first prototype was installed in Hurd Peninsula at Livingston Island, Antarctica in early February 2014. It was working for few months until a power failure due to the snow cover of the solar cell. However, device operated as expected with air, snow, surface and ground temperature data acquisition. In February 2015, a new version (PERMARDUINO Sensors) was installed in Byers peninsula (Livingston Island), including air, snow, bottom snow, surface and ground temperature probes, and also including some improvements on the electronics, such as a new real time clock to reduce device power consume.

Moreover, a new device consisting on a digital automatic camera (640x480 pixels in resolution) was also developed in order to take pictures of a CALM-S site grid, storing them into a SD memory card. This device (PERMARDUINO Camera) is also based on the use of open-hardware (Arduino). The first prototype was also installed in Byers Peninsula (Livingston Island) in February 2015.

Meanwhile we wait for obtain the first data from these new prototypes during the next Antarctic campaign, we are developing a new version of PERMARDUINO Sensors device with small modifications on electronics and temperature probes design in order to made them more easy to install and replace in the field, reducing the interaction required with the operator. In this way, we expect to ensure the data acquirement and allow short, easy and simple maintenance tasks, data recovery and temperature probes replacement. Improvements and updates on the firmware has been made in order to made more easy the errors control and the data acquirement by the device, what results in a more simple data file stored in the memory card.

To complete the design of this device and allow its public spreading in a near future, only standardization of temperature probes design and electronics professional design are required.

In the future, we will extend the sensors installed to this device by adding a camera to take pictures, a water level sensor to monitor the water table, and a sensor to monitor ground heave. Radio communications and monitoring networks are also in our develop horizon.

de Pablo, M.A., de Pablo, C., Ramos, M. 2014. A prototype of an open hardware-based device for active layer and frozen ground monitoring: PERMARDUINO. *Book of Abstracts of EUCOP4 – 4th European Conference on Permafrost. 18-21 June 2014 - Évora, Portugal. 444.*



# The Role of NOM on Trace Elements Biogeochemistry in Permafrost Thaw Lakes

João CANÁRIO (1), Gonçalo Vieira (2), Warwick VINCENT (3), Leandro CASTANHEIRA (1) Maria da C. OLIVEIRA (1) José ASCENSO (1) Teresa NUNES (1) Margarida C. SANTOS (1) Teresa DUARTE (1) Maria F. ARAÚJO (1) y Susana GOMES (4)

(1) Centro de Química Estrutural, Instituto Superior Técnico, Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal

(2) IGOT, Lisboa, Portugal, vieira@campus.ul.pt

(3) Center for Northern Studies, University Laval, Quebec, Canada

**Palabras clave:** palabra clave1, palabra clave2, palabra clave3, palabra clave4, palabra clave5. (máximo 1 línea)

Rising temperatures are beginning to rapidly thaw the Arctic permafrost, and this may be a driving factor for the release of trace elements, organic carbon and greenhouse gases into water and air. These inputs could have serious consequences for aquatic biota and may further accelerate global warming in the North.

Several studies have evaluated the concentrations of carbon compounds and trace elements in thaw lakes, and have examined some of the biogeochemical processes responsible for the partitioning, speciation and fate of certain elements on these lakes. However the chemical structure of the organic matter and its role in biogeochemical processes in thaw lakes remains unknown.

In order to contribute to the understanding of the role and structure of organic matter in biogeochemical processes in thaw lakes, a field campaign was undertaken in the Canadian subarctic region of Kuujjuarapik-Whapmagoostui (QC) in June-July 2014 as a part of the Canadian ADAPT and the Portuguese PERMACHEM projects. Four thaw lakes were sampled. Water samples were collected at different depths and analysed for labile and total dissolved metals. Duplicates were sampled for  $^1\text{H}$  and  $^{13}\text{C}$  NMR (1D and 2D) as well as for mass spectrometry (HPLC-MS-MS and HPLC-TOF). Water samples were also collected for dissolved sulphur speciation. Lake sediments and nearby soils were also sampled and analysed using the equivalent techniques for solids and also by X-ray diffraction both in powder and single crystal analysis. Finally, subsamples of soil and sediment were  $^{14}\text{C}$ -dated.

NMR and MS results showed that organic composition of the lakes seem to be organic matter-content (OM) dependent. In high OM lakes the major compounds are mainly humic with the presence of aromatics, while in less OM lakes the composition is mainly fulvic acids with the absence of aromatics compounds.

Results also showed that in thaw lakes the concentrations of some trace elements varied with depth, in general increasing towards the bottom. The proportion of labile elements also varied, and was more related with the anoxia of the water, assessed with a Hydrolab profiler and also by their HS- content. In soils and sediments the sulphur composition also varied from lake to lake. In high carbon content lakes more than 50% of the total sulphur was in organic form, while in the reference rock basin lakes the contrary was observed. Interestingly the high trace element content was also proportionally higher in high organic sulphur anoxic lakes, suggesting precipitation of those elements from the water column.

These previous results suggest that the chemistry of lakes influence the trace element partitioning, and speciation and that the OM content is also a key-factor on their organic chemistry composition.

# Cartografia das áreas livres de gelo da península Byers (ilha Livingston, Antártida) através de imagens WorldView-2: metodologia e resultados exploratórios.

Marcelo FERNANDES <sup>(1)</sup>, Pedro FRANÇA <sup>(1)</sup>, Marc OLIVA <sup>(2)</sup> y Gonçalo VIEIRA <sup>(2)</sup>

(1) Estudantes no IGOT, Universidade de Lisboa, Portugal, (marcelo.fernandes@live.com)

(2) Centro de Estudos Geográficos – IGOT, Universidade de Lisboa, Portugal

**Palavras-chave:** superfície do solo, vegetação, WorldView2, península Byers.

O continente antártico contém 99,7% da sua superfície coberta por gelo. No caso específico das ilhas Shetland do Sul, durante o verão austral cerca de 10% da superfície encontra-se livre de gelo glaciário e de neve (Bockheim,1995). A península Byers constitui a maior extensão livre de gelo das ilhas Shetlands do Sul e o interesse do seu estudo é elevado. Situa-se numa das áreas do planeta mais afetadas pelas mudanças globais (Steig *et al* 2009) e contém muito elevada biodiversidade no contexto antártico (Toro *et al*, 2007).

Este trabalho apresenta os primeiros resultados da classificação das unidades livres de gelo da península Byers a partir de imagens de satélite WorldView2 de alta resolução. Vários autores têm demonstrado o potencial de imagens com características semelhantes para a identificação das comunidades vegetais e tipos de superfície (por ex.: Vieira *et al*, 2014).

A imagem utilizada foi registada a 2 de Janeiro de 2011 e possui 5 bandas espectrais (RGB, NIR e PAN) e uma resolução espacial de 2 m nas bandas multiespectrais e 0,5 m na banda pancromática. A imagem foi analisada através uma classificação supervisionada apoiada em observações realizadas no terreno. O algoritmo da máxima verosimilhança foi o que apresentou maior exatidão global (82%), tendo-se identificado dez tipos de superfície. De acordo com a resposta das assinaturas espectrais, uma classificação preliminar permite identificar dois grandes grupos: as áreas cobertas de neve e as áreas livres de gelo, tendo nestas últimas sido identificadas três classes de vegetação (líquenes, musgos e algas) e seis tipos de superfície nua.

No poster apresentaremos a metodologia referente à classificação, discutiremos os resultados obtidos com diferentes classificadores e apresentaremos uma primeira interpretação acerca dos tipos de solo, usando para isso informações recolhidas no terreno, bem como os mapas geológico (Alfaro, 2010 simplificado de López-Martínez *et al*, 1995) e geomorfológico (López-Martínez *et al*, 1995). Este poster apresenta os primeiros resultados de um trabalho exploratório elaborado no quadro da disciplina de Deteção Remota e SIG do IGOT-ULisboa.

Alfaro P, López-Martínez J, Maestro A, Galindo-Zaldívar J, Durán-Valsero J J, Cuchí J A (2010) Recent tectonic and morphostructural evolution of Byers Peninsula (Antarctica): insight into the development of the South Shetland Islands and Bransfield Basin. *Journal of Iberian Geology* 36, 21-38

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*, vol. 6, pp. 27-45.

López-Martínez J, Martínez de Pisón E, Serrano E, Arche A, and others (1995): Geomorphological Map Byers Peninsula, Livingston Island. BAS Geomap Series, sheet 5-A, 1:25000, with supplementary text. Cambridge, *British Antarctic Survey*. UK.

López-Martínez J, Hathway B, Lomas S, Martínez de Pisón E, Arche A (1996a): Structural geomorphology and geological setting. In: J. López-Martínez, M.R.A. Thomson, J.W. Thomson (eds.), Supplementary text of the Geomorphological map of Byers Peninsula, Livingston Island. BAS Geomap Series, 5-A. Cambridge, UK: 9-14.

Steig E J, Schneider D P, Ruthford S D, Mann M E, Comiso J C, Shindell D T (2009) Warming of the Antarctic ice sheet surface since the 1957 *International Geophysical Year*. *Nature*, 457, 459;

Toro M, Camacho A, Rochera C, Rico E, Bañón M, Fernández Valiente E, Marco E, Justel A, Avendaño M C, Ariosa Y, Vicent W F, Quesada A (2007). Limnological characteristics of the freshwater ecosystems of Byers Peninsula, Livingston Island, in *Maritime Antarctica*. *Polar Biology*, 30, 635–649;

Vieira G, Mora C, Pina P, Schaefer C E R, (2014) A proxy for snow cover and winter ground surface cooling: Mapping *Usnea* sp. communities using high resolution remote sensing imagery (Maritime Antarctica) *Geomorphology* 225 69–75;

### 3d Antartida - Mapping And Monitoring The Ice-Free Areas Of The Antarctic Peninsula Region: From Crowdfunding To Data Acquisition

Gonçalo VIEIRA<sup>(1)</sup>, Pedro PINA<sup>(2)</sup>, João CANÁRIO<sup>(3)</sup>, Lourenço BANDEIRA<sup>(2)</sup>, Carla MORA<sup>(1)</sup>, João BRANCO<sup>(1)</sup>, Mário NEVES<sup>(1)</sup>, Marc OLIVA<sup>(1)</sup>, Gonçalo PRATES<sup>(1,4)</sup>, Inês FONSECA<sup>(1)</sup>, Julio MARTIN<sup>(5)</sup>, Alexandre NIEUWENDAM<sup>(1)</sup>, Alice Ferreira<sup>(1)</sup>, A. David<sup>(1)</sup>

(1) CEG/IGOT – Universidade de Lisboa, Portugal.

(2) CERENA/IST – Universidade de Lisboa, Portugal

(3) CQE/IST – Universidade de Lisboa, Portugal

(4) Universidade do Algarve, Portugal

(5) Universidad de Vigo, Spain.

**Key words:** UAV, crowdfunding, permafrost, Antarctic.

The Polar Research Group of the University of Lisbon has been studying the ice-free areas of the Antarctic Peninsula region for several years and conducting both field data collection with multiple techniques and also remote sensing imagery analysis. The recent technological developments of Unmanned Aerial Vehicles, allowing for fully automatic aerial surveying (photography and terrain modelling) and operation in moderate wind conditions allow for very significant advances in mapping and monitoring the fast changing ice-free areas of the Antarctic Peninsula.

3D Antartida is a crowdfunding project that aimed at the acquisition of an UAV in order to use it in the various research projects that our group is conducting in the Antarctic and the Arctic, as well as in the Portuguese mountains (Permantar-3, HiSurf-2, Contantarc-3, Holoantar). The aim was to obtain 20,000 euro for buying the UAV, while offering the funders a number of small prizes depending on the contribution, as well as a close link with the research group. The call for crowdfunding was initiated in December 2013 for a period of 40 days and we have been able to gather 21,800 euro supported by c. 300 people, including two main sponsors (Agencia Ciencia Viva and IGOT). The UAV was bought in early February and immediately integrated in the Antarctic campaign at Barton Peninsula (King George Island), with field testing and surveying taking place in late February and early March. The project also involves an educational component, including a blog with daily inputs from Antarctica, field trials in Portugal and visits to science centers.

The poster presents the overall organization of the project, the structure of the crowdfunding and also the preliminary results from the field surveys in Antarctica. It aims essentially at showing the SCAR community how such a crowdfunding initiative was implemented allowing for a boost in technology to be used in remote sensing field surveys by our group.

# Cartografía geomorfológica de detalle y morfodinámica periglacial en cuencas lacustres de la Península Byers (Isla Livingston, Antártida Marítima)

Jesús RUIZ-FERNÁNDEZ <sup>(1)</sup> y Marc OLIVA <sup>(2)</sup>

(1) Dpto. de Geografía, Universidad de Oviedo, c/ Teniente Alfonso Martínez, s/n, 33003, Oviedo, España, [ruijjesus@uniovi.es](mailto:ruijjesus@uniovi.es)

(2) Centro de Estudos Geográficos - IGOT, Universidade de Lisboa, Alameda da Universidade, 1600-214, Lisboa, Portugal.

**Palabras clave:** Permafrost, suelos ordenados, deglaciación, cuencas lacustres, Islas Shetland del Sur, Antártida.

La presente comunicación se enmarca dentro de las actividades del proyecto de investigación HOLOANTAR y tiene como objetivo presentar la cartografía geomorfológica de detalle de las cuencas de los lagos Escondido, Cerro Negro y Domo. Todos estos lagos se distribuyen en la Península Byers, apéndice occidental de la Isla Livingston que constituye un área libre de hielo de unos 60 km<sup>2</sup>. Esta península está considerada como el área de mayor biodiversidad de la Antártida (Toro *et al.*, 2007).

Durante la campaña de campo de noviembre y diciembre de 2012 se han recogido las secuencias sedimentarias completas de los citados lagos. Las dataciones absolutas y la analítica de laboratorio en curso están permitiendo reconstruir la evolución ambiental y la variabilidad climática acontecida en la Península Byers desde su deglaciación de edad holocena. Sin embargo, para una mejor comprensión de los procesos sedimentarios en los lagos es necesario conocer con precisión las áreas fuente de sedimentos, así como los procesos geomorfológicos y las geoformas existentes en las cuencas de los citados lagos, en especial aquellos que tienen que ver con la existencia de suelos helados, procesos periglaciares, movimientos en masa, etc. En este sentido, la cartografía geomorfológica es una herramienta esencial para inventariar las formas y procesos presentes, de gran utilidad para interpretar la secuenciación ambiental pasada.

Los mapas geomorfológicos se han realizado mediante el uso de imágenes de satélite WorldView-2 de alta resolución junto al mapa topográfico existente de la Península Byers. El método de trabajo consistió en la elaboración de minutas cartográficas realizadas directamente en el campo en enero de 2014 (después de un año nivoso en las islas Shetland del Sur) sobre las imágenes satelitales, que fueron completadas mediante fotointerpretación. Posteriormente, con ArcGis 10 se confeccionó la base digital sobre la que dibujar la cartografía geomorfológica de las citadas cuencas lacustres, combinando las imágenes de satélite con la información topográfica. La base digital creada fue exportada sucesivamente hasta poder ser tratada con el programa de diseño gráfico CorelDraw 14, con el que se digitalizaron las diferentes formas del relieve y se diseñó gráficamente el mapa. El sistema de cartografía geomorfológica empleado es el RCP 77 del Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) francés (Joly, 1997).

La cartografía resultante constata el dominio de los procesos periglaciares en las cuencas lacustres (especialmente algunos como la crioturbación, responsable de la generalización de los suelos ordenados), con apenas presencia de glaciares en la cuenca actual en uno de los lagos (Domo).

Joly, F., 1997. Glossaire de géomorphologie. Base de données sémiologiques pour la cartographie. Armand Colin, Paris.

Toro, M., Camacho, A., Rochera, C., Rico, E., Banon, M., Fernandez-Valiente, E., Marco, E., Justel, A., Avendano, M.C., Ariosa, Y., Vincent, W.F., Quesada, A., 2007. Limnological characteristics of freshwater ecosystems of Byers. *Polar Biology*, 30 (5), 635-649.

# Descubrimiento y monitoreo del permafrost tropical en los volcanes Coropuna y Chachani (Andes del sur de Perú).

Jose ÚBEDA <sup>(1, 2, 4, 5)</sup>, Kenji YOSHIKAWA <sup>(3)</sup>, Walter PARI <sup>(1)</sup>, David PALACIOS <sup>(4)</sup>, Pablo MASÍAS <sup>(1)</sup>, Fredy APAZA <sup>(1)</sup>, Beto CCALLATA <sup>(1)</sup>, Rafael MIRANDA <sup>(1)</sup>, Ronald CONCHA <sup>(1)</sup>, Pool VASQUEZ <sup>(1)</sup>, Rolando CRUZ <sup>(2)</sup>

(1) Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Peru. (2) Autoridad Nacional del Agua, Peru. (3) Water and Environmental Research Center. University of Alaska Fairbanks, EEUU (4) Departamento de AGR y Geografía Física. Universidad Complutense de Madrid, España. (5) ONG Guías de Espeleología y Montaña, España.

**Palabras clave:** Coropuna, Chachani, Andes, Permafrost tropical, temperatura del suelo.

Una red de sensores de las temperaturas del aire y el suelo instalados en 2004-2014 (red CRYOPERU) ha permitido encontrar permafrost en los volcanes Coropuna (6377 m) y Chachani (6057 m). Sin embargo en el volcán Misti (5820 m) no hay permafrost, circunstancia que se ha atribuido al calor geotérmico (Andrés et al, 2011). El Misti y el Chachani están muy próximos entre sí, junto a la ciudad de Arequipa (sur de Perú). El Coropuna está 150 km hacia el oeste. En el Misti y el Coropuna han ocurrido varias erupciones volcánicas en los últimos 10 ka (Thouret et al, 2002; Úbeda et al, 2012). En el Chachani la actividad volcánica parece mucho más vieja, aunque no ha sido investigada todavía. El Coropuna está cubierto por un sistema glaciar de ~40 km<sup>2</sup> (23-11-2013) y alrededor del complejo volcánico hay morrenas que indican una superficie >500 km<sup>2</sup> hace >10 ka (Úbeda, 2011). En el Chachani la evidencia también sugiere gran extensión en el pasado, aunque en ese caso no se conservan glaciares hoy en día. En el Misti tampoco hay glaciares en la actualidad, ni se conservan evidencias de su presencia anterior, un hecho que también se ha relacionado con el calor geotérmico (Andrés et al, 2011). Además de otras áreas de estudio, la red de sensores CRYOPERU incluye 4 estaciones en el sector Coropuna-NE; 3 estaciones en Coropuna-SE; 3 estaciones en Chachani-SE y 3 estaciones en Misti-NW. Las estaciones están en diferentes altitudes, en un intervalo 4300-6000 m. Cada estación tiene un termómetro para medir la temperatura del aire (0.50 m de altura) y tres termómetros para medir la temperatura del suelo (0.15, 0.30 y 1.00 m de profundidad). Los sensores están sincronizados en tiempo GPS y registran la temperatura cada 30 minutos.

