

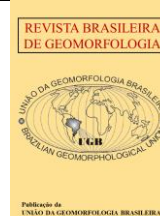


<https://rbgeomorfologia.org.br/>  
ISSN 2236-5664

## Revista Brasileira de Geomorfologia

v.24, n° 2 (2023)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v24i2.2355>



Nota técnica

# Deteção de movimentos na camada basal da cobertura estacional da neve através de registradores de dados de inclinação no pico Cuíña (Serra de Ancares, NW da Iberia)

*Detection of movements in the basal layer of the seasonal snow cover by means of inclination data loggers, Cuíña peak (Ancares Mountains, NW Iberia)*

Marcos Valcarcel<sup>1</sup>, Pedro Carrera-Gómez<sup>2</sup>, Juan López Bedoya<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Universidade de Santiago de Compostela, Departamento de Xeografía, Santiago de Compostela, España. E-mail. [marcos.valcarcel@usc.es](mailto:marcos.valcarcel@usc.es).

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-6650-0858>

<sup>2</sup> Universidade de Santiago de Compostela, Departamento de Xeografía, Santiago de Compostela, España. E-mail. [pedro.carrera.gomez@rai.usc.es](mailto:pedro.carrera.gomez@rai.usc.es)

<sup>3</sup> Universidade de Santiago de Compostela, Departamento de Xeografía, Santiago de Compostela, España. E-mail. [juan.lopez.bedoya@usc.es](mailto:juan.lopez.bedoya@usc.es).

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-3498-4904>

Recebido: 25/01/2023; Aceito: 16/04/2023; Publicado: 06/06/2023

**Resumo:** Na vertente nordeste do Pico Cuíña, Sierra de Ancares, a cobertura nevada estacional sofre movimentos basais que dão origem a uma intensa atividade geomorfológica. O movimento basal da cobertura de neve ocorre tanto em deslizamentos de neve como em avalanches rápidas. O principal objetivo desta investigação é desenvolver e testar um procedimento automático e contínuo para a deteção de movimentos de neve basal e resistência às forças de impulsão que permita a monitorização em vários pontos. O controle do movimento basal apresenta dificuldades, principalmente sob a forma de risco de danificação dos dispositivos de medição devido às consideráveis forças de impulsão da neve e dos choques. A experiência foi realizada numa vertente rochosa de 28° de inclinação, em elevações entre 1.840 e 1.870 m. Os registradores automáticos de inclinação foram selecionados por sua autonomia e baixo custo. Eles foram programados para fazer uma medição a cada 12 minutos durante os meses em que o pacote de neve está ativo. Estes dispositivos são externos, mas eles tiveram que ser colocados em caixas hermeticamente de aço seladas, que são resistentes a impactos e pressões intensas. Os dados obtidos identificaram vários períodos de duração variável, de dias a semanas, com mudanças suaves e contínuas, atribuídas a eventos lentos de deslizamento de terra basal. Entretanto, na maioria dos registros há eventos de atividade súbita com mudanças nos valores de inclinação atribuídos a avalanches rápidas. Os resultados são satisfatórios e respondem às observações no campo. O método é simples de implementar e barato.

**Palavras-chave:** Cobertura de neve, deslizamento de neve, avalanche, empuxo de neve, erosão nival.

**Abstract:** On the northeastern slope of Pico Cuíña, Sierra de Ancares, the seasonal snowpack undergoes basal movements that give rise to intense geomorphological activity. The basal movement of the snowpack occurs both in snow slides and rapid avalanches. The main objective of this research is to develop and test an automatic and continuous procedure for the detection of basal snow movement and resistance to thrust forces that allows tracking

at several points. Basal motion tracking presents difficulties, mainly in the form of risk of damage to the measuring devices due to considerable snow thrust forces and shocks. The experiment was carried out on a 28° rocky slope at an altitude between 1,840 and 1,870 m. Automatic slope recorders were selected for their autonomy and low cost. They were programmed to take a measurement every 12 minutes during the months when the snowpack is active. These devices are external but had to be placed in hermetically sealed steel boxes, resistant to impacts and intense pressure. The data obtained identified several periods of varying duration, from days to weeks, with smooth and continuous changes attributed to slow basal sliding events. However, in most of the records there are sudden activity events with changes in slope values attributed to rapid avalanches. The results are satisfactory and respond to field observations. The method is simple to apply and low-cost.