La temperatura del suelo proporcionó el primer indicio de la presencia de permafrost. En los sectores Chachani-SE (5350 m) y Coropuna-SE (5250 m de altitud), los registros nunca fueron >0°C. La presencia de permafrost fue confirmada mediante la realización de dos perforaciones de 4-5 m de profundidad, tanto en Chachani (2010) como en Coropuna (2012). Las perforaciones permitieron instalar nuevos sensores de temperatura a 0, 1, 2, 3 y 4 m de profundidad (en ambos lugares). La evidencia sugiere que la presencia de permafrost requiere tres condiciones: 1) Altitud >5200 m; 2) Orientación sur -menor insolación- y 3) Albedo elevado debido a la alteración hidrotermal de las rocas (menor radiación solar). En noviembre de 2014 se han realizado perfiles geoelectrónicos del permafrost en Coropuna y Chachani. La resistividad elevada cruzada con los demás datos disponibles refleja un espesor máximo del permafrost de 11 m en el Coropuna y 16 m en el Chachani. En el Coropuna la temperatura del permafrost está muy próxima al umbral de descongelación (0°C). Sin embargo en el Chachani el permafrost es algunas décimas de grado más frío. Por tanto, el permafrost encontrado en el Coropuna y el Chachani es muy sensible a las variaciones ambientales y debe ser un buen geoindicador del cambio climático. El mantenimiento de la red CRYOPERU y nuevos perfiles geofísicos servirán para mejorar la comprensión de las relaciones clima-permafrost tropical.

Andrés, N. et al. (2011). Ground thermal conditions at Chachani volcano, Southern Peru. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. 93 (3): 151–162.

Thouret et al. (2002). Late Pleistocene and Holocene tephrosatigraphy and chronology in southern Perú. *Sociedad Geológica del Perú*, 93: 45-61.

Úbeda, J. et al (2012). Glacial and volcanic evolution on Nevado Coropuna (Tropical Andes) based on cosmogenic <sup>36</sup>Cl surface exposure dating. EGU2012-3683-2.

Úbeda, J. (2011). El impacto del cambio climático en los glaciares del complejo volcánico Nevado Coropuna (Cordillera Occidental de los Andes Centrales). PhD Thesis. Universidad Complutense de Madrid. 594 pp. <http://eprints.ucm.es/12076/>  
*Investigación financiada por los proyectos CRYOCRISIS CGL2012-35858 y [www.cryoperu.pe](http://www.cryoperu.pe).*

## **SESIÓN 3: CRIOSFERAS PLANETARIAS: INVESTIGACIONES Y CARTOGRAFÍAS SOBRE EL PERMAFROST EN MARTE**



# New method to determine the heat flux into the Mars soil surface. Applied to crater Gale (Mars) from MSL-REMS measures

Miguel RAMOS<sup>(1,2)</sup>, Miguel Ángel DE PABLO<sup>(3)</sup>, Antonio MOLINA<sup>(3)</sup>, German MARTINEZ<sup>(4)</sup>, Eduardo SEBASTIAN<sup>(5)</sup>, Javier GOMEZ-ELVIRA<sup>(5)</sup> and REMS and MSL team.

(1) Departamento de Física y Matemáticas, Universidad de Alcalá, España. [miguel.ramos@uah.es](mailto:miguel.ramos@uah.es) (2) GEG/IGOT. Universidade de Lisboa, Portugal. (3) Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá, Madrid, España. (4) University of Michigan, Ann Arbor, MI, USA. (5) Centro de Astrobiología, Madrid, Spain.

**Palabras clave:** Active layer, Permafrost, Mars.

The Rover Environmental Monitoring Station (REMS) instrument onboard the Curiosity rover (Mars Science Laboratory mission of NASA) monitors a broad set of environmental parameters, among others the ground and air temperatures (by GTS and ATS sensors, respectively). Data is collected at 1 Hz during nominal REMS sessions lasting 5 minutes at the beginning of every hour.

In this contribution we present a physical model that is based on the fact that the surface daily temperature evolution in the place studied by Curiosity (crater Gale, Mars) is very stable in weekly periods. This hypothesis permits us to determine the ground zero amplitude thermal depth by the propagation of a daily mean periodic surface thermal wave into the soil (1-D, semi-infinite and linear transfer problem) taking in account the thermal inertia values derived from THEMIS (Hamilton et al., 2014) infrared data and for the study of the energy balance budget (Martinez et al., 2014).

With the mean daily values corresponding to the ground surface (GTS) and soil temperature at the zero amplitude depth we can develop a heat transfer quasi-steady state solution to calculate the heat flux into the soil surface along the track of the Curiosity rover, at places with different thermal inertia. We compare this new method to that based in the complete energy balance (Martinez et al., 2014) on the soil surface in the same Martian days with similar results.

HAMILTON, V. E., VASAVADA, A., SEBASTIÁN, E., ARMIENS, C., DE LA TORRE, M., RAMOS, M., RAFKIN, S. C. R., PALUCIS, M., CARRASCO, I. GÓMEZ-ELVIRA, J., CHRISTENSEN, P. R., YINGST, R. A., DE PABLO, M. A., MARTÍNEZ-FRÍAS, J. et al. (2014). "Observations and Preliminary Science Results from the First 100 Sols of MSL REMS Ground Temperature Sensor Measurements at Gale Crater". *Journal Geophysical Research: Planets*, 119(4): 745-770. Doi: 10.1002/2013JE004520.

Gómez-Elvira, J; Alves, J; Armiens, C; Castaner, L; Dominguez, M; Gómez, F; Genzer, M; Kahanpaa, H; Lepinette, A; Kowaski, L; Harri, A.M; Haberle, R; Jimenez, V; McEwan, I; Martinez-Frias, J; Martín-Torres, J; Martín, J; Mora, L; Moreno, J; Navarro, S; de Pablo, M.A; Peinado, V; Peña, A; Polkko, J; Ramos, M; Reno, N; Rodríguez-Manfredi, J.A; Ricard, J; Richardson, M; Romeral, J; Serrano, J; Sebastián, E; de la Torre Juárez, M; Torres, J; Torrero, F; Urqui, R; Velasco, T; Zorzano M.P. (2012). "REMS an Environmental Sensor Suite for Mars Science Laboratory Rover". *Space Science Reviews* September 2012, Volume 170, Issue 1-4, pp 583-640 *Space Sci Rev*. DOI: 10.1007/s11214-012-9921-1. ISSN: 0038-6308.

Martínez, G.M; Rennó, N; Fischer, E; Borlina, C. S; Hallet, B; De la Torre Juárez, M; Vasavada, A.R; Ramos, M; Hamilton, V; Gomez-Elvira, J; Haberle R.H and the REMS Team. (2014). "Surface Energy Budget and Thermal Inertia at Gale Crater: Calculations from Ground-Based Measurements". *Journal of Geophysical Research – Planets*. Source: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-PLANETS Volume: 119. Issue: 8 Pages: 1822-1838 Published: AUG 2014. DOI: 10.1002/2014JE004618.

Ramos, M., Vieira, G., Guilichinski, D., de Pablo, M.A., 2010. Nuevas estaciones de medida del régimen térmico del permafrost en el área de "Crater Lake. Isla Decepción (Antártida). Resultados preliminares". In: Blanco, J.J., Ramos, M., de Pablo, M.A. (Eds.), *Proceedings of II Iberian Conference of the International Permafrost Association Periglacial environments, permafrost and climate variability*. UAH, pp. 93–109. ISBN: 978-84-9138-885-5.

## **SESIÓN 2: PROCESOS PERIGLACIARES ACTUALES Y HERENCIAS CUATERNARIAS EN LA PENINSULA IBÉRICA**





## The periglaciation of the Iberian Peninsula

Marc OLIVA <sup>(1)</sup>; Enrique SERRANO <sup>(2)</sup>; Antonio GÓMEZ-ORTIZ <sup>(3)</sup>; María José GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI <sup>(4)</sup>; Alexandre NIEUWENDAM <sup>(1)</sup>; David PALACIOS <sup>(5)</sup>; Ramon PELLITERO <sup>(6)</sup>; Augusto PÉREZ-ALBERTI <sup>(7)</sup>; Jesús RUIZ-FERNÁNDEZ <sup>(8)</sup>; Marcos VALCÁRCEL <sup>(7)</sup> & Gonçalo VIEIRA <sup>(1)</sup>

(1) Instituto de Geografia e Ordenamento do Território – CEG, Universidade de Lisboa (oliva\_marc@yahoo.com)

(2) Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid

(3) Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfica Regional, Universidad de Barcelona

(4) Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco

(5) Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física, Universidad Complutense de Madrid

(6) Department of Geography & Environment, University of Aberdeen

(7) Departamento de Geografía, Universidad de Santiago de Compostela

(8) Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo

**Key words:** Iberian Peninsula, periglacial processes, Last Glaciation, deglaciation, Holocene.

Nowadays, active periglacial processes in the Iberian Peninsula are only restricted to the highest mountain environments. However, the spatial distribution of a wide range of periglacial deposits and landforms in low- and mid- altitude elevations of these massifs suggests the existence of past periods with enhanced periglacial activity. In this communication we examine the past periods with periglacial activity in the Iberian Peninsula, namely in the following mountain environments: Pyrenees, Cantabrian Range, Galician mountains, Portuguese ranges, Central Iberian Range, Iberian Range and Sierra Nevada, as well as in other lower elevation environments from the central Iberian Meseta.

Over the last decades significant advances have been made regarding the geochronology of past periglacial activity. Whilst periglacial research until the 80's and 90's was mostly focus on the study of the distribution of geomorphological features, description and relative dating of inactive landforms and deposits, this approach has been complemented during the last decades with the monitoring of present-day processes as well as in establishing the age of periglacial phenomena through different absolute datings techniques.

During the Last Glaciation the periglacial environment extended to elevations between 800 and 1000 m lower than today, even down to sea level in the NW corner of the Iberian Peninsula. A wide range of geomorphological landforms and sedimentary records is indicative of very active periglacial processes, in some cases related to permafrost conditions. Most of the inactive landforms and deposits in low- and mid- elevations in Iberia are related to these phase.

The gradual increase of temperatures after 19-20 ka led to the massive deglaciation of Iberian massifs. Periglacial processes prevailed in these formerly glaciated cirques, with very intense periglacial dynamics during colder periods (e.g. Late Glacial). During the Holocene periglacial processes have been only active in the highest mountain ranges, shifting in altitude according to the regime of temperature and moisture conditions. The Little Ice Age saw the reactivation of periglacial activity in lower elevations than today. Currently, periglacial processes are only active in elevations exceeding 2200-2400 m in the southern ranges and above 2000-2200 m in the northern massifs.

# Caracterización morfométrica de superficies criogénicas (*Breitböden*) en el NW de la Península Ibérica: Aproximación metodológica.

Jonathan F. HALL-RIAZA <sup>(1)</sup>, Marcos VALCÁRCEL <sup>(1)</sup> y Ramón BLANCO-CHAO <sup>(1)</sup>  
(1) Geografía, Universidad de Santiago de Compostela, Santiago, España, Jonathanfernando.hall@rai.usc.es

**Palabras clave:** *Breitböden*, *Breitbodengletscher*, Teleno, Cabrera, Xistral, Glaciarismo, Pleistoceno.

Un *Breitböden* es una forma de erosión, que se engloba dentro de la categoría de glaciares de pared o vertiente. Este tipo de formas se dan en condiciones continentales frío-áridas, tanto en alta montaña (Asia) como en media montaña (Europa). Cuentan con una marcada planta triangular cuyos flancos suelen encontrarse incididos por acanaladuras, generadas por el agua de ablación superficial. Estos glaciares fueron descritos por primera vez como forma heredada por HÖVERMAN (1974), en las montañas de Hartz (Baja Sajonia), asociándolas a una cúpula de hielo würmiense que cubriría la casi totalidad del macizo. En los años 90 LEHMKUHL (1991) describe estas formas en estado activo denominándolas *Breitbodengletscher*, en las cordilleras de Qilian Shan y Kunlun Shan (interior de China) en donde estas formas glaciares son fácilmente identificables ya que se suelen situar en crestas cubiertas de hielo de las que escapan lenguas glaciares cortas y anchas que descienden suavemente, con una orientación predominantemente Norte. Este tipo de forma glaciar, generalizada en ambas cordilleras, suele representar la transición entre lenguas de escape de altiplanicie y glaciares de montaña. Estas formas heredadas han sido descritas en el Noroeste de la Península Ibérica por VALCÁRCEL (2012), tanto en La Sierra do Xistral como en La Sierra de Cabrera, asociándolas a procesos glaciares y periglaciares pleistocenos.

El área de estudio comprende La Sierra do Xistral y el Complejo Cabrera-Teleno, ambos situados en el Noroeste de la Península Ibérica. La primera es un conjunto montañoso localizado en el norte de la provincia de Lugo y que forma parte del conjunto más amplio de las llamadas "Serras Septentrionais". Sus cimas más elevadas superan en poco los 1000 m de altitud (Cuadramón, 1062 m, Chao de lamoso, 1047 m, Xistral, 1036 m). Sin embargo, las líneas del paisaje no están dominadas por estas elevaciones, sino por la presencia de superficies aplanadas situadas entre los 850 y los 950 m de altitud que dan al relieve su aspecto suave. La segunda forma parte de los Montes de León, siendo su estribación más meridional con una dirección ONO-ESE, es la prolongación natural de los Montes Aquilianos y que constituyen el límite meridional de la Fosa del Bierzo. De este modo forman, tanto el Teleno como los Montes Aquilianos, la divisoria de aguas entre los afluentes del Duero y el Sil, oscilando las altitudes entre los 850 m y los 2.183 m del Pico Teleno.

A partir de la experiencia previa sobre otras formas de erosión glaciar VALCÁRCEL (2013) se digitalizaron las formas *Breitböden* utilizando criterios topográficos, de fotointerpretación y datos de campo. Posteriormente se extrajeron los parámetros morfométricos mediante el análisis 3D de Modelos Digitales de Elevaciones con distintas resoluciones. Los parámetros utilizados incluyen factores de altitud, pendiente, orientación y geometría a partir de los cuales se llevó a cabo un análisis estadístico con el objetivo de caracterizar los rangos definitorios de estas formas.

Höverman, J., 1974. Neue Befunde zur pleistozänen Harz-Vergletscherung. Veröffentlicht. *Abhandlungen der Braunschweigischen Wissenschaftlichen Gesellschaft Band*, 24, 31-52.

Lehmkuhl, J., 1991. *Breitböden als glaziale Erosionsformen – Ein Bericht über Vergletscherungstypen im Qilian Shan und im Kunlun Shan (VR China)*. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 27/28, 51-62.

Valcárcel, M., Carrera Gómez, P. & Blanco Chao, R. (2012): Una forma glaciar erosiva como indicadora de condiciones paleoambientales durante el Pleistoceno Reciente en el NW de la Península Ibérica. En: XII Reunión Nacional de Geomorfología. Santander. Publican ediciones. Universidad de Cantabria. pp. 661-664.

Valcárcel M., Otero-Otero M., Martínez-Cortizas A., Blanco-Chao R. (2013): Glacial and paraglacial dynamics inside glacial cirques. A 3D morphometric analysis. En: 8<sup>th</sup> International Conference (IAG) on Geomorphology, Paris, pp. 1005.

# Identificación e inventario de potenciales glaciares rocosos activos en los Pirineos mediante fotointerpretación en visores cartográficos 2D y 3D

Josep VENTURA ROCA <sup>(1)</sup>

(1) Telespazio Ibérica (Barcelona – Madrid), [jventura@telespazio.es](mailto:jventura@telespazio.es)

**Palabras clave:** glaciares rocosos activos, inventario de glaciares rocosos, Pirineos.

Se aborda en este estudio la ampliación del inventario de glaciares rocosos activos situados en la Cordillera Pirenaica. Se ha realizado el estudio partiendo en primer lugar de los inventarios previos (Serrano et al., 2011; Feuillet, 2010) y de la hipótesis de que se podrían encontrar también en otros macizos de la cordillera las condiciones morfoclimáticas favorables al desarrollo de glaciares rocosos actualmente activos (orientación con componente Norte, fondos de circo por encima de los 2.500 m. y cumbres con alturas superiores a los 2.800-2.900 m.). Presentamos en esta comunicación los resultados de la Fase-1 de inventario, mediante la identificación por fotointerpretación de estas geoformas consultando diversos visores cartográficos tanto en 2D como en 3D (ortofotos y cartografía topográfica). Los visores consultados han sido los siguientes: Google Earth (3D), <http://www.icc.cat/vissir3/> (Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya), <http://www2.ign.es/iberpix/visoriberpix/visorign.html> (IGN - España), <http://www.geoportail.gouv.fr/accueil> (IGN-France) y <http://sitar.aragon.es/visores.jsp> 2D y 3D (Gobierno de Aragón).

Con la intención de construir un geodatabase se han inventariado sistemáticamente todas aquellos glaciares rocosos que se sitúan en el contexto morfoclimático antes descrito y que presentan morfologías relacionadas con la actividad de dichos aparatos, en especial la identificación de frentes activos y de materiales de granulometría fina en los frentes, presencia de neveros, enlace directo de los taludes de derrubios con el sistema de arcos y surcos característicos de los glaciares rocosos, ausencia o mínima presencia de vegetación, presencia de derrubios afectados por flujo y coladas de bloques en estos taludes de derrubios, etc. También se han inventariado morrenas relacionadas con la Pequeña Edad del Hielo (PEH) que se muestran afectadas por flujo y que en algunos casos son el origen de verdaderos glaciares rocosos (origen glaciogénico). En la siguiente figura se muestran los resultados generales de este inventario.

ZONA	Total geoformas inventariadas	GR (actividad dudosa)	GR (actividad potencial)	GR activos (inventario previo)	GR activos (nuevos)	GR activos (nuevos) L/A >200m.
Pirineo Aragonés	85	59	26	7	19	10
Pirineo Catalán y Andorra	52	28	24	2	22	7
Pirineo Francés	82	50	32	8	24	10
Total:	219	137	82	17	65	27

En un primer análisis cuantitativo y territorial pasamos de 17 glaciares rocosos activos inventariados a la identificación de 65 nuevos glaciares rocosos que podemos considerar como “potencialmente activos”, a falta de su validación en campo (Fase-2) o por técnicas de teledetección D-InSAR (Fase-3) y que se ubican en los macizos montañosos anteriores y también en los siguientes nuevos macizos: Balaitús, Vignemale, Monte Perdido, Bachimala, Eriste, Perdiguero-Gourgs Blancs, Punta Alta-Colomèrs, Certascan, Bassiès, Pica d’ Estats, Monteixo-Medacorba, Estanyó (Andorra), Carlit, Puigmal-Carança y Canigó.

Serrano, E., González Trueba, J.J., and San José, J.J., 2011. Dinámica, evolución y estructura de los glaciares rocosos de los Pirineos. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37, 145-170.

Feuillet, T., 2010. Les formes périglaciaires dans les Pyrénées Centrales Françaises : Analyse Spatiale, Chronologique et valorisation. Thèse de Doctorat. Université de Nantes. Institut de Géographie et d’ Aménagement Régional (IGARUN).

Echelard, T. 2014. Contribution à l’ étude de la cinématique des glaciers rocheux dans les Alpes françaises par interférométrie radar différentielle (D-InSAR). Thèse de Doctorat. Université de Grenoble.

Schmid, M.O., Baral, P., Gruber, S., Shahi, S., Shrestha, T., Stumm, D., and Wester, P. 2014. Assessment of permafrost distribution maps in the Hindu Kush-Himalayan region using rock glaciers mapped in Google Earth. *The Cryosphere Discuss.*, 8, 5293-5319.

Bouvet, P., Charvet, R., and Riguidel, A. 2011. Les glaciers-rocheux dans les Hautes-Alpes : Inventaire, cartographie et risques associés. Office National des Forêts, Service de Restauration des Terrains en Montagne des Hautes-Alpes. Gap

# Origen, cronología y evolución de los glaciares rocosos fósiles de las cordilleras ibéricas (Pirineos, Sistema Central y Sierra Nevada).

Nuria ANDRÉS <sup>(1)</sup> David PALACIOS <sup>(1)</sup> Antonio GÓMEZ-ORTIZ <sup>(2)</sup>, José M. GARCÍA-RUIZ <sup>(3)</sup> Juan I. LÓPEZ-MORENO <sup>(3)</sup>, Ferran SALVADOR-FRANCH <sup>(3)</sup>, Marc OLIVA <sup>(4)</sup>,

- (1) Grupo de Investigación de Geografía Física de Alta Montaña, Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física, Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Geografía e Historia, Madrid. España [ndresp@ucm.es](mailto:ndresp@ucm.es).  
(2) Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional, Universidad de Barcelona. 08007 Barcelona, Spain.  
(3) Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Campus de Aula Dei, P.O. Box 13.034, 50080 Zaragoza, Spain.  
(4) Institute of Geography and Spatial Planning, University of Lisbon, Alameda da Universidade, 1600-214 Lisbon, Portugal

**Palabras clave:** Península Ibérica, Glaciares rocosos, Oldest Dryas, Deglaciación

El objetivo de este trabajo es destacar la homogeneidad de resultados en el estudio sobre la edad y evolución que tuvieron los glaciares rocosos fósiles, localizados en los circos y cabeceras de valles de varias cordilleras ibéricas (Sierra Nevada, Sistema Central y Pirineos), de acuerdo con dataciones recientes ya publicadas, o próximas a serlo, obtenidas mediante métodos cosmogénicos.

En Sierra Nevada, en el sector sureste de la Península Ibérica, la deglaciación fue definitiva justo al final del Oldest Dryas, entre 15 y 14,5 ka, según las fechas obtenidas en múltiples umbrales pulidos. La deglaciación fue acompañada con la masiva formación de glaciares rocosos, los cuales se apoyan sobre los umbrales pulidos antes citados y cuyos frentes ya quedan estabilizados cuando terminó el Oldest Dryas, hace 14,5 ka, aunque sus raíces permanecieron activas hasta el Holoceno.

En el Sistema Central, en el centro de la Península, no hay glaciares rocosos bien diferenciados, aunque existen dudas sobre el origen de algunas pocas acumulaciones de bloques con morfologías de flujo. En el Guadarrama, en la vertiente sureste del macizo de Peñalara, existe una de esas formaciones, que se aproxima a la morfología clásica de un glaciar rocoso, al menos en su sector frontal. Dataciones confirman también un origen en el Oldest Dryas de esta formación, cuyo frente ya había quedado estabilizado hace 15,7 ka.

La presencia de glaciares rocosos en el Pirineo Central y Oriental, al noreste de la Península, es bien conocida, y los resultados obtenidos sugieren un origen y una dinámica muy semejantes en ambos sectores. El final del Oldest Dryas en estas montañas supuso la retirada definitiva de los glaciares a las cabeceras de los valles, pero antes se formó una serie de glaciares rocosos en el interior de los circos, bajo las paredes geomorfológicamente más activas.

En los circos de Piniecho y Catieras, en el Alto Valle del río Gállego, los umbrales y morrenas de circo muestran un avance en el Oldest Dryas y la posterior retirada de los hielos. En ambos circos, junto con la desaparición de los glaciares se formaron glaciares rocosos, cuyos frentes ya estaban estabilizados en algunos casos hace 15 ka. Lo mismo ocurrió en la vertiente norte, en el glaciar rocoso del Midi de Ossau, formado al final del Oldest Dryas, aunque sus raíces permanecieron activas hasta el principio del Holoceno.

En la Cerdaña, en la cabecera del valle del Arànsér, sucedió la misma secuencia que la descrita para el Pirineo Central. Inmediatamente después del avance del Oldest Dryas, que dejó importantes complejos de morrenas, se formaron glaciares rocosos, cuyos frentes ya estaban inactivos hace 14,3 ka, pero cuyas raíces se mantuvieron activas hasta el principio del Holoceno. Exactamente lo mismo sucedió en el circo de Malniu, con glaciares rocosos formados al decaer el Oldest Dryas, con frentes ya estabilizados hace 14,7 ka. En el caso del circo de la Coma de l'Embut (valle de Nuria), el frente glaciar quedó inactivo hace 12,4 ka, pero sus raíces permanecieron activas hasta hace 9,0 ka.

En resumen, la coincidencia de resultados en las tres cordilleras permite llegar a una serie de conclusiones comunes en relación a sus glaciares rocosos fósiles. Después del avance glaciar coincidente con el Oldest Dryas, los hielos se retiraron definitivamente a las cabeceras de sus valles. En el caso de que esas cabeceras estuvieran afectadas por una actividad geomorfológica intensa, la deglaciación culminó con la formación de glaciares rocosos, que en su gran mayoría quedaron inactivos con el final del Oldest Dryas, aunque sus cuerpos de hielo permanecieron en los sectores más próximos a las paredes hasta ya entrado el Holoceno.

## SESIÓN DE POSTER 2



# Cartografia e distribuição dos glaciares rochosos no Val d’Aran (Pirenéus Centrais)

Marcelo FERNANDES <sup>(1)</sup>, Luís LÓPES <sup>(1)</sup> y Marc OLIVA <sup>(2)</sup>

(1) Estudantes no IGOT, Universidade de Lisboa, Portugal, (marcelo.fernandes@live.com)

(1) Centro de Estudos Geográficos – IGOT, Universidade de Lisboa, Portugal

**Palavras chave:** Pirenéus Centrais, Val d’Aran, geomorfologia, glaciares rochosos, topografia.

Este trabalho tem como principal objetivo a identificação e análise espacial dos glaciares rochosos no Val d’Aran, (Pirenéus Centrais) analisando a sua disposição em função da geomorfologia e topografia. Desta forma, pretende-se compreender quais os condicionadores geomorfológicos da distribuição dos glaciares rochosos.

A área de estudo centra-se na margem oriental do Val d’Aran, no setor superior da bacia do rio Garona. O Val d’Aran é o único vale dos Pirenéus Centrais alongado em direção oeste-este, o que condiciona um clima atlântico de alta montanha com precipitações que ultrapassam os 1.200-1.500 mm e temperaturas negativas durante o semestre frio. O vale principal tem uma clássica morfologia glaciária em forma de U, com vertentes colonizadas por vegetação. O andar periglaciário com processos activos situa-se hoje aproximadamente a 2.200-2.400 m e com morfologias periglaciárias herdadas a alturas inferiores.

A identificação dos glaciares rochosos foi determinada a partir de registos visuais, como morfologias alongadas em forma de língua ou cristas e sulcos indicativos de dinâmicas de fluxo. Os glaciares rochosos foram vetorizados em ambiente SIG a partir dos ortofotomapas de alta resolução (pixel 25 x 25 cm) do *Institut Cartogràfic e Geològic de Catalunya* (ICGC) e da base de dados da ESRI (pixel 60 x 60 cm). Posteriormente, utilizou-se o mapa topográfico a escala 1:5 000 (ICGC) para o cálculo de valores máximos, mínimos e médios de altimetrias, exposição e declives dos glaciares rochosos vetorizados.

Os 74 glaciares rochosos identificados na área de estudo encontram-se essencialmente nas vertentes do interior dos circos ou nos covões glaciários, nas áreas mais altas dos vales. As áreas variam entre os 0,3 e 5 ha e encontram-se entre os 1.800 e os 2.600 m de altitude. Expõem-se de uma forma mais ou dispersa, onde o quadrante E mostra-se com mais elementos (28%), de seguida com o quadrante SW (22%), NW (8%), e NE e S (5%). A exposição de N não contém qualquer elemento. Em termos de declives, cerca de 80% dos glaciares rochosos têm entre 16° e 31°, mais especificamente 47% mostra um declive médio entre 16° e 24°.

Esta primeira aproximação à geomorfologia periglaciária do Val d’Aran salienta a caracterização geomorfológica e topográfica dos glaciares rochosos, permitindo uma maior compreensão da geomorfológica atual e passada na área, e desta forma ajuda a entender a dinâmica paleoambiental post-glaciária nesta área dos Pirenéus Centrais.

# Estudio de la estructura interna de un glaciar rocoso relictos en la Sierra de Sentiles, San Isidro, mediante el análisis de fábrica (Cordillera Cantábrica; España).

Rosa Blanca GONZÁLEZ GUTIÉRREZ <sup>(1)</sup>, Javier SANTOS GONZÁLEZ <sup>(2)</sup>, Amelia GÓMEZ VILLAR <sup>(2)</sup> João A. SANTOS<sup>(3)</sup> y José María REDONDO VEGA <sup>(2)</sup>

(1) Departamento de Geografía y Geología, Universidad de León, León, España, jmredv@unileon.es

(2) Departamento de Geografía y Geología, Universidad de León, León, España

(3) Department of Geography, Bridgewater State University, Massachusetts, USA

**Palabras clave:** Glaciar rocoso relictos, Cordillera Cantábrica, estructura interna, análisis de fábrica

Uno de los aspectos más característicos de los glaciares rocosos en su fisonomía externa es la presencia de grandes bloques en disposición abierta organizados en surcos y crestas, cuyo origen se ha vinculado al lento desplazamiento por las laderas del hielo intersticial que contienen junto con la gran cantidad de derrubios empastados en él. No obstante, las pocas veces que su estructura interna es visible (casi siempre debido a la actividad humana), se pueden identificar rasgos sedimentológicos muy distintos de los observados en la superficie. La presencia de disposiciones cerradas, la abundancia de material fino areno-arcilloso en la composición, la menor cantidad y ubicaciones más dispersas de los grandes bloques pueden ser indicativas de pautas de transporte y deposición diferentes a las producidas en superficie.

Por ello, se han realizado varios análisis de fábrica de uno de los pocos glaciares rocosos de la Cordillera Cantábrica en el que aún es visible su estructura interna, se ha comparado con los datos obtenidos de su fábrica superficial así como de otros glaciares rocosos presentes en la Cordillera Cantábrica o conjuntos montañosos próximos. El objetivo principal del presente trabajo es caracterizar la estructura interna de este glaciar rocoso relictos e intentar establecer los diferentes mecanismos de deposición tanto superficial como internamente.

Gómez-Villar, A., González-Gutiérrez, R.B., Redondo-Vega, J.M<sup>a</sup>, y Santos-González, J. 2011. Distribución de glaciares rocosos relictos en la Cordillera Cantábrica. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37 (2), 49-80.

Redondo Vega, J.M<sup>a</sup>, Gómez Villar, A., y González Gutiérrez, R.B. 2004. Localización y caracterización de glaciares rocosos relictos de la Sierra de Gistredo (Montaña Cantábrica, León). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30, 35-60.

Redondo Vega, J.M<sup>a</sup>, Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B., y Santos González, J. 2010. Los glaciares rocosos de la Cordillera Cantábrica. Universidad de León, León, 171 p. ISBN: 978-84-9773-557-5

# Bloques aradores en dos enclaves del noroeste ibérico: características y localización

Javier SANTOS GONZÁLEZ <sup>(1)</sup>, Rosa Blanca GONZÁLEZ GUTIÉRREZ <sup>(2)</sup>, Amelia GÓMEZ VILLAR <sup>(2)</sup> y José María REDONDO VEGA <sup>(2)</sup>,

(1) Departamento de Geografía y Geología, Universidad de León, León, España, jmredv@unileon.es

(2) Departamento de Geografía y Geología, Universidad de León, León, España

**Palabras clave:** periglaciario, bloques aradores, Cordillera Cantábrica, Sierra de la Cabrera

Los bloques aradores constituyen una forma característica de los medios periglaciares y se originan cuando un bloque se desplaza lentamente en una ladera, provocando un surco detrás de él y una acumulación de materiales delante. A pesar de que existen algunas citas puntuales en la Península Ibérica, apenas se han realizado descripciones detalladas de los mismos en el norte de la península, exceptuando los trabajos de Carrera Gómez et al. (2005), y Carrera Gómez y Pérez Alberti (2006), en la Sierra de la Cabrera, de García de Celis et al. (2006), en los Picos de Urbión y de Santos González (2010) en el Alto Sil.

En este trabajo se comparan los bloques aradores de dos enclaves situados en la provincia de León: el Alto Sil y el macizo de Vizcodillo. En ambos emplazamientos se han llevado a cabo medidas de los bloques (longitud, anchura, espesor, litología, orientación), los surcos y los montones que han generado, y de su ubicación (altitud, orientación, pendiente). También se han realizado observaciones sobre posibles movimientos actuales y sub-actuales y el grado de recubrimiento vegetal.

Todo ello ha permitido analizar las principales características de estos bloques aradores, que se sitúan en laderas con orientación norte, a altitudes elevadas (1800-2100 m) y pendientes moderadas, más fuertes en el Alto Sil (30-40°) que en Vizcodillo (5-20°). Sus dimensiones son de al menos 50 cm, habiéndose observado bloques de más de 3 metros de eje mayor. Generalmente presentan el eje mayor orientado en el sentido de la pendiente. Los surcos suelen estar colonizados por la vegetación, aunque en algún caso se han observado movimientos recientes, producidos poco después de la fusión de la nieve a finales de primavera, que indican que pueden estar activos en años especialmente favorables.

Junto a los bloques aradores es frecuente observar lóbulos de geliflujión, indicando una probable correlación con estas formas. La presencia de un porcentaje mayor de materiales finos en la zona de Vizcodillo puede explicar que el movimiento se produzca en laderas con pendientes más suaves, al igual que ocurre en otras montañas de la Península Ibérica.

Carrera Gómez, P., Valcárcel Díaz, M. y Pérez Alberti, A., 2005. Ploughing blocks characteristics in the Faeda Cirque, northwestern Spain. En F. Gutiérrez et al. (Eds.), Sixth International Conference on Geomorphology, Abstracts volume, Zaragoza, pp. 20.

Carrera Gómez, P. y Pérez Alberti, A., 2006. Los bloques aradores de la vertiente septentrional del Cerro Fallaquinos. Montañas Galaico-Leonesas. Provincia de León. Rasgos morfométricos y mecanismos de movimiento. En: IX Reunión Nacional de Geomorfología, Santiago de Compostela, 13-15 septiembre de 2006, póster.

García de Celis, A., Arroyo Pérez, P. y Gandía Fernández, A., 2006. Los bloques aradores de "Laguna Helada" (Urbión): un ejemplo singular de soliflujión activa en la Cordillera Ibérica. *Polígonos*, 16, 119-132.

Santos González, 2010. Glaciarismo y periglaciario en el Alto Sil, provincia de León (Cordillera Cantábrica). DVD. Universidad de León. ISBN 987-84-9773-621-3. 689 pp.