**Keywords:** Snow cover, snow glide, full-depth avalanche, snow push, nival erosion.

---

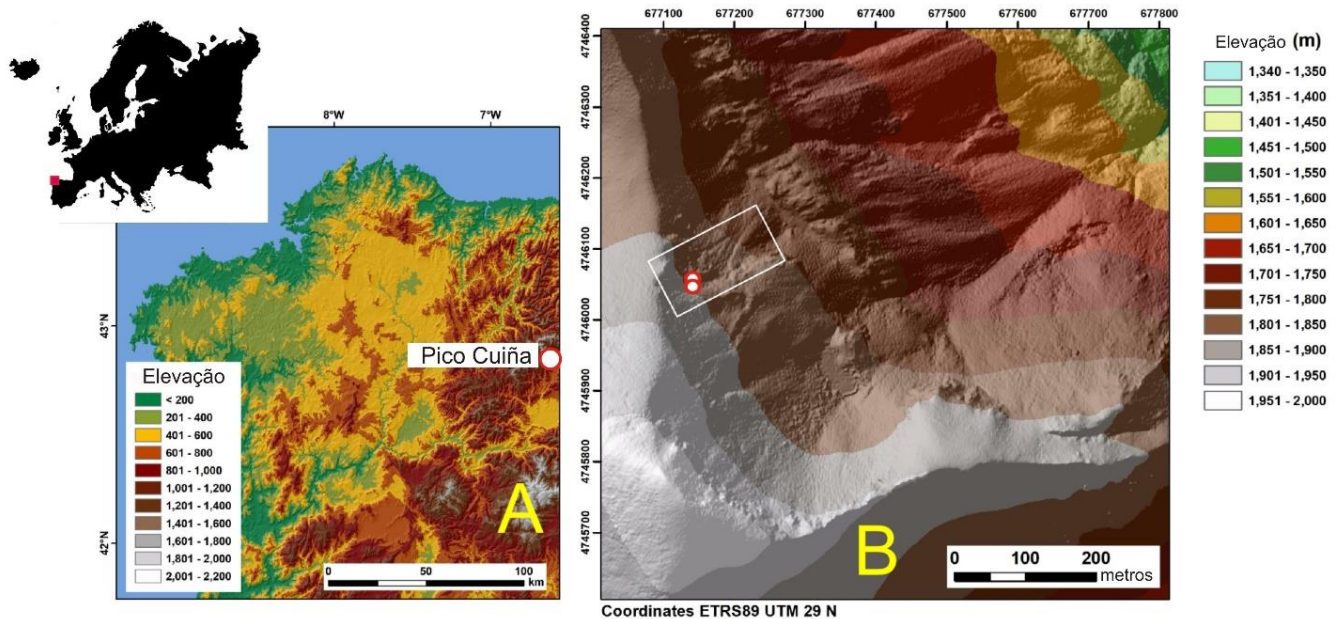
## 1. Introdução

Os deslizamentos de neve são um componente chave dos perigos naturais, ou seja, as avalanches e a erosão que elas induzem, e devido às mudanças globais em curso se tornaram uma questão de grande preocupação social. Até hoje, a falta de conhecimento sobre os fatores-chave do processo de deslizamento de neve tornou difícil a interpretação e, portanto, a previsão. Um deslizamento de neve pode ser definido como uma descida lenta da cobertura de neve na superfície do solo, seja ele rocha compacta, sedimento mais ou menos compacto ou solo coberto de vegetação. Muito progresso tem sido feito na sua compreensão, no entanto, os processos que levam a avalanches permanecem mal compreendidos e representam um grande ponto de incerteza para sua previsão como um risco natural. Este tipo de liberação de avalanche depende de fatores locais como a elevação, orientação, cobertura de neve, condições climáticas e a presença de água livre. A taxa de deslizamento e aceleração de a laje de neve é outro fator determinante. Do ponto de vista de sua dinâmica, este processo pode levar ao dobramento e encurvamento da cobertura de neve e eventualmente a rachaduras, o que pode ser um precursor de avalanches de deslizamento (CEAGLIO et al., 2012). De feito, as avalanches de deslizamento envolvem a liberação total do pacote de são frequentemente difíceis de prever. A maioria das pesquisas tem estudado os processos de avalanche de duas maneiras diferentes. Ou bem investigando parâmetros chave (conteúdo de água, na neve e na interface neve/terra, Clarke e McClung (1999), Mitterer et al. (2011), Stimberis e Rubin (2004) ou bem investigando a ligação entre atividade de liberação de avalanches e parâmetros meteorológicos (CLARKE; MCCLUNG, 1999), (PEITZSCH et al., 2012), (SIMENHOIS; BIRKELAND, 2010). Alguns deles investigaram diretamente as áreas de liberação da avalanche (der GAND; ZUPANCIC, 1966), (LACKINGER, 1987), (STIMBERIS; RUBIN, 2004), (WILSON et al., 1996).