# Distribución y catalogación de glaciares rocosos en los macizos de Puigmal-Bastiments-Costabona y Canigó (Pirineo oriental)

Jordi PÉREZ SÁNCHEZ <sup>(1)</sup>, Ferran SALVADOR FRANCH <sup>(1,2)</sup>, Montserrat SALVÀ CATARINEU <sup>(1,2)</sup> y Antonio GÓMEZ ORTIZ <sup>(1,2)</sup>

(1) Servei de Paisatge, Universitat de Barcelona, Barcelona, España

(2) Departament de Geografia Física i A.G.R., Universitat de Barcelona, Barcelona, España, fsalvador@ub.edu

**Palabras clave:** glaciares rocosos, circos glaciares, catálogo, morfometría, Pirineo Oriental

Como continuación de trabajos anteriores dedicados, en aquella ocasión, exclusivamente al macizo del Puigmal (Pérez Sánchez et al., 2014), se presentará, ahora, el estado actual del inventariado y caracterización morfométrica de los glaciares rocosos identificados en el conjunto de la unidad montañosa que constituye la robusta terminación oriental de la cadena pirenaica, formada por los macizos del Puigmal (2.910 m)-Bastiments (2.881 m)-Costabona (2.465 m) y su prolongación, aún más al este, del Canigó (2.784 m). Esta unidad orográfica, de dirección SW-NE, se encuentra bien delimitada por los altos valles del Segre (fosa tectónica de la Cerdanya) y del Tet (Conflent), al norte, y por las cabeceras del Freser-Ter (Ripollès) y el valle del Tec (Vallespir), al sur. En estos macizos de alta montaña mediterránea, la presencia de glaciares rocosos constituye un testimonio relevante de las condiciones morfoclimáticas frías a las que estuvieron sometidos y también de su situación como área límite para el desarrollo de estas morfologías.

Hasta la fecha, se han identificado poco más de un centenar de cuerpos de glaciares rocosos (114), indistintamente formados por unidades individualizadas o bien por unidades complejas formadas por coalescencia, para cada uno de los cuales se ha determinado, siguiendo las directrices ya utilizadas anteriormente (Guglielmin y Smiraglia, 1997): a) posicionamiento: posición topográfica y geomorfológica, orientación del valle y del flujo, cota máxima y mínima, desnivel, pendiente máxima y media; b) litología y morfología: litología subyacente y/o dominante, morfología de conjunto, rasgos morfológicos de superficie, granulometría predominante, recubrimiento vegetal, estado de conservación, cota máxima área circundante; y c) morfometría: longitud máxima en sentido del flujo, anchura, perímetro, superficie. El conjunto Puigmal-Bastiments-Costabona, de mayor extensión y altitud, aporta el 92% de los casos analizados, mientras que en el Canigó se localiza el 9% restante. Mayoritariamente se ubican en la fachada norte del conjunto montañoso (67%) y en menor medida, pero significativa, en la cara sur (33%).

La distribución precisa de la presencia de glaciares rocosos a lo largo del área de estudio, lejos de ser homogénea, presenta notables irregularidades, con acusada disimetría entre fachadas opuestas en algunos tramos, o con ausencias sorprendentes en algunos enclaves supuestamente favorables. Por este motivo, se ha considerado interesante analizar conjuntamente el binomio presencia/ausencia de glaciares rocosos en base a la identificación y morfometría de todas las cuencas-cabeceras que por su altitud y/o morfotopografía pudieron ser susceptibles de albergarlos. Para ello, se han catalogado un total de 210 cabeceras, situadas por encima de 2.200 m, bien individualizadas y con marcada morfología cóncava (40% en cara N, 60% en cara S). En el 70% de dichas cabeceras, se desarrollaron circos glaciares, pero solo el 46% de estas últimas albergan glaciares rocosos. No se da ningún caso de glaciar rocoso desarrollado fuera del ámbito antes glaciado (circo, vertiente o fondo de valle glaciar). Hay, por tanto, un 30% de altas cabeceras que no fueron glaciadas (fluviotorrenciales y circos-nichos nivales) y un 56% de las que si lo fueron que no desarrollaron glaciares rocosos.

El análisis de las características morfotopográficas de las altas cabeceras no glaciadas o con ausencia de glaciar rocoso, muestra que la orientación desfavorable, exposición al barrido eólico, escasa cuenca de alimentación o elevada pendiente (pérdida rápida de altitud) puede explicar la mayoría de las primeras, aunque no resulta tan evidente para interpretar la ausencia de las segundas, que requerirá una exposición de causas más detallada e individualizada.

Guglielmin, M. & Smiraglia, C. (eds.) (1997). *Rock glacier inventory of the Italian Alps*. Comitato Glaciologico Italiano.

Pérez Sánchez, J. et al. (2014). Catalogación de los glaciares rocosos del macizo del Puigmal (Pirineo Oriental). En: Gómez Ortiz et al. (Eds.). *Avances, métodos y técnicas en el estudio del periglaciarismo*. Public. Edic. Universitat de Barcelona, pp. 175-187.

# Régimen térmico del suelo en un transecto altitudinal de alta montaña mediterránea con topografía contrastada (macizo del Puigpedrós, Pirineo oriental)

Ferrán SALVADOR FRANCH <sup>(1,2)</sup>, Montserrat SALVÀ CATARINEU <sup>(1,2)</sup>, Marc OLIVA <sup>(2,3)</sup> y Antonio GÓMEZ ORTIZ <sup>(1,2)</sup>

(1) Departament de Geografia Física i A.G.R., Universitat de Barcelona, Barcelona, España, fsalvador@ub.edu

(2) Servei de Paisatge, Universitat de Barcelona, Barcelona, España

(3) Centro de Estudos Geográficos-IGOT, Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal

**Palabras clave:** ciclos de helada, manto nival, Pirineo oriental, sensores térmicos, suelo helado, temperatura del suelo.

Durante el Último Periodo Glacial Pleistoceno la acción glacial afectó la mayoría de cabeceras y fondos de valle del Pirineo oriental por encima de 2.100-2.200 m snm. Durante este período y, sobre todo, posteriormente (Tardiglaciario, PEH) los procesos periglaciares afectaron intensamente la montaña pirenaica, generando glaciares rocosos, figuras geométricas y vertientes de derrubios. En la actualidad, un periglaciario atenuado de carácter estacional sigue afectando los niveles más superficiales del suelo con engelamiento temporal y procesos de crioclástia, geliturbación, geliflujión y nivales activos. Con objeto de conocer la intensidad y profundidad actual de estos procesos se ha establecido un transecto altitudinal de observación de la temperatura del suelo, desde las altas planicies de cumbres (2.700 m) hasta el fondo de valle (1.100 m), a lo largo de la vertiente meridional del macizo del Puigpedrós (2.914 m), en la fosa tectónica de La Cerdanya, cuenca del río Segre.

Se analizan los datos de temperatura del aire y del suelo, obtenidos en 5 puntos de observación: Calmquerdós, 2.730 m (altiplanicie somital); Malniu, 2.230 m (vertiente boscosa); La Feixa, 2.160 m (rellano subsomital); Meranges, 1.605 m (vertiente de valle tributario) y Das, 1.097 m (amplio fondo de valle principal), y a tres profundidades del suelo: -5, -20 y -50 cm. Para ello, y a lo largo del periodo de observación (1995-96 y 2003 a 2013), se han utilizado sensores de alimentación autónoma (*dataloggers*) tipo TinyTalk (Gemini), UTL (Geotest) y Hobo (Onset), actualmente con una frecuencia de toma de datos de 1 h. La temperatura del aire, como serie de referencia, procede de 2 estaciones meteorológicas automáticas del *Servei Meteorològic de Catalunya* (SMC) en Malniu y Das, y de sensores propios en La Feixa y Meranges. Las primeras observaciones de temperatura del suelo se iniciaron en La Feixa (estación geomorfológica experimental) en 1995-96, y se ampliaron paulatinamente, a partir de 2003, al resto de puntos de observación, disponiendo ahora de series de entre 4 y 10 años de duración.

Los resultados obtenidos muestran que la temperatura del suelo durante la estación fría y los procesos periglaciares asociados en la superficie del suelo, dependen directamente de la presencia/ausencia de manto nival, que disminuye-impide o permite, respectivamente, la acción de la helada y los ciclos de hielo-deshielo en el suelo. A su vez, la presencia del manto nival está fuertemente condicionada por la morfotopografía y la orientación-exposición al viento dominante que provoca una notable redistribución de la nieve caída, con barrido o sobrealimentación nival según la posición. La combinación de estos factores supone una distribución, duración e intensidad del suelo helado y del desarrollo de los procesos periglaciares no acordes con la distribución altitudinal de la temperatura del aire. El aire a 2000-2200 m registra, en promedio, más de 100 ciclos/año de hielo-deshielo, que en el suelo de La Feixa, con escasa permanencia de nieve, se reducen a unos 50 ciclos/año a -5 cm y <5 ciclos/año a -50 cm. En Malniu, a mayor altura y con mayor espesor y duración de nieve, solo se registran una decena de ciclos/año a -5 cm y prácticamente ninguno a -50 cm. Los años de mayor innivación (p.ej. 2003-2004) en Malniu no hubo engelamiento del suelo. En promedio, el suelo permanece helado hasta -20 cm durante 4 meses en la cota 2000-2200 m, mientras que a 2700 m alcanza los -50 cm durante 5-6 meses.

# **Análise espacial da localização dos glaciares rochosos em Val de Boí (Pirenéus Centrais)**

Luis LOPES <sup>(1)</sup>, Marcelo FERNANDES <sup>(1)</sup> e Marc OLIVA <sup>(1)</sup>

(1) Instituto de Geografia e Ordenamento do Território – CEG, Universidade de Lisboa  
(l.lobes@campus.ul.pt)

**Key words:** Pirenéus Centrais, glaciares rochosos, cartografia, topografia, morfometria.

O presente estudo tem como principal objectivo cartografar os glaciares rochosos existentes no Val de Boi (Pirenéus Centrais) com a finalidade de entender a sua distribuição espacial face aos diversos parâmetros topográficos, morfométricos e geomorfológicos.

A área de estudo inclui uma área de 243,62 km<sup>2</sup> nos limites do Parque Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici com picos que ultrapassam os 3.000 m. O Parque está constituído principalmente por granitos e ardósias e foi afectado durante o Quaternário pela acção glaciária e periglaciária. As condições climáticas atuais na área de estudo são características da alta montanha pirenaica, com certa influência atlântica nas partes ocidentais mais elevadas. As precipitações anuais excedem os 1.000 mm, com umas temperaturas mensais negativas de Novembro a Abril por cima dos 2.000 m.

A identificação de glaciares rochosos amplia e complementa o trabalho sobre cartografia geomorfológica dos Pirenéus Centrais existente para o Val de Boí (Serrat et al., 1994). Os glaciares rochosos foram cartografados através de análise visual de imagens de alta resolução (pixel 25 cm) disponibilizadas pelo Institut Cartogràfic i Geologic de Catalunya (ICGC). A sua identificação foi executada de acordo com as características-tipo destas formas, nomeadamente, textura à superfície indicadora de fluxos como cristas e sulcos, aclave frontal/língua, corpo inchado ou achatado, etc. A sua caracterização topográfica e morfometria foi posteriormente obtida através da cartografia topográfica (1:5 000) (ICGC), permitindo obter informação de altitude de cada elemento (mínimo, máximo e médio), comprimento, perímetro, superfície, exposição e declive.

Identificaram-se 77 glaciares rochosos que permitem concretizar a sua localização geomorfológica e características morfométricas na área de Val de Boi. O limite inferior dos glaciares rochosos situa-se a cerca de 2.000 m de altitude, com alturas médias variáveis entre 2.100 e 2.800 m. O comprimento dos glaciares rochosos é consideravelmente variável, com valores de 17 a 413 m. A área calculada por elemento apresenta realidades distintas, com valor máximo de 50 ha apesar de no entanto 59% não ultrapassar 10 ha. Vertentes orientadas a Norte são as mais favoráveis à sua ocorrência: 56% dos glaciares rochosos identificados apresentam uma orientação N, NE e NW, nomeadamente localizados no interior dos circos glaciários.

Este estudo preliminar será completado com uma análise morfoestratigráfica das diferentes gerações de glaciares rochosos identificados na área de estudo em relação com o seu contexto geomorfológico. Posteriormente, o marco cronológico será determinado através de datações absolutas, o que permitirá inferir as condições ambientais e climáticas existentes durante a sua formação.

Serrat, D., Bordonau, J., Bru, J., Furdada, G., Gómez, A., Martí, J., Martí, M., Salvador, F., Ventura, J. y Vilaplana, J.M. (1994). Síntesis cartográfica del glaciario surpirenaico oriental. En: Martí Bono, C. y García Ruiz, J.M. (eds.): El Glaciario Surpirenaico: Nuevas Aportaciones. Geoforma Ediciones, Logroño, pp.9-15.

## ¿Qué, Dónde, Porqué? Régimen térmico, morfogénesis y pisos geocológicos en Fuentes Carrionas (Cordillera Cantábrica, España).

Ramón PELLITERO <sup>(1)</sup>, Enrique SERRANO <sup>(2)</sup> y Alfonso PISABARRO <sup>(3)</sup>

(1) School of Geosciences, University of Aberdeen, Aberdeen, United Kingdom, r.pellitero-ondicol@abdn.ac.uk.

(2) Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid, Valladolid, España.

(3) Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid, Valladolid, España.

**Palabras clave:** Régimen térmico, periglacialismo, procesos activos, Fuentes Carrionas, Cordillera Cantábrica.

El macizo de Fuentes Carrionas se sitúa en el límite entre Cantabria, León y Palencia. Emplazado unos 20 km. al SE de los Picos de Europa, comparte con éstos una altitud considerable, por encima de los 2500 metros en los picos, y una amplia superficie por encima de los 2000 metros. Dicha altitud permite la existencia de una gran variedad de formas glaciares y periglaciares, tanto heredadas como resultado de procesos actuales. La persistencia y movimiento del manto nival origina, así mismo, procesos y formas propios.

Este trabajo muestra la relación de formas, procesos y condiciones térmicas del suelo en un transecto altitudinal, adelantando las interrelaciones entre elementos y factores. La metodología seguida ha sido la cartografía de formas y procesos, así como la toma de datos sobre condiciones térmicas de suelo mediante termómetros enterrados a 10 cm., situados en un transecto altitudinal entre los 1900 y los 2400 metros de altitud, en las cuatro orientaciones principales.

Los resultados muestran una práctica ausencia de formas y procesos periglaciares por debajo de los 1900 metros en la cara S y por debajo de los 1700 metros en cara N. Tanto pedreras como glaciares rocosos situados en estas cotas son claramente relictos. Los termómetros muestran la ausencia de ciclos de hielo-deshielo en el suelo y la intermitencia del manto nival, sin embargo existen algunos espacios con desarrollo de bloques aradores y terracillas, que pueden deberse a dinámicas locales.

Entre las cotas anteriormente citadas y los 2400 metros en cara S y W, y 2150 en cara N, existe una cobertera nival continua al menos dos meses al año, lo que propicia la movilización del regolito superficial durante la época de fusión. El resultado son terracillas y lóbulos de solifluxión con una morfología variada en función del aporte hídrico y la cantidad de ciclos de hielo deshielo. Dichos ciclos van desde uno en las áreas donde se acumula el manto nival hasta más de veinte en las más venteadas. Nuevamente en esta cota también encontramos formas de origen periglacial claramente relictas: glaciares rocosos, campos de bloques y suelos ordenados que no se encuentran en equilibrio con las condiciones actuales.

Desde los 2150-2400 metros hasta las cimas encontramos un dominio periglacial en el que, si bien la existencia de permafrost es muy dudosa, los procesos de hielo-deshielo asociados a la helada atmosférica estacional son activos. Dicha helada es más profunda en los lugares donde la nieve es venteada, alcanzándose temperaturas varios grados por debajo de 0C. En este piso encontramos taludes activos por crioclastia, terracillas, lóbulos de gelifluxión e incluso lóbulos protalud incipientes. Estas dos últimas formas pueden ser relictas de etapas frías recientes (Pequeña Edad de Hielo). En los lugares donde la nieve es acumulada encontramos morrenas de nevero y flujos de derrubios asociados a la fusión nival.

Como conclusión existe una gradación de formas periglaciares en Fuentes Carrionas, cuyo principal origen son las condiciones ambientales (especialmente innivación y temperaturas), como se ha podido describir con los resultados de los termómetros enterrados. La conclusión adicional es que existe otra pregunta por responder: ¿cuándo? Una gran cantidad de las formas reconocibles sobre el terreno son heredadas de fases frías anteriores, pero sin una datación absoluta solamente podemos proponer hipótesis basadas en las interrelaciones morfoestratigráficas o en el grado de conservación de las formas.

# Caracterización térmica de los montículos de hielo en los macizos de Maladeta y Posets (Pirineo Central español).

María GONZÁLEZ-GARCÍA <sup>(1)</sup>, Enrique SERRANO <sup>(2)</sup> y Juan José GONZÁLEZ-TRUEBA <sup>(3)</sup>

(1) Dpto. Geografía, Universidad de Málaga, Málaga, España, mariagon@uma.es

(2) Dpto. Geografía, Universidad de Valladolid, Valladolid, España

(3) Dpto. Estudios Culturales, Centro Universitario Internacional CIESE Comillas-Universidad de Cantabria, Santander, España

**Palabras clave:** montículo de hielo, régimen térmico, Pirineos.

Se presenta la caracterización térmica, distribución y morfogénesis de los montículos de hielo estudiados en la alta montaña periglacial pirenaica.

Los macizos de Maladeta (42°38'51''N-0°38'30''E) y Posets (42°39'29''N-0°26'15''E) se localizan en la vertiente meridional del Pirineo central. Ambos macizos se encuentran separados por el valle del río Ésera. Constituyen las máximas alturas de la Cadena, 3.404 m del Pico Aneto y 3.368 m del Pico Posets. Bajo sus cumbres se conservan en la actualidad los glaciares más extensos de los Pirineos. La deglaciación de la alta montaña pirenaica ha permitido la expansión de un medio controlado por los procesos asociados al frío y la nieve. Según los datos térmicos obtenidos a partir de las medidas BTS, termoregistradores continuos e indicadores geomorfológicos, el permafrost se extiende desde 2.760-2.780 en Maladeta y 2.800-2.850 m en Posets. El dominio crionival o piso periglacial tipo se localiza aproximadamente a partir de 2.600-2.700 m. El estudio y seguimiento de los montículos de hielo se ha llevado a cabo a través del inventario, cartografía geomorfológica, instalación de termoregistradores continuo y mediciones BTS durante el período 2009-2011.