Na área de estudo a cobertura estacional de neve atinge uma espessura e uma duração significativas nas vertentes rochosas do Circo glacial de Cuíña, Sierra de Ancares (noroeste de Espanha). O deslocamento basal da camada de neve é repetido em uma base sazonal com grande regularidade anual. Este fato permite um estudo detalhado das condições do deslizamento de neve. Em uma base recorrente, provoca uma intensa atividade geomorfológica, incluindo o desprendimento de fragmentos de rocha, o transporte de blocos, a abrasão das superfícies rochosas, Carrera-Gómez e Valcarcel (2010), e a formação de rampas de talude (CARRERA-GÓMEZ; VALCARCEL, 2018).

## 2. Área de Estudo

As montanhas de Ancares situam-se no noroeste da Península Ibérica. Apesar de geograficamente isoladas, pertencem estruturalmente às Montañas Cantábricas. O circo glacial do Cuíña (lat. 42°50'N; longo. 6°49'W) localiza-se na face nordeste do Pico Cuíña (1.998 m), na encosta norte da Serra de Ancares (Figura 1).

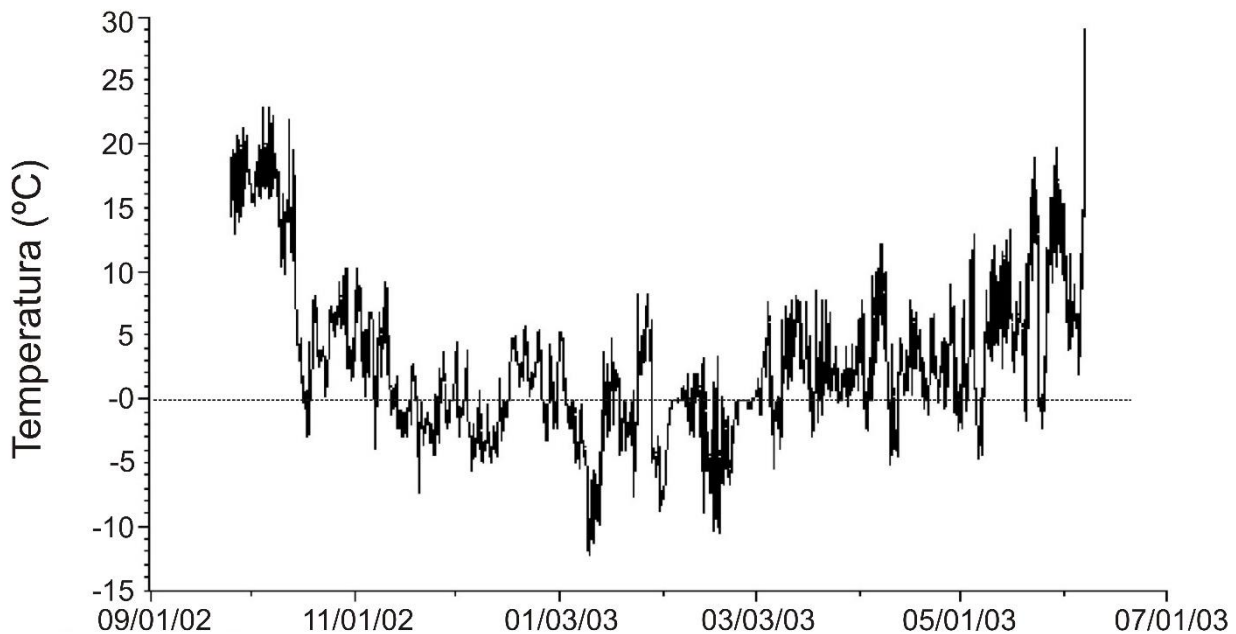


**Figura 1.** A: Localização da área de estudo. B: Topografia detalhada do Circo Cuiña e posição da implantação dos registradores.