En la alta montaña pirenaica, los montículos de hielo no son formas muy comunes hasta ahora estudiadas. Se han localizado montículos de hielo a diferentes altitudes, emplazamientos geomorfológicos y condiciones térmicas de la formación superficial. Se ubican en zonas con unas características topoclimáticas favorables a su mantenimiento, o bien en ambientes con permafrost, lo que va a determinar que la durabilidad pueda ser estacional o mantenerse incluso durante varios años. Son geofomas características de ambientes con permafrost o hielo estacional. Su morfología, estructura interna, dinámica y contenido de hielo está estrechamente vinculado a las características térmicas del ambiente donde se desarrollan, teniendo en cuenta que las fuentes de frío pueden ser muy diversas en ambientes marginales.

El control mediante termoregistradores continuos y mediciones BTS ha permitido el seguimiento térmico, que por un lado nos permite conocer el comportamiento térmico anual de los montículos de hielo y por otro lado, interpretar la morfogénesis de los mismos.

Se han localizado montículos de hielo entre 2.670 y 2.900 m. Se pueden diferenciar diferentes ambientes morfogenéticos: montículos de hielo asociados a la onda de frío emitida por un helero enterrado, montículos de hielo asociados a zonas con características topoclimáticas favorables donde se produce la formación de hielo estacional y montículos de hielo asociados a grandes formas periglaciares (glaciares rocosos). En el primer caso, los montículos de hielo se localizan a 2.900 m sobre el manto de derrubios y la morrena del helero enterrado de Alba (Maladeta). La TMAA es -0,8°C y la TMAS es de -0,3°C. En el segundo caso, los montículos de hielo se localizan entre 2.670 y 2.800 m en la Coma de la Paúl (Posets), en emplazamientos donde las favorables condiciones topoclimáticas permiten la formación de hielo estacional. La TMAA varía desde 1,3°C a 1,9°C y la TMAS entre 1,4°C y 1,9°C. Según las medidas BTS, a esta altitud no existe permafrost, pero el suelo permanece entre 0 y -1°C durante 9 meses al año, lo que favorece - como se ha dicho- la formación de hielo estacional. En el tercer caso, los montículos de hielo se localizan a 3.000 m sobre el glaciar rocoso del Posets. La TMAA es de 0,1°C y la TMAS es de -1,1°C. Tanto en el primer caso como en el tercero, los montículos de hielo se localizan en la franja térmica altitudinal de permafrost probable.

La monitorización térmica de este tipo de geofomas permite un mejor conocimiento de su génesis y dinámica actual. De este modo, bajo la denominación de montículos de hielo, podemos encontrarnos formas y tamaños diversos, así como dinámicas variables. Son formas características de un medio de alta montaña marginal, cercano al umbral de glaciación, donde diversos factores topoclimáticos favorecen una alta diversidad de procesos y formas criogénicas en espacios reducidos.

# Análisis geomático de bloques aradores y lóbulos en los Puertos de Áliva (Picos de Europa, Cordillera Cantábrica)

José Juan de SANJOSÉ BLASCO <sup>(1)</sup> Enrique SERRANO <sup>(2)</sup> y Manuel GÓMEZ LENDE <sup>(2)</sup>

(1) Departamento de Expresión Gráfica, Universidad de Extremadura, Escuela Politécnica, Cáceres, España

(2) Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid, Valladolid, España, serrano@fyl.uva

**Palabras clave:** GPS-RTK, periglacialismo, laderas, bloques aradores, lóbulos, Áliva.

El sector denominado como Puertos de Áliva constituye un área relativamente deprimida entre el Grupo Peña Vieja, del macizo central, y el macizo oriental o de Andara, en los Picos de Europa. Constituido por una sucesión de pizarras negras con intercalaciones de conglomerados calcáreos, calizas y areniscas, la formación lebeña, contrasta con el entorno calcáreo de los Formaciones Picos de Europa y Calizas de montaña que lo enmarcan. El modelado glaciar es dominante, con presencia de circos glaciares y morrenas que modelan el valle. La litología ha determinado la presencia de una zona deprimida, con laderas de pendiente más moderada, la existencia de fuentes, en los contactos con las calizas que generan una escorrentía superficial e incisiones fluviales, y laderas con un pequeño recubrimiento coluvionar en el que se desarrollan formas netamente diferenciadas del entorno kárstico dominante en su entorno. Entre estas formas sobresalen los lóbulos, las terracillas, bloques aradores, acarcavamientos, deslizamientos de ladera, desprendimientos.

Con el objetivo de conocer la dinámica geomorfológica actual en los Puertos de Áliva, y establecer la importancia de los procesos asociados al hielo en la transferencia de sedimentos y la erosión de suelos, se ha realizado un control geomático de diferentes formas, lóbulos, bloques aradores, cárcavas y deslizamientos. Las observaciones geomáticas se han realizado con una periodicidad anual sin interrupciones, desde agosto de 2008 hasta agosto de 2014, por tanto existen 7 observaciones. La técnica empleada ha sido GPS-RTK, donde hay una base fija y estable, en la cual se estaciona el GPS de referencia. A partir de esta base fija se toma datos con el GPS móvil sobre cada uno de los puntos de interés (lóbulos y bloques aradores). Intentamos que la secuencia de medición de los puntos sea la misma para todas las campañas. El error posicional en la medida de cada punto está entre 1 y 2 cm, por ello si el valor de desplazamiento de los elementos analizados es inferior a 2 cm, se considera que no existe movimiento. La zona se ha dividido en tres áreas de trabajo: parcela 1, medición de tres lóbulos; parcela 2, observación de dos bloques aradores y un lóbulo y parcela 3, con medición de cuatro bloques aradores.

La parte medida en cada lóbulos son: el frente (inflexión inferior) y un perfil longitudinal (Fig. 1a, Fig. 1b), mientras que la medición de los bloques aradores consta de la determinación posicional del contorno del bloque y el frente del lóbulo que genera el bloque (Fig. 1c).

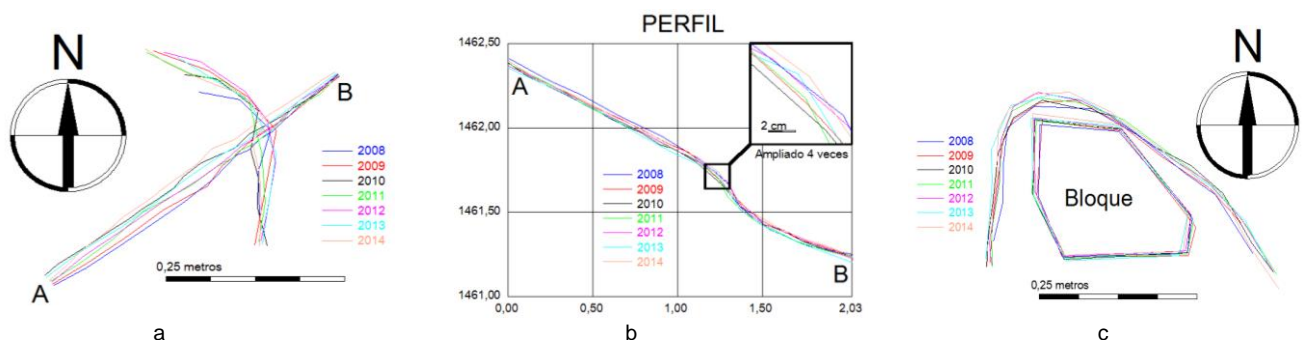


Figura 1. Medición de un lóbulo; a:planta, b: Perfil longitudinal. c: Registros en un bloque arador.

Actualmente se ha detectado para un periodo de siete años (2008-2014) un desplazamiento inferior a 4 cm, con un promedio inferior a  $0,5 \text{ cm a}^{-1}$ . No puede afirmarse que su dinámica sea inexistente, ya que existe una tendencia en dirección a la pendiente, pero es muy baja. La conservación de las formas y la inexistencia de helada en el suelo en la actualidad, permiten establecer la hipótesis de que son formas heredadas de periodos más activos del pasado reciente, hoy retocadas por procesos de solifluxión asociados a los procesos nivales.

## Periglaciario en la divisoria cantábrica. La sierra de Cebolleda.

Manuel GÓMEZ LENDE<sup>(1)</sup>, Enrique SERRANO CAÑADAS<sup>(1)</sup>, María GONZÁLEZ GARCÍA<sup>(2)</sup> y Juan José GONZÁLEZ TRUEBA<sup>(3)</sup>

(1) Dpto. Geografía, Universidad de Valladolid, manuelglende@hotmail.com

(2) PANGEA, Universidad de Valladolid

(3) Dpto. CIESE-Comillas, Universidad de Cantabria

**Palabras clave:** periglaciario, divisoria cantábrica, Sierra de Cebolleda, León.

La Sierra de Cebolleda (43°6'1''N-4°55'48''W) forma un cordal de orientación E-W de 10 km de longitud con cumbres de más de 2000 metros -Gildar (2.074 m), Cebolleda (2.054 m) y Gabanceda (2.042 m)- y posee unas condiciones oceánicas atenuadas por su localización meridional con respecto a los Picos de Europa. El modelado dominante es el glaciario, con la existencia de once lenguas independientes organizadas en valles glaciares de hasta 5 km de longitud y frentes localizados entre 1010 m y 1761 m. La Sierra muestra una fuerte disimetría norte-sur, con glaciares alpinos bien desarrollados al norte y glaciares de circo al sur.

El objetivo de este trabajo es estudiar la importancia del periglaciario pasado y actual en una sierra media de la Divisoria Cantábrica. Con el objeto de poner de relieve la importancia de morfogénesis periglaciario en la configuración actual de la Sierra de Cebolleda, se presentan aquí las distintas morfologías asociadas a ello, el distinto grado de actividad actual y la importancia de las mismas en la reconstrucción paleoambiental reciente de estas montañas de la Cordillera Cantábrica.

El medio periglaciario se ha estudiado mediante un inventario de formas y procesos periglaciares y la elaboración de una cartografía geomorfológica a escala 1:25.000 como herramienta esencial para el análisis y conocimiento de la distribución de los mismos.

En todos los valles compositivos secundarios de la Sierra de Cebolleda se reconocen procesos y formas periglaciares desde los 1450 m hasta los 2070 m de sus cumbres más elevadas y sobre unas marcadas huellas glaciares pleistocenas. Una fuerte disimetría norte-sur, derivada de su situación climática como montaña atlántica de transición y su localización en sombra orográfica con respecto a las mayores elevaciones de la Cordillera Cantábrica tanto al norte como al sur, revelan configuraciones actuales dispares en función de los paleoambientes diferenciados que marcaron distintos grados de actividad periglaciario. Entre las formas relictas, heredadas de condiciones frías del pasado, destacan los glaciares rocosos, las laderas regularizadas con derrubios ordenados, taludes y conos de derrubios inactivos, y posiblemente los bloques aradores. Todos ellos señalan unas condiciones ambientales frías en el pasado reciente, una vez desaparecidos los glaciares de los circos altos, y la presencia de permafrost de montaña. Los procesos actuales asociados a la presencia de hielo estacional son la reptación y soliflucción (laminar y en lóbulos) y bloques aradores, que pueden estar asociados a la saturación por la fusión nival o a las precipitaciones de primavera y otoño. Las formas activas más dinámicas se asocian al manto nival, con nichos de nivación heredados pero todavía funcionales, morrenas de nevero, canales de aludes que redistribuyen el manto nival y procesos asociados a la fusión nival y saturación de los coluviones, lo que permiten definir los sectores altos como un ambiente nivoperiglaciario. Junto a la nivación, existen taludes y conos de derrubios activos que señalan una moderada actividad crioclástica sobre las paredes de las cumbres más elevadas. Pero en general la actividad periglaciario actual es muy atenuada o nula y son la nivación, la gelifración y la gravedad los mecanismos que caracterizan el periglaciario actual de la alta montaña de la Divisoria.

## **SESIÓN 4: NIVACIÓN, PERIGLACIARISMO Y MANTO NIVAL: NUEVAS APORTACIONES**





# Análisis de la distribución de las geoformas y procesos periglaciales en un volcán activo, isla Decepción, Antártida

Gabriel GOYANES <sup>(1,2,3)</sup>, Gonçalo VIEIRA <sup>(3)</sup>, Yevgeniy YERMOLIN <sup>(1)</sup>, Diego WINOCUR <sup>(4)</sup>, Alberto CASELLI <sup>(5)</sup>

(1) Instituto Antártico Argentino, Buenos Aires, Argentina, gabrieltgoyanes@yahoo.com

(2) Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, CABA, Argentina

(3) Instituto de Geografía e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal

(4) Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (UBA-CONICET), CABA, Argentina

(5) Universidad Nacional de Río Negro, General Roca, Argentina

**Palabras clave:** análisis de susceptibilidad, valor informativo, geoformas periglaciales, isla Decepción, Antártida.

Isla Decepción (62°58'S, 60°39'O) forma parte del archipiélago de las islas Shetland del Sur, ubicado hacia el noroeste de la Península Antártica. Presenta una MAAT de -2 °C y condiciones meteorológicas y del sustrato que favorecen el desarrollo de un ambiente periglaciario y la ocurrencia de permafrost en profundidad, a pesar de tratarse de un volcán activo con un elevado flujo geotérmico y erupciones recientes (1967, 1969 y 1970). Un relevamiento de detalle de las geoformas y procesos periglaciales fue realizado en las áreas libres de hielo de la isla con la finalidad de modelar su distribución espacial de acuerdo a diferentes factores geográficos. Esos resultados fueron luego comparados con las condiciones climáticas de la región y con los últimos episodios eruptivos. Un modelo de susceptibilidad de ocurrencia basado en el método de valor informativo fue creado para evaluar como nueve variables independientes (altura, pendiente, orientación, radiación incidente, curvatura, litología, índice de humedad, permeabilidad y temperatura del aire) controlan la distribución de los suelos ordenados, terrenos ondulados, terrenos ondulados degradados, lóbulos-terrazas de geliflucción, ladera con geliflucción y depresiones de termokarst. Las curvas de predicción y suceso fueron utilizadas para validar el modelado y el Área Bajo la Curva fue utilizada para cuantificar los niveles de performance y de predicción.

Los resultados del modelado fueron de alta calidad con tasas de suceso y de predicción superiores al 80% y solo la ladera con geliflucción mostró valores más bajos cercanos al 72%. Las clases de las variables independientes con mayor relevancia en la ocurrencia de cada geoforma están de acuerdo con los modelos conceptuales de la génesis de cada una de ellas. La circulación atmosférica regional, principal responsable de la temperatura del aire y superficial, y su relación con el viento local, parecería controlar de forma significativa el desarrollo de las geoformas analizadas. De esta forma, los terrenos ondulados, aquellos degradados y los lóbulos de geliflucción dominan en las laderas expuestas a los vientos más cálidos provenientes de los océanos Atlántico y Pacífico, los cuales favorecen la fusión de la nieve ubicada debajo de los depósitos piroclásticos y de la capa activa. Por el contrario los suelos ordenados se desarrollan en las superficies expuestas a los vientos más fríos provenientes del mar de Weddell, los que favorecen los procesos de generación de hielo de segregación.

Además, la textura de los sedimentos piroclásticos recientes parecería controlar el desarrollo de determinadas geoformas. La formación de suelos ordenados, de las laderas y lóbulos-terrazas de geliflucción en los sitios con delgados o inexistentes espesores de material eyectado, podrían estar evidenciando el ambiente geomorfológico de la isla previo a estas. Es decir, al ser morfologías que necesitan para su desarrollo de varios ciclos de congelamiento-deshielo (estacionales y/o diarios) en el tiempo, posteriormente a los eventos eruptivos, estos procesos han recommenzado sobre los nuevos sedimentos volcánicos debido a que las condiciones climáticas fueron las adecuadas, pero no han alcanzado el desarrollo que hoy en día tienen aquellas geoformas ubicadas en los sitios libres de la acumulación del material volcánico reciente. Además, la presencia de granulometrías heterogéneas puede desarrollar una textura más favorable para la segregación de hielo necesaria para el desarrollo de estas geoformas, que es lo contrario a lo que acontece en los sitios donde hay potentes espesores de cenizas y lapillis, debido a que estos no poseen propiedades granulométricas favorables para ello. Por el contrario en estos sitios dominan los terrenos ondulados activos.

La formación de depresiones de termokarst en grupos alineados y próximos a los sitios con reciente actividad volcánica junto a la ausencia de una tendencia del aumento de espesor de capa activa en el área, sugiere que su génesis está relacionada con procesos volcánicos-estructurales en vez de un origen climático.

*Agradecimientos:* Las tareas llevadas a cabo son parte del proyecto PERMANTAR-3 (PTDC/AAC-GLO/3908/2012) otorgado por la FCT (Portugal). Los autores agradecen a los programas Polares Argentino, Español y Portugués quienes son los encargados de brindar la logística para el desarrollo de las tareas de investigación en el continente Antártico.

# Riesgo geológico asociado a deslizamientos en la ladera oeste del canal Upsala, Cordillera de los Andes, Patagonia Argentina. Primeros resultados.

Gabriel GOYANES<sup>(1,2)</sup>, Gonçalo VIEIRA<sup>(2)</sup>, Diego WINOCUR<sup>(3)</sup> y Alberto CASELLI<sup>(4)</sup>

(1) Instituto Antártico Argentino – CONICET, Buenos Aires, Argentina, gabrielgoyanes@yahoo.com

(2) Instituto de Geografía e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal

(3) Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (UBA-CONICET), CABA, Argentina

(4) Universidad Nacional de Río Negro, General Roca, Argentina

**Palabras clave:** riesgo geológico, deslizamientos, tsunamis, Andes Patagónicos, Argentina.

El canal Upsala (49°58'S, 73°16'W) forma parte del brazo norte del lago Argentino y se ubica dentro del Parque Nacional Los Glaciares en la Patagonia Argentina. Es un valle glacial inundado con una profundidad media de aprox. 500 m, con un perfil transversal asimétrico, pasando de cotas cercanas a los 750 m en la parte occidental a 250 m en la parte oriental. Hacia el norte, se observa el frente actual del glaciar Upsala, que ha experimentado un retroceso de más de 10 km en los últimos 50 años (Skvarca et al. 2002), siendo el mayor del calculado para todos los glaciares con nacientes en el Campo de Hielo Patagónico Sur.

Sobre la margen oriental del canal, la península Herminita se observan rocas aborregadas. Por el contrario, sobre la margen occidental se destacan morenas laterales, entre los 650-700 m.s.n.m. (Strelin et al. 2014). Debido a la inestabilidad de estos depósitos morénicos, al hallarse a una altura elevada, sumado a la gran pendiente y a la existencia de una cara libre, dichas morenas han comenzado a ser afectadas por la gravedad generándose procesos de remoción en masa.

Por este motivo, el objetivo de este trabajo fue primeramente la caracterización regional del área de trabajo, para luego focalizarnos en el estudio de los movimientos de laderas recientes a una escala reducida.

Durante los días 10-11 de febrero del 2013 se produjo el mayor deslizamiento, movilizándolo aprox. 4.000.000 m<sup>3</sup> de till y substrato en un bloque de aprox. 800 m de largo por 200 m de altura. Este, al caer sobre las aguas del canal Upsala generó una ola de grandes dimensiones (tsunami) que arrojó témpanos sobre la península Herminita y destruyó un muelle ubicado en bahía Onelli a 15 km de distancia. Además, a lo largo del viaje de la ola se observaron troncos de árboles sobre las costas, las cuales también han sido modificadas, sufriendo algunas erosión y creándose otras nuevas. El mecanismo disparador del movimiento se desconoce pero información preliminar podría indicar que se debería a la combinación de abundantes precipitaciones junto a un aumento en la actividad sísmica del área. No se conoce aún la estructura interna de los depósitos morénicos ni la historia de su régimen térmico, temas que se comenzaran a analizar.

La observación de imágenes satelitales previas al 2013 permiten evidenciar algunas fracturas de relajación de ladera paralelas a la cara libre, las cuales afectarían también al basamento. Al compararlas con las imágenes posteriores al deslizamiento, se observa que aquellas localizadas en la parte alta de la ladera todavía estarían presentes. Por este motivo es que en una reciente campaña se realizó un relevamiento con un drone Ebee (Sensefly), con la finalidad de obtener un mosaico de fotografías aéreas y un modelo digital de elevaciones de alta resolución del área.

La información deducida a partir de estos relevamientos muestra la presencia de fracturas paralelas a la ladera de 350 m de largo por 6-10 m de ancho y algunos metros de profundidad, que afectan también al basamento rocoso, evidenciando la gran inestabilidad de la ladera. Las mismas cubren un área de aproximadamente 1000 x 700 m sobre la cual se observa gran cantidad de árboles caídos, que ayudan en la identificación de la localización de estructuras incipientes dentro del espeso bosque. Por este motivo es de vital importancia el estudio en detalle de los posibles disparadores de forma de prevenir posibles riesgos sobre la gran cantidad de turistas que recorren el área.

*Agradecimientos:* Los autores agradecen a AGUISAC, CES de Agostini, Reserva Laguna Nimez, Elisa Giglio, Liliana Frías, Danny Feldman, Casa Guerrero, Hostels del Glaciar, Aerolíneas Argentinas, Periódico Carta Abierta, Vellón Negro, Chocolatería Guerrero, Parque Nacional Los Glaciares, COTECAL y a la Municipalidad de El Calafate por los aportes realizados para el desarrollo de esta primera campaña.

Estas tareas son parte del proyecto PO/14/01 de cooperación bilateral entre Argentina y Portugal (MINCyT-FCT) titulado "Caracterización y respuesta del permafrost y de las geoformas superficiales frente al cambio climático en la Antártida Marítima asociadas al aumento del riesgo sobre las infraestructuras y el entorno ambiental" y están dentro del marco del proyecto 69-CPA-2015 titulado "Geomorfología y Riesgo Geológico asociado en el Parque Nacional Los Glaciares" otorgado por la Administración de Parques Nacionales.

Strelin, J., Kaplan, M., Vandergoes, M., Denton, G. and Schaefer, J., 2004. Holocene glacier history of the Lago Argentino basin, Southern Patagonian Icefield. *Quaternary Science Reviews*, 101, 124-145.

Skvarca, P., De Angelis, H., Naruse, R., Warren, C.R. and Aniya, M., 2002. Calving rates in freshwater: new data from southern Patagonia. *Annals of Glaciology*, 34, 379-384.

# Análisis multitemporal de la cobertura nival en entornos deglaciados mediante imágenes TerraSAR X (Antártida Marítima)

Javier JIMENEZ<sup>(1,2)</sup>, Carla MORA<sup>(2)</sup>, Alice FERREIRA<sup>(2)</sup>, Gonçalo VIEIRA<sup>(2)</sup>, Miguel Ramos<sup>(1,2)</sup> y Miguel Ángel DE PABLO<sup>(3)</sup>

(1) Departamento de Física y Matemáticas, Universidad de Alcalá, Madrid, España. (2) CEG/IGOT. Universidade de Lisboa, Portugal.

(3) Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá, Madrid, España

**Palabras clave:** Nieve, Radar, Backscattering, Fusión nival.

La utilización de técnicas de teledetección para la evaluación de la cobertura nival ofrece nuevas oportunidades de estudio del efecto inducido por la capa nival sobre el régimen térmico de la capa activa y el permafrost en zonas donde el mismo está siendo utilizado como un indicador del cambio climático global.

El equipo de investigación conjunto de la Universidad de Lisboa y de la Universidad de Alcalá está realizando un análisis de imágenes TerraSAR X, modo "Spotlight", en entornos deglaciados en las Islas Shetland del Sur (Isla Decepción e Isla Livingston). Estas imágenes, obtenidas en diferentes momentos del ciclo estacional y de forma pormenorizada en el verano austral, gracias a su elevada resolución radiométrica y espacial (típicamente: 1'82 m azimuth x 2'51 m range), permiten trabajar tanto en escala regional como local, pudiendo detectarse diferentes fases en la fusión de los neveros [1].

Mediante la asignación de diferentes fechas a las tres bandas de color (RGB), se obtienen composiciones que muestran las variaciones acaecidas en los momentos temporales estudiados para, en una fase posterior mediante análisis visual, establecer de forma cualitativa la naturaleza de esos cambios. El álgebra de bandas (usualmente diferencia y cociente entre los niveles digitales de las imágenes valoradas) permite resaltar las zonas en las que se han producido los cambios.

El estudio cuantitativo del "backscattering" precisa del contraste de verdad terreno para validar los rangos de respuesta de las distintas superficies (o de la cobertura nival con diferentes grados de contenido en agua o con distintas características estratigráficas) a la señal de microondas. Para ello se realizan medidas de "snow pits" sobre el terreno que, junto con los datos observacionales de los sensores térmicos, aportan el necesario "ground-truthing".

La polarización semejante horizontal (HH) ofrece una adecuada discriminación de las distintas coberturas del terreno: suelo desnudo, nieve seca, nieve húmeda y láminas de agua, si bien la utilización de polarización semejante vertical (VV) y de polarización cruzada (VH y HV) va a ser evaluada como medio de clasificación de las diferentes texturas del terreno y para caracterizar la variabilidad de la permitividad eléctrica del medio nival, que genera diferencias en la respuesta a la señal de microondas [2] y [3].

El estudio está siendo desarrollado sobre la base de la experiencia previa adquirida con la utilización de sensores en banda C (Envisat ASAR) [4], y es precursor del que vamos a acometer con la nueva generación de sensores Sentinel de la ESA. El objetivo planteado es conseguir una clasificación estacional de las coberturas del terreno, estableciendo su relación con la geomorfología en una escala regional, buscando detectar patrones de relación con los datos meteorológicos y de evolución del permafrost.

Este trabajo se realiza en el marco de los proyectos PERMANTAR-3 (PTDC/AAC-GLO/3908/2012), apoyado por la Fundação para a Ciência e a Tecnologia de Portugal, DLR LAN1276 y CTM2011-15565-E del Ministerio de Economía y Competitividad de España. El soporte logístico ha sido proporcionado por el Programa Antártico Español, el Programa Polar Portugués (PROPOLAR) y el Instituto Antártico Búlgaro.

Venkataraman, G; Singh, G and Kumar, V. (2013). *Snow cover area monitoring using multi-temporal TerraSAR-X data*. [http://sss.terrasarx.dlr.de/papers\\_sci\\_meet\\_3/poster/LAN0122\\_Venkataraman.pdf](http://sss.terrasarx.dlr.de/papers_sci_meet_3/poster/LAN0122_Venkataraman.pdf)

Rees, G. and Steel, M. (2001). Radar backscatter coefficients and snow detectability for upland terrain in Scotland. *International Journal of Remote Sensing*, 22:15, 3015-3026.

Wiesmann, A. and Mätzler, C. (1999). *Microwave Emission Model of Layered Snowpacks*. Remote Sensing of Environment. Volume 70, Issue 3, December 1999, 307–316.

Mora, C.; Viera G. and Ramos, M., (2013). Evaluation of Envisat ASAR IMP imagery for snow mapping at varying spatial resolution (Deception Island, South Shetlands-Antarctica). *Antarctic Glacial and Periglacial Processes*, Mike Hambrey (ed). The Geological Society Publications, London (in press).

# Snow cover evolution at the Limnopolar Lake CALM-S site (Byers peninsula, Livingston island, Antarctica) on 2009-2014 period.

Miguel Ángel DE PABLO <sup>(1)</sup>, Miguel RAMOS <sup>(2)</sup>, Antonio MOLINA <sup>(1)</sup> y Cayetana RECIO <sup>(1)</sup>

(1) Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá, Madrid, España, miguelangel.depablo@uah.es

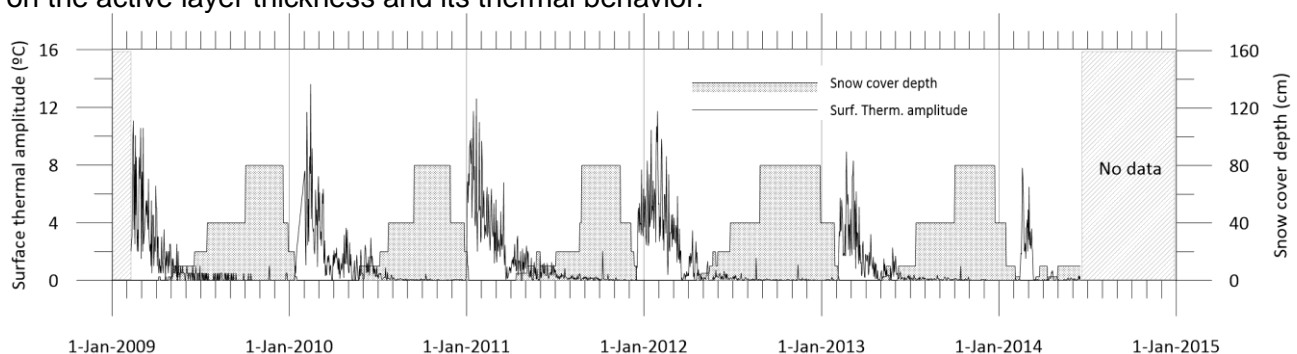
(2) Departamento de Física y Matemática Aplicadas, Universidad de Alcalá, Madrid, España

**Keywords:** Snow, Active layer, Permafrost, Antarctica, Climate.

On early February 2009, a new CALM-S site (A25) was established at the Limnopolar Lake basin on Byers península, Livingston Island, Antarctica. Moreover of Active Layer Thickness measurement by mechanical probing during the thaw seasons, air, snow, surface and ground temperatures are been also continuously recorded by the use of iButtons and Tynitag devices (de Pablo et al., 2010). The acquired data made possible to study the thermal behavior of the active layer and its interannual evolution (de Pablo et al., 2013, 2014). To complement these previous studies, we describe here for the first time the snow cover evolution along the 2009-2014 period. We used surface temperature to determine the snow cover presence/absence and snow cover depth by the use of different methods as summarized by Zang (2005) and Lewcovikch (2008), corroborated by the low resolution pictures acquired by an automatic digital camera.

The data (Fig. 1) show that, in general, snow season starts in early March. The end is less constant, between middle December (2011) to early February (2012 and 2013 seasons). About snow cover depth, in spite this method underestimates it, since more than 1 meter of snow accumulate in the area each year at the measurement station, we could observed that a 20 cm snow layer forms around middle June, with slight variations, meanwhile 40 cm depth are reached at about middle July, and 80 cm in between early August to early September. Surface daily thermal amplitude clearly marks the end of the snow season (a sharp increase on the thermal amplitude). The end of the snow-free season is not as well marked (in general, by a gradual reduction on the thermal amplitude). However, a clear reduction on thermal amplitude in observed on the last three snow-free seasons (2012, 2013 and 2014), until reach about one month in length in 2014.

These data must be analyzed in detail since the evolution of the snow thickness plays an important role of the evolution of the active layer thickness due to snow water equivalent, that provide a high latent heat of fusion, and thermal isolation respect the atmosphere produce changes on the active layer thickness and its thermal behavior.



**Fig. 1:** Surface daily thermal amplitude and snow cover depth at the Linopolar Lake CALM site, for 2009-2014 period.

de Pablo, M.A., Ramos, M., Vieira, G., Quesada, A., 2010. A new CALM-S site on Byers Peninsula, Livingston Island, Antarctica, in: *Ambientes Periglaciares, Permafrost y Variabilidad Climática: II Congreso Ibérico de la International Permafrost Association*, edited by: Blanco, J.J., de Pablo, M. A., Ramos, M., Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alcalá, Alcalá de Henares, 153–159.

de Pablo, M.A., Blanco, J.J., Molina, A., Ramos, M., Quesada, A., Vieira, G., 2013. Interannual active layer variability at the Limnopolar Lake CALM site on Byers Peninsula, Livingston Island, Antarctica, *Antarctic Science*, 25,167–180.

de Pablo, M.A., Ramos, M., Molina, A., 2014. Thermal characterization of the active layer at the Limnopolar Lake CALM-S site on Byers Peninsula (Livingston Island), Antarctica. *Solid Earth*, 5, 721-739.

Lewkowicz, A.G., 2008. Evaluation of miniature temperature-loggers to monitor snowpack evolution at mountain permafrost sites, northwestern Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 323–331.

Zang, T., 2005. Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: an overview. *Reviews of Geophysics*, 43(4). DOI: 8755-1209/05/2004RG000157.

# Nieve y riesgos asociados en la montaña cantábrica: el alud de Cardaño de Arriba, Alto Carrión (Palencia)

Enrique SERRANO CAÑADAS <sup>(1)</sup>, Manuel GÓMEZ LENDE <sup>(1)</sup> y Alfonso PISABARRO <sup>(1)</sup>

(1) Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid, (serrano@fyl.uva.es)

**Palabras clave:** aludes, Geomorfología, riesgos, Montaña cantábrica.

En la Montaña Cantábrica las nevadas invernales asociadas a temporales del N y NW implican la acumulación de importantes espesores de nieve que superan los 2 metros, generando una elevada inestabilidad en el manto nival. Esta inestabilidad no se limita a las zonas de la alta montaña, como sucede con las nevadas más frecuentes, y generan aludes de tamaños 3 y 4 (Canadian snow avalanche size), capaces de dañar edificios, infraestructuras, bosques y personas. Estudios de los efectos de los aludes asociados a periodos de fuerte innivación (1888, 1918, 1957/58, 1978) y aludes recientes, realizados por AEMET, las universidades de Oviedo, León y Cantabria, muestran la importancia de estos sucesos y el interés creciente por su conocimiento. Este interés se traduce en dos hechos, por un lado la presencia y distribución de los aludes para conocer su efectividad geomorfológica e importancia en la transferencia de sedimentos en medios de montaña, y por otro generar herramientas para conocer los riesgos asociados a los aludes e implementar medidas de mitigación del riesgo y de gestión del territorio. Ambas cuestiones son poco conocidas y están siendo objeto de estudio en la última década.

En febrero de 2015, se produjeron en Alto Carrión tres importantes aludes que causaron destrozos en la carretera de acceso a Cardaño, en el pueblo y en la vega de Valcabé. El más importante alcanzó la población de Cardaño de Arriba procedente del valle denominado El Hoyo. Se trata de una cuenca de 122 Ha. limitada por los cordales de Cerro del Sillar (2074 m) al sur y El Castillo (2028 m) al norte, al pie de la cual se sitúa el núcleo de Cardaño de Arriba, a 1415 m. Su cabecera se conforma en un circo glaciar con dos complejos morrénicos y un umbral de fuerte pendiente bajo el que se sitúa el pueblo. Las crestas orientadas al N y al S presentan pendientes superiores a 32° y la ladera en el umbral sobre Cardaño tiene 24,5°. Las primeras son claramente favorables para el movimiento de la nieve, mientras que la segunda no supera el umbral de 25° pero favorece el desplazamiento de masas procedentes de las porciones superiores.

El alud de Cardaño tuvo lugar entre el 9 y el 13 de febrero, encontrándose el pueblo deshabitado, por lo que no hay testigos directos. Entre el 1 y el 8 de febrero, durante un temporal continuo del NW se acumulan 188 cm de nieve, concentradas sobre todo entre el 1 y el 6 de febrero. El 9 de febrero se instala un anticiclón, con ausencia de nubosidad y elevación de las temperaturas que dura hasta el 15 de febrero. Durante el temporal se acumulan espesores de nieve que superan los 2 m en las laderas y ventisqueros y se generan cornisas de nieve y placas de viento en las laderas superiores de espesores de nieve mayores de los 2 m. Esta nieve reposaba sobre la capa de nieve preexistente, que a estas altitudes variaba entre 70 y 1,90 cm de espesor (registros de Campoo/Valdecebollas). El origen del alud, parece ser natural, no inducido por actividad humana, a favor de las condiciones meteorológicas tras la fuerte nevada. Una estimación inicial sitúa una cantidad de ~50.000 m<sup>3</sup> de nieve en el fondo de valle, entre 4.000 y 10.000 tn de nieve. Interpretamos, pues, que se trata de un alud de placa de nieve reciente, que descendió 530 metros hasta alcanzar el fondo de valle y ascender por la ladera opuesta 75 m y entre 5 y 10 m de desnivel.

Los daños inventariados en las 1,7 Has que ocupa la zona de recepción del alud fueron: destrucción total del refugio del Club Espigüete y elementos de la parcela, deterioro del camino rural, destrucción del arbolado de la vega, daños al tejado de la iglesia parroquial, rotura del cable de la luz, deterioro de postes, daños en el registro (techumbre), y caída de cierres y muros en la vertiente opuesta, alcanzando huertos y jardines de las casas colindantes. Todo el rellano quedó cubierto por masas de ramas, arenas y gravas y troncos transportados por el alud.

La presencia de aludes tamaño 3 y 4, y los daños causados aconsejan realizar estudios detallados y gestionar el territorio para la mitigación del riesgo. Entre otras medidas, es necesario limitar la construcción en sectores de riesgo y exposición al peligro de aludes y mitigar los posibles daños, abogando por una gestión del territorio sensible al conocimiento tradicional, lo que hace prescriptivo levantar el refugio destruido en una localización diferente a la de su ubicación actual.

## SESIÓN DE POSTER 4



## Los aludes en el macizo de Peñalara.

Juan Antonio FERNÁNDEZ-CAÑADAS LÓPEZ-PELÁEZ <sup>(1)</sup>, Luis Alberto PANTOJA TRIGUEROS <sup>(2)</sup> y María PALOMO SEGOVIA <sup>(3)</sup>

(1) Agencia Estatal de Meteorología, Madrid, España, [jfernandezcanadasl@aemet.es](mailto:jfernandezcanadasl@aemet.es)

(2) Agencia Estatal de Meteorología, Madrid, España, [lpantojat@aemet.es](mailto:lpantojat@aemet.es)

(3) Agencia Estatal de Meteorología, Madrid, España, [mpalomos@aemet.es](mailto:mpalomos@aemet.es)

**Palabras clave:** Alud, SIG, nivología, Peñalara, desencadenamiento.

Las zonas de montaña presentan una exposición natural a ciertos riesgos naturales entre los que se encuentra el desencadenamiento de aludes. En nuestro país, en general, las áreas más favorables para el desencadenamiento de aludes se encuentran en el Pirineo y en la Cordillera Cantábrica. Sin embargo, en otros sistemas montañosos como el Sistema Central, también se registran aludes en casi todas las temporadas. En el presente trabajo se analizará el desencadenamiento de aludes en el macizo de Peñalara, que forma parte de la Sierra de Guadarrama y que constituye una de las unidades que componen el Sistema Central.

El relieve del macizo de Peñalara es el resultado de la acción de distintos procesos de tipo estructural y climático que han dado como resultado un macizo montañoso que se caracteriza por una fuerte asimetría este – oeste tanto en su aspecto geomorfológico como en otras facetas como la distribución y persistencia del manto de nieve o en las relacionadas con la distribución de la vegetación (Palacios *et al.*, 2006).

En el presente trabajo hemos analizado las características de los aludes registrados en el macizo. Para estudiar la distribución espacial de los aludes registrados hemos utilizado un SIG. La información relativa a los aludes y a sus características la hemos obtenido de la base de datos de aludes registrados en el área de estudio (AEMet) que se obtiene a partir de observaciones diarias y semanales de las características del manto nivoso.

Los resultados obtenidos permiten afirmar que, en el macizo de Peñalara, la distribución espacial de los aludes presenta una clara asimetría este – oeste, reflejando claramente la asimetría morfológica del macizo.

La gran variabilidad inter e intra anual así como espacial que presenta el manto nivoso en el macizo se traslada a la frecuencia de desencadenamiento de aludes en él.

Los aludes en el macizo de Peñalara tan sólo se producen en las zonas más altas, por encima de 1900 m, por lo que no afectan a las construcciones ni a las infraestructuras.

Los aludes que se producen más frecuentemente en el macizo son los aludes de placa. Este tipo de aludes se desencadenan preferentemente en las laderas del macizo con orientación este, debido a que estas vertientes son las más propicias a la formación de placas.

Los aludes de fusión son escasos, y tienden a producirse en primavera aunque también se han observado en otros periodos del invierno coincidiendo con una temporada de temperaturas altas.

Los aludes de nieve reciente sólo se han observado de forma esporádica en esta área.

Palacios, D. y Andrés, N. 2006. El significado geográfico de la nieve en la dinámica natural de la Sierra de Guadarrama. Madrid, Grupo de Investigación en Geografía Física de Alta Montaña de la Universidad Complutense de Madrid. [Consulta: enero 2013]. Disponible en: <https://portal.ucm.es/web/gfam/recursos>.

# Cartografía y análisis espacial de las comunidades vegetales de la Península de Fildes (Isla Rey Jorge, Antártida) a partir de imágenes satélites de alta resolución.

Miguel MARTÍNEZ-ALMARZA CANO <sup>(1)</sup>, Gonçalo VIEIRA <sup>(2)</sup>

(1) Universidad de Sevilla, España, mimaralca@hotmail.com

(2) Centro Estudos Geográfico (CEG), Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal

**Palabras clave:** high resolution remote sensing, Fildes Peninsula, Maritime Antarctica, QuickBird, ground-cover, periglacial geomorphology, image analysis.

El presente trabajo que nos ocupa pretende establecer la mejor de las clasificaciones posibles de la Península de Fildes (Isla Rey Jorge, Antártida), en especial se centra en las comunidades vegetales y sus distribuciones, para ello utilizaremos varias herramientas: (1) más de 100 imágenes cenitales georreferenciadas que nos muestren la realidad del terreno y (2) una imagen QuickBird que utilizaremos en ENVI 4.6 para realizar las operaciones SIG. La clasificación que seguidamente se propone es la que mejor permite una identificación rápida, y reporta más información relevante a la hora de realizar el mapeo de las diferentes áreas de la Península de Fildes, en nuestro caso son identificadas Usnea sp., Musgo verde, Musgo negro y Suelo Desnudo (compuesto por rocas, y en menor proporción especies vegetales) como elementos de mayor presencia en nuestra área de estudio. Con ello podemos comprobar cuál es el nivel de discriminación que la imagen QuickBird es capaz de tener en este tipo de medio tan cambiante y tremendamente condicionado por la nieve.

CONFUSION MATRIX						
Overall Accuracy = (261/282) 92.5532%						
Kappa Coefficient = 0.8776						
	Ground Truth (Pixels)					
Class	Musgo verde	Usnea sp	Desnudo	Musgo negro	Agua	
unclassified	0	0	0	0	0	
Musgo verde [	7	0	0	0	0	
Usnea sp [Red	0	18	0	0	0	
Desnudo [Stien	0	0	50	18	1	
Musgo negro [	0	0	1	4	0	
Agua [Blue] 2	0	0	0	0	163	
Nieve [white] 2	0	0	0	0	0	
Total	7	19	51	22	164	
	Ground Truth (Pixels)					
Class	Musgo verde	Usnea sp	Desnudo	Musgo negro	Agua	
unclassified	0	0	0	0	0	
Musgo verde [	0	0	0	0	0	
Usnea sp [Red	0	18	0	0	0	
Desnudo [Stien	0	0	50	18	1	
Musgo negro [	0	0	1	4	0	
Agua [Blue] 2	0	0	0	0	163	
Nieve [white] 2	0	0	0	0	0	
Total	19	19	51	22	164	
	Ground Truth (Percent)					
Class	Musgo verde	Usnea sp	Desnudo	Musgo negro	Agua	
unclassified	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Musgo verde [	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Usnea sp [Red	0.00	94.74	0.00	0.00	0.00	
Desnudo [Stien	0.00	0.00	98.04	81.82	0.61	
Musgo negro [	0.00	0.00	1.96	18.18	0.00	
Agua [Blue] 2	0.00	0.00	0.00	0.00	99.39	
Nieve [white] 2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	
	Ground Truth (Percent)					
Class	Musgo verde	Usnea sp	Desnudo	Musgo negro	Agua	
unclassified	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Musgo verde [	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Usnea sp [Red	0.00	2.48	0.00	0.00	0.00	
Desnudo [Stien	0.00	6.38	98.04	81.82	0.61	
Musgo negro [	0.00	24.47	1.96	18.18	0.00	
Agua [Blue] 2	0.00	2.13	0.00	0.00	99.39	
Nieve [white] 2	0.00	37.89	0.00	0.00	0.00	
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	
	Commission		Omission			
Class	Commission (Percent)	Omission (Percent)	Commission (Pixels)	Omission (Pixels)		
Musgo verde [	0.00	0.00	0	0		
Usnea sp [Red	0.00	5.26	0/18	1/19		
Desnudo [Stien	27.34	1.96	18/69	1/31		
Musgo negro [	33.33	81.82	2/6	18/22		
Agua [Blue] 2	0.00	0.61	0/163	1/164		
Nieve [white] 2	0.00	0.00	0/19	0/19		
	Prod. Acc.		User Acc.			
Class	Prod. Acc. (Percent)	User Acc. (Percent)	Prod. Acc. (Pixels)	User Acc. (Pixels)		
Musgo verde [	100.00	100.00	7/7	7/7		
Usnea sp [Red	94.74	100.00	18/19	18/18		
Desnudo [Stien	98.04	72.46	50/51	50/69		
Musgo negro [	18.18	66.67	4/22	4/6		
Agua [Blue] 2	99.39	100.00	163/164	163/163		
Nieve [white] 2	100.00	100.00	19/19	19/19		

Vieira, G, Mora, C, Pina, P, Schaefer, C. 2014. "A Proxy for Snow Cover and Winter Ground Surface Cooling: Mapping Usnea Sp Communities Using High Resolution Remote Sensing Imagery (Maritime Antarctica). *Geomorphology*: 24.

Peter et al. 2008. Risk assessment for the Fildes Peninsula and Ardley Island, and development of management plans for their designation as Specially Protected or Specially Managed Areas. (F. S. Polar and Bird Ecology Group Institute of Ecology & U. Jena, Eds.).

Simonov, I M . 1977. "Physical-geographic description of the fildes peninsula (South Shetland Islands)" *Polar Geography*, 1(3), 223–242.

Serrano, E. 2008 "Islas de hielo. Naturaleza, presencia humana y paisaje en las islas Shetland del sur. Antártida". Universidad de Valladolid 248 pp. ISBN 978-84-8448-468-4.



# La colonización de los líquenes en morrenas con núcleo de hielo en la Península Tröllaskagi (Islandia)

Nuria ANDRÉS <sup>(1)</sup>, David PALACIOS <sup>(1)</sup>, José María FERNÁNDEZ <sup>(1)</sup>, y Luis Miguel TANARRO <sup>(1)</sup>

(1) Grupo de Investigación de Geografía Física de Alta Montaña, Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física, Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Geografía e Historia, Madrid. España pace@ghis.ucm.es,

**Palabras clave:** Tröllaskagi, Islandia, Formas periglaciares, Deglaciación, Glaciares rocosos.

En los valles glaciares de la Península de Tröllaskagi, en el norte de Islandia, se aplicaron técnicas de liquenometría para datar la antigüedad de las morrenas abandonadas por los pequeños glaciares actuales, especialmente durante las décadas 1970-90, estableciéndose una tasa de crecimiento para alguna de las especies, como *Rizocarpon geographicum*, de 0,5 mm/año (Caseldine y Stötter, 1993). Sin embargo, no existe ninguna información sobre el tiempo que necesitan los líquenes para colonizar los bloques de una morrena, después de su definitiva formación por el frente glaciar. Este hecho es muy importante, si se tiene en cuenta que muchas de estas morrenas contienen núcleos de hielo en su interior, al estar situadas por encima del nivel de permafrost.

El objetivo de este trabajo es realizar un estudio sobre el tiempo y forma de colonización de los líquenes en las morrenas que existen en las cabeceras de los valles de Tröllaskagi, delante de los glaciares actuales. Para cumplir esta finalidad, se han localizado dos conjuntos morrénicos cuya separación de la lengua glaciar en retroceso es conocida y se ha observado cuanto tiempo transcurre desde esta separación hasta que sus bloques son colonizados por líquenes. El primero se dio en el glaciar de Búrfellsjökull, situado en el valle de Búrfellalur, afluente del valle de Svarfadardalsá. Este glaciar experimentó un gran avance en 2001 por estar afectado por un proceso de *surge*. Su frente glaciar avanzó y cubrió morrenas más antiguas hasta quedar estabilizado a finales de ese año. En 2004 el frente glaciar ya estaba en retroceso y había dejado aislada una morrena, ya totalmente inmóvil (Brynjólfsson et al., 2012). El otro caso se encuentra en el glaciar de Gljúlfurárjökull, en el valle de Gljúlfurárdalur, afluente del valle de Skiðadalur. El frente de este glaciar avanzó durante la década de los años 90 hasta el año 2000, según se observa en la serie de fotografías aéreas disponibles. A partir de ese año, el frente del glaciar empezó a retroceder. Durante un exhaustivo trabajo de campo realizado en agosto del año 2014 en las morrenas de los dos glaciares citados, se han localizado los *thalli* de dos especies líquénicas (*Rizocarpon geographicum* y *Porpidia soredizodes*) que muestran un crecimiento regular, y se ha medido su diámetro mayor, revisando bloque a bloque de la superficie, a lo largo de 100 m de cada morrena, y contabilizando los que tenían líquenes y los que no.

El resultado en las dos morrenas es muy semejante: a) Sólo entre un 15 y un 18% de los bloques contienen algún tipo de *thalli* líquénicos; b) La variedad del tamaño de los *thalli* dentro de un bloque es pequeña, pero enorme entre los de un bloque y otro, aunque estén muy próximos entre sí; c) Los *thalli* mayores aparecen sólo en algunos bloques aislados, que vienen a ser entre el 3 y el 0,7% del total.

Hay sectores de las dos morrenas que todavía tienen hielo bajo sus bloques, lo que podría explicar la desigualdad de la colonización líquénica en distintos sectores de la morrena.

Estas observaciones deben tenerse en cuenta a la hora de estudiar la antigüedad de las morrenas por liquenometría. Después de 10 años de separarse una morrena del frente glaciar, solo una mínima parte de sus bloques son lo suficientemente estables como para permitir la colonización de los líquenes. Con el paso del tiempo, los bloques se van estabilizando poco a poco y permiten la colonización de los líquenes. Esto explicaría la gran diversidad de tamaños de los *thalli* que pueden existir entre bloques de una misma morrena.

Caseldine, C., Stötter, J., 1993. "Little Ice Age" glaciation of Tröllaskagi Peninsula, northern Iceland: Climatic implications for reconstructed equilibrium line altitudes (ELAs). *Holocene* 3: 357-366.

Brynjólfsson, S., Ingólfsson, O., Schomacker, A., 2012. Surge fingerprinting of cirque glaciers at the Tröllaskagi peninsula, North Iceland. *Jökull*, 62: 1-16.

Investigación financiada por el proyecto *Cryocrisis (CGL2012-35858)*, Gobierno de España, y por *Nils Mobility projects (EEA GRANTS)*.

# Incidencia de movimientos en masa tras un episodio histórico de nevadas en el territorio del Macizo Asturiano (Noroeste de España)

Cristina GARCÍA-HERNÁNDEZ <sup>(1)</sup>, Jesús RUIZ-FERNÁNDEZ <sup>(1)</sup> y David GALLINAR <sup>(1)</sup>

(1) Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, Oviedo, España, cristingar@hotmail.com

**Palabras clave:** movimientos en masa, nevada, 1888, Macizo Asturiano, deshielo

Este estudio analiza un episodio de movimientos en masa generado en el contexto de una importante nevada cuyas repercusiones se dejaron sentir en países europeos como Reino Unido, Francia y Suiza, así como en cinco estados de la Costa Este de Estados Unidos (Ericsson, 1991), afectando también al norte peninsular y, muy especialmente, al territorio del Macizo Asturiano (García-Hernández *et al.*, 2015). En este ámbito el episodio consistió en cuatro temporales de nieve que se sucedieron entre el 14-20 de febrero, 24-29 de febrero, 14-22 de marzo y 3-8 de abril de 1888, dando lugar a espesores nivales que alcanzaron los 9 m. Además de los movimientos en masa, la nevada fue capaz de generar avalanchas de nieve e inundaciones, causando más de 30 muertes y grandes daños materiales.

En cuanto al área de estudio, el Macizo Asturiano está compuesto principalmente por rocas paleozoicas, sedimentarias y metamórficas, organizadas en bloques escalonados que, en líneas generales, descienden progresivamente hacia el Norte desde la divisoria. Amplios sectores del Macizo se encuentran entre 1000 y 2000 m s.n.m., y su topografía se caracteriza por la existencia de grandes desniveles y laderas de notable pendiente, factor que condicionará el desarrollo de los acontecimientos de 1888.

Concretamente, el episodio de movimientos en masa desencadenado a raíz de la nevada ha sido estudiado a través de las noticias contenidas en seis periódicos publicados en Asturias y León entre el 20 de enero y el 30 de mayo de 1888. También se ha recurrido a la información contenida en la antigua estación meteorológica de la Universidad de Oviedo y al trabajo de campo, consistente en entrevistas a la población e inspección de los espacios afectados. La información ha sido introducida en una base de datos diseñada con el fin de proceder a su análisis estadístico. El objetivo será reconstruir el episodio a través de la identificación, localización, y determinación del impacto socioeconómico de los eventos desencadenados, analizando también las causas naturales y/o antrópicas de los mismos.

Treinta y seis movimientos en masa fueron documentados, 28 de ellos causaron daños materiales y una persona falleció a consecuencia de un desprendimiento rocoso. Veintisiete han podido ser clasificados (16 deslizamientos, 5 desprendimientos rocosos, 4 de tipología mixta y 2 *debris flows*). Diez municipios de alta y media montaña resultaron afectados, sin embargo, la localización de la mayor parte de los eventos en lugares relevantes desde el punto de vista social y económico (en la ruta del ferrocarril, en las cercanías de lugares muy poblados, etc.) pueden hacernos pensar en las cifras que manejamos como cifras mínimas. En treinta de los 36 episodios se ha podido probar que hubo intervención antrópica, que funcionó como condicionante fundamental allí donde la topografía fue previamente modificada (en 29 casos), o como mecanismo desencadenante al menos en un episodio de deslizamiento.

Por último, se puede establecer una fuerte conexión entre el incremento de las temperaturas y el aumento en el número de eventos durante las treguas. De este modo podemos pensar en la saturación progresiva de las formaciones superficiales consecuencia del deshielo, como causa fundamental del desencadenamiento de movimientos en masa, que alcanzó un máximo de 20 eventos durante la segunda tregua, el 11 de marzo de 1888.

Ericsson, J. 1991. *Las Tormentas: de antiguas creencias a la moderna meteorología*. McGraw-Hill/Interamericana de España, Madrid, 336 páginas.

García-Hernández, C., Ruiz-Fernández, J., Gallinar, D. (2015). A case study for natural cascading hazard: the Great Blizzard of 1888 in the Asturian Massif (Northern Spain). En: *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 17, EGU2015-1026-1, EGU General Assembly 2015

# Aludes, peligrosidad y actividad geomorfológica: mapa de riesgo de aludes de Alto Campoo (Cantabria).

Enrique SERRANO CAÑADAS<sup>(1)</sup>, Manuel GÓMEZ LENDE<sup>(1)</sup> y Alfonso PISABARRO<sup>(1)</sup>

(1) Dpto. Geografía, Universidad de Valladolid, serrano@fyl.uva.es

**Palabras clave:** aludes, riesgos naturales, Alto Campoo, Montaña Cantábrica.

La nieve es uno de los elementos más importantes del medio natural de la Montaña Cantábrica, y en particular de la montaña campurriana. Los elevados índices de innivación y las condiciones térmicas moderadas durante el invierno implican una larga temporada (invierno-primavera) donde la nieve constituye el elemento clave en la circulación hídrica, los regímenes térmicos de suelos y los procesos geomorfológicos en laderas y fondos de valle. La presencia del manto nival implica la protección del suelo frente a la helada en los periodos clave del año, la saturación de los suelos durante el periodo de fusión nival, así como desplazamientos del manto nival, los aludes. Este trabajo se centra en los aludes de Campoo, su caracterización y distribución espacial. Para ello se ha realizado un mapa de zonificación de los aludes y otro de riesgo de aludes, como aportación aplicada al estudio de la nieve en Alto Campoo.

El valle de Campoo es un valle oceánico intramontañoso de la Cordillera Cantábrica abierto hacia el este, drenado por el Híjar, afluente del Ebro, y limitado por sendos cordales montañosos (sierras del Cordel de Híjar -Cuchillón, 2179 m) que rondan los 2000 metros de altitud. Su morfología deriva de un sinclinal formado en los materiales del Triásico, conglomerados, areniscas y calizas, fallado en su eje y con buzamientos opuestos y de distinto grado al norte y al sur. El modelado glaciar articula en detalle la morfología, con una sucesión de circos, pequeñas artesas y morrenas laterales y frontales, que modeló un glaciar de 5 km de longitud. Su proximidad al mar, a 40 km de la línea de costa, implica unas precipitaciones superiores a los 2000 mm en las cumbres. Por encima de 1600 metros el manto nival perdura entre 2 y 5 meses, si bien por encima de 1700 metros perdura entre 3 y seis meses. La presencia de la nieve implica frecuentes aludes.

Durante la última década se ha incrementado la frecuentación de la montaña invernal con motivo de la expansión de las prácticas del esquí de montaña y del excursionismo con raquetas. Además, en Alto Campoo, la organización territorial ha favorecido un incremento de la frecuentación, pues se sitúa junto a una red de comunicaciones que ha propiciado que 5 ciudades con tradición montañera, que suman un total de aprox. 1 millón de habitantes, se sitúen a menos de 2 horas de una alta montaña amable. En los últimos cinco años en la porción central de la Montaña Cantábrica han fallecido por aludes 4 personas (uno en Campoo) y en los últimos 25 años, al menos 5 personas han tenido que ser rescatadas de aludes en Alto Campoo. Por ello, conocer la actividad nival y el riesgo de aludes es una necesidad vital para sociedades avanzadas con elevada frecuentación de las montañas.

Se han inventariado un total de 28 aludes para los últimos 40 años mediante encuestas a esquiadores de montaña, montañeros y técnicos, interpretación y trabajo de campo. Se han definido en cada uno el tipo de alud, tamaño, origen, altitud, pendiente y orientación del arranque, altitud, pendiente y orientación de zona de llegada, periodo de actividad (día, mes), actividad geomorfológica potencial, daños personales y daños materiales. A partir de los datos y la cartografía de aludes, y teniendo en cuenta los datos de pendiente de la ladera, presencia/ausencia de vegetación arbórea y orientación (vientos e insolación), se ha elaborado mediante TIC un mapa de riesgo de aludes en Alto Campoo.

En términos generales los aludes de Campoo son de reducido tamaño y dominan los aludes de placa, los desprendimientos de nieve húmeda y aludes de cornisa. Responden a unas distribuciones precisas, a sotavento y con componentes sur y este, y en alto porcentaje son originados por el tránsito de esquiadores o excursionistas. Se presentan dos mapas, el mapa de zonas de aludes, de interés para los estudios geomorfológicos y aplicados, y el mapa de riesgo de aludes, aplicado a la información espacial del riesgo. Estos mapas son complementarios de la predicción temporal que elaboran y difunden diferentes instituciones (AEMET, MeteoCampoo) mediante los boletines de riesgo de aludes.

## Comportamiento térmico del suelo en relación a distintas situaciones de innivación en Núria (Pirineo oriental)

Ferran SALVADOR FRANCH <sup>(1,2)</sup>, Montserrat SALVÀ CATARINEU <sup>(1,2)</sup>, Gabriel SALVÀ VILLOSLADA <sup>(2)</sup> y Antonio GÓMEZ ORTIZ <sup>(1,2)</sup>

(1) Departament de Geografia Física i A.G.R., Universitat de Barcelona, Barcelona, España, fsalvador@ub.edu

(2) Servei de Paisatge, Universitat de Barcelona, Barcelona, España

**Palabras clave:** temperatura del suelo, suelo helado, innivación, manto nival, Pirineo oriental

Las bases físicas del control ejercido por el manto nival sobre el comportamiento térmico del suelo (balance termodinámico del intercambio de flujo calórico) han sido bien establecidas, generalmente a partir de experiencias realizadas en altas latitudes (Jiménez et al., 2014). Sin embargo, en las montañas peninsulares (ámbitos de alta montaña, sobre todo) no es frecuente todavía disponer de series de datos térmicos y nivales de un mismo enclave que permitan conocer dicho comportamiento.

Con el objetivo de obtener información detallada acerca de la relación manto nival-régimen térmico del suelo-procesos periglaciares (magnitudes, variabilidad interanual, etc.), se estableció en el valle de Núria (estación de montaña y esquí de Vall de Núria, Pirineo oriental) una red de muestreo térmico del suelo de la que ahora, se presenta un primer análisis de las 5 últimas temporadas invernales (noviembre a mayo, 2009-2010 a 2013-2014). Para ello, se han tratado y analizado los datos diarios de innivación natural y térmicos del aire y del suelo (a -5, -20 y -50 cm de profundidad), todos procedentes de la estación nivometeorológica de Núria (1.971 m s.n.m.), así como los datos térmicos del suelo, a las mismas profundidades, de otros 4 puntos cercanos pero sometidos a distintos regímenes de innivación (distinta orientación, permanencia de nieve, con/sin aportación de nieve fabricada).

Las 5 temporadas nivales estudiadas presentan características contrastadas: dos (2009-2010 y 2012-2013) con innivación escasa y espesor reducido, otras dos (2010-2011 y 2011-2012) con innivación muy deficitaria y fragmentada, y la última (2013-2014) con innivación continua y espesor medio en torno a 50 cm (Salvador Franch et al., 2014). En todos los casos y puntos de control hay una clara respuesta térmica del suelo en cuanto a presencia/ausencia-profundidad-duración del englamamiento acorde a las características del manto nival existente.

Los enclaves con mayor permanencia y espesor del manto, debido a la aportación de nieve fabricada, permiten analizar la respuesta térmica del suelo ante un hipotético aumento de la innivación natural por causas nivo-pluviométricas o térmicas. Por otro lado, los casos y lugares con escasa presencia nival permiten pronosticar el comportamiento térmico del suelo ante una, tal vez más probable, disminución de la nivinidad-innivación natural.

A través de los casos estudiados, se concluye, paradójicamente, que:

a) una mayor innivación supone un menor, o incluso nulo, englamamiento del suelo y una drástica disminución de los ciclos de hielo-deshielo y la dinámica periglacial asociada.

b) una menor innivación implica menor protección y aislamiento térmico del suelo y en consecuencia un incremento muy notable de la intensidad y duración del englamamiento.

En cualquier caso, sea por causas climáticas o morfotopográficas naturales o por causas inducidas (fabricación de nieve) se confirma plenamente el control decisivo del manto nival sobre la distribución y efectividad de la morfogénesis periglacial en el suelo.

Jiménez J.J., Ramos M., De Pablo M.Á. Vieira G. Molina A. (2014). Variabilidad térmica de la capa activa, acoplada al espesor nival, en las proximidades de la BAE Juan Carlos I (Antártida). En: *Avances, métodos y técnicas en el estudio del periglaciarismo*. Public. Edic. Universitat de Barcelona, pp. 287-300.

Salvador Franch F., Salvà Villoslada G., Vilar Bonet F., García Sellés C. (2014). Nivometría y perfiles de innivación en Núria (1.970 m, Pirineo oriental): 1985-2013. En: *Cambio climático y cambio global*. Public. AEC, Almería, pp. 729-738.

# Cartografía de susceptibilidad y modelización de aludes de nieve del Circo de Gredos (Sistema Central Ibérico)

Rodrigo L. SOTERES <sup>(1) (2)</sup>, Javier PEDRAZA <sup>(1)</sup> y Rosa M. CARRASCO <sup>(3)</sup>

(1) Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España, risoteres@uc.cl

(2) Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile

(3) Departamento de Ingeniería Geológica y Minera, Universidad de Castilla-La Mancha, Toledo, España

**Palabras clave:** Aludes, Cartografía susceptibilidad, Modelo, GIS, Sierra de Gredos

El Circo de Gredos, Sierra de Gredos (Sistema Central Ibérico), constituye uno de los escenarios para la práctica de deportes invernales de montaña más populares de la zona centro peninsular. No obstante, a pesar de la intensa afluencia de visitantes, hasta el momento no existe ningún estudio relacionado con el riesgo de aludes de nieve en el área.

El objetivo del presente trabajo es presentar una primera serie de cartografía de susceptibilidad de aludes de nieve y una aproximación a la modelización del fenómeno por medio del análisis estadístico de los parámetros topográficos de recorridos de aludes conocidos en el Circo de Gredos.

La metodología del trabajo se dividió en distintas etapas que incluyeron: 1) elaboración de una cartografía geomorfológica de detalle, 2) medición de las características nivometeorológicas de la zona a través del establecimiento de columnas estratigráficas y perfiles de resistencia del manto nivoso, 3) confección de la cartografía de susceptibilidad de aludes de nieve introduciendo los factores "necesarios" y "potenciadores" en un Sistema de Información Geográfica (Fernández-Cañadas, 2014) y 4) modelización estadística del máximo alcance de los aludes por medio del análisis de los parámetros topográficos de trayectorias de aludes conocidas (Lied y Bakkehøi, 1980; Bakkehøi *et al.*, 1983).

Los resultados obtenidos muestran que el Circo de Gredos es un área con una susceptibilidad muy alta al desencadenamiento de aludes de nieve, tanto por sus características geomorfológicas como por las condiciones del manto nivoso, el cual evoluciona favoreciendo la ocurrencia de aludes de placa en las vertientes norte y este y de aludes de fusión en las caras sur y oeste. Siendo ambos fenómenos los de mayor representación espacial en el Circo de Gredos y, por tanto, los de mayor riesgo potencial. Para el caso de los aludes de nieve polvo, los factores relacionados con su ocurrencia se encuentran muy restringidos por lo que no constituyen un peligro significativo.

La ecuación obtenida ( $\alpha' = 0.94\beta + 0.46$ ;  $R^2 = 0.94$ ; S.D. = 0.645) tras la aplicación del modelo en el Circo de Gredos, sugiere que el parámetro topográfico de mayor relevancia es el perfil de la trayectoria del alud. Los cálculos arrojan resultados en la estimación con un error máximo del 3.58% en perfiles parabólicos y del 0.99% para perfiles de transición abrupta entre las laderas y el fondo del circo, lo que invita a su utilización provisional en vista de mejorar la precisión del análisis estadístico.

Los resultados del presente trabajo muestran que el Circo de Gredos es un área con una elevada susceptibilidad de ocurrencia de aludes de nieve en la mayor parte de su superficie, situación que sumada a la intensa exposición social durante los meses invernales, generan un elevado riesgo potencial para deportistas y demás usuarios. Esta situación, pese a que el fenómeno se sitúe dentro de las categorías intermedias de la clasificación europea de tamaño de aludes, anima a continuar trabajando en orden de mejorar la precisión de los resultados obtenidos.

Bakkehøi, S., Domaas, U., Lied, K., 1983. Calculation of snow avalanche run-out distance. *Annals of Glaciology*, 4, 24-29.

Fernández-Cañadas, J. A., 2014. Los aludes de nieve en el Macizo de Peñalara. Nota técnica 14. Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), Madrid.

Lied, K., Bakkehøi, S., 1980. Empirical calculations of snow-avalanche run-out distance based on topographic parameters. *Journal of Glaciology*, 26, 165-177.

# Topoclimate controls on the spatial pattern of snow patches during the melting season (South Shetlands, Antarctica)

Inês GIRÃO <sup>(1)</sup>, Gonçalo VIEIRA <sup>(1)</sup>, Hyun-cheol KIM <sup>(2)</sup>, Carlos SCHAEFER <sup>(3)</sup>

<sup>(1)</sup> Centro de Estudos Geográficos-IGOT, Universidade de Lisboa, Portugal

<sup>(2)</sup> Korea Polar Research Institute, Incheon, Republic of Korea

<sup>(3)</sup> Department of Soils, Universidade Federal Viçosa, Brasil

**Keywords:** Snowpatch; South Shetland Islands; Remote Sensing; Spatial Modelling;

Snowpatches are late lying mantles of snow cover occurring outside glacier areas and that are frequently pervasive during the whole summer season. They normally occur as a result of various topoclimatic factors (e.g. concavities, lee effects, shadow effects, etc.) and their occurrence provides an important source of information regarding climate change and geomorphological processes induced by snow (Christiansen 1997). The climate conditions of the South Shetlands archipelago, with mean annual air temperatures of  $-2^{\circ}\text{C}$  at sea-level and summers showing mean monthly temperatures above freezing, with frequent rainfalls favour the development of snow free areas normally at low altitude, where snow patches are frequent from December to April, many of them showing a perennial presence. Research conducted in the previous decade in the Maritime Antarctic has shown that snow patches are very important factors for the natural system dynamics and especially for permafrost (e.g. Bockheim et al. 2013, Guglielmin et al. 2014, Goyanes et al. 2014, Vieira et al. 2014). Given this framework, the objective of this presentation is identifying, quantifying and analysing the influence of topoclimatic factors on the occurrence and distribution of snow in the summer season. The research is based on the classification and analysis of high resolution multispectral remote sensing imagery from Fildes and Barton Peninsula (King George Island), Hurd and Byers Peninsula (Livingston Island) and Deception Island. The imagery is classified for snow patch detection and different classification algorithms are tested for accuracy. The second step consists on applying spatial analysis techniques using variables derived from digital elevation models (i.e. altimetry, slope, aspect, curvature, hillshade, global radiation) and also topography modelled wind-fields from meteorological data, known to influence both snow accumulation, as well as snow-melt. The influence of the different variables is assessed through exploratory statistical analysis and discussed according to local factors of each ice-free area and snow melt conditions preceding image acquisition. This approach allows the development of spatial Modelling (e.g. logistical regression and informative value) aiming at mapping the probability of occurrence of snowpatches. Maps and models of snow patch distribution for the different areas will be presented, providing valuable tools for modelling the spatial distribution of permafrost, as well as a better understanding of nivation-driven geomorphic processes.

This work is developed in the framework of the projects PERMANTAR-3 (Permafrost and Climate Change in the Antarctic Peninsula - PTDC/AAC-GLO/3908/2012), PROPOLAR, TERRANTAR - Rede de estudos avançados em solos e permafrost na Antártica e alta montanha Sulamericana: monitoramento climático, teleconexões e dinâmica de carbono (MCTI/CNPq/FNDCT – Ação Transversal nº 64/2013 Brazil) and Long-Term Ecological Researches on King George Island to Predict Ecosystem Responses to Climate Change, PE14020, Korean Polar Research Institute.

Bockheim J., Vieira G., Ramos M., López-Martínez J., Serrano E., Guglielmin M., Wilhelm K., Nieuwendam A. (2013) Climate warming and permafrost dynamics in the Antarctic Peninsula region. *Global and Planetary Change*, 100, 215-233.

Goyanes G., Vieira G., Caselli A., Cardoso M., Mammy A., Santos F., Bernardo I., Hauck C. (2014) Local influences of geothermal anomalies on permafrost distribution in an active volcanic island (Deception Island, Antarctica). *Geomorphology*, 225, 57-68.

Guglielmin M., Worland R. M., Baio F., Convey P. (2014) Permafrost and snow monitoring at Rothera Point (Adelaide Island, Maritime Antarctica): Implications for rock weathering in cryotic conditions. *Geomorphology*, 225, 47-56.

Guglielmin M., Vieira G. (2014) Permafrost and periglacial research in Antarctica: New results and perspectives. *Geomorphology*, 225, 1-3.

Vieira G., Moura C., Pina P., Shaefer C. (2014) A proxy for snow cover and winter ground surface cooling: Mapping *Usnea* sp. communities using high resolution remote sensing imagery (Maritime Antarctica). *Geomorphology*, 225, 69-75.