O substrato é formado por xistos e quartzitos de grão fino da formação ordoviciano "Los Cabos". Como resultado da Orogenia Herciniana, estas rochas foram dobradas, densamente compressas e atingiram um metamorfismo regional de baixo grau. Os xistos, em particular, apresentam uma fracturação altamente desenvolvida. Os diques e veias de quartzo intrudidos pós-orogênicos estão também amplamente distribuídos na zona (PÉREZ-ESTAUN, 1978). Na área de estudo, o leito rochoso está próximo da horizontal ou ligeiramente em declive. A interseção dos diferentes planos de descontinuidade traça um padrão de fractura aproximadamente ortogonal. Devido à disposição do leito, a rocha apresenta uma topografia escalonada, formada por vários degraus estreitos e quase planos e superfícies suavemente inclinadas, salientes por uma pequena parede íngreme que facilita a acumulação de neve.

A Serra dos Ancares foi fortemente glacializada durante o Pleistoceno. A geleira do Cuiña era um afluente do maior glaciar da Serra, o glaciar de Ancares, que atingiu um comprimento de 13 km durante o último Último Máximo Glacial (VALCARCEL, 1998), (VALCARCEL; PÉREZ-ALBERTI, 2002). O circo de Cuiña é um amplo anfiteatro, com 1,5 km de largura, delimitado por *arêtes* e pelo cume do Pico Cuiña. O circo é escalonado pela ocorrência de uma sucessão de limiares rochosos. As superfícies polidas estão também amplamente representadas. As características periglaciais dos vestígios ocorrem no fundo das paredes do circo (geleiras de rocha lobulares ou em forma de língua, taludes) e na encosta exterior sul (campos de blocos e ladeiras de blocos). As atuais formas crionavais incluem lóbulos de solifluxão, blocos de arado, solos poligonais e terracettes (VALCARCEL, 1998; PÉREZ-ALBERTI et al., 1998).

Não há registros meteorológicos longos e normalizados disponíveis para as elevações mais altas da Serra dos Ancares. Estima-se que a temperatura média anual do ar seja inferior a 6 °C e que a temperatura média anual do ar no Inverno não exceda 2 °C (MARTÍNEZ-CORTIZAS; CASTILLO-RODRÍGUEZ; BLANCO-CHAO, 1999b). Nas imediações da área de estudo, a uma altitude de 1.870 m, foi obtido um registro da temperatura do ar correspondente ao inverno e à primavera de 2002-2003 (Figura 2). A temperatura média de inverno (de dezembro a fevereiro) foi de -1,3 °C, com um mínimo e máximo absolutos de -12,2 °C e 8,4 °C, respectivamente. Durante a primavera (março a maio), a temperatura média foi de 3, 8°C, com mínimos e máximos absolutos de -5,4 °C e 19,9 °C (CARRERA-GÓMEZ; VALCARCEL, 2010).



**Figura 2.** O comportamento típico das temperaturas no sítio de estudo é a abundância de ciclos de congelamento-descongelamento. São recorrentes desde meados de outubro até ao final de maio. Fonte: os autores.

Os valores da precipitação de neve nos setores mais elevados da Serra de Ancares são desconhecidos. Martínez-Cortizas, Castillo-Rodríguez e Blanco-Chao (1999a) estimaram uma precipitação anual acumulada para os níveis mais elevados da Serra superior a 2.000 mm, com cerca de 700-800 mm correspondentes à precipitação acumulada no inverno. No entanto, estes autores não indicaram a percentagem contribuída pela neve para o volume total anual de precipitação. Por outro lado, Penas-Merino et al. (1995) mencionam uma precipitação média anual de 2.022 mm, registrada na estação meteorológica "Tejedo de Ancares", localizada a 990 m no vale do rio Ancares.

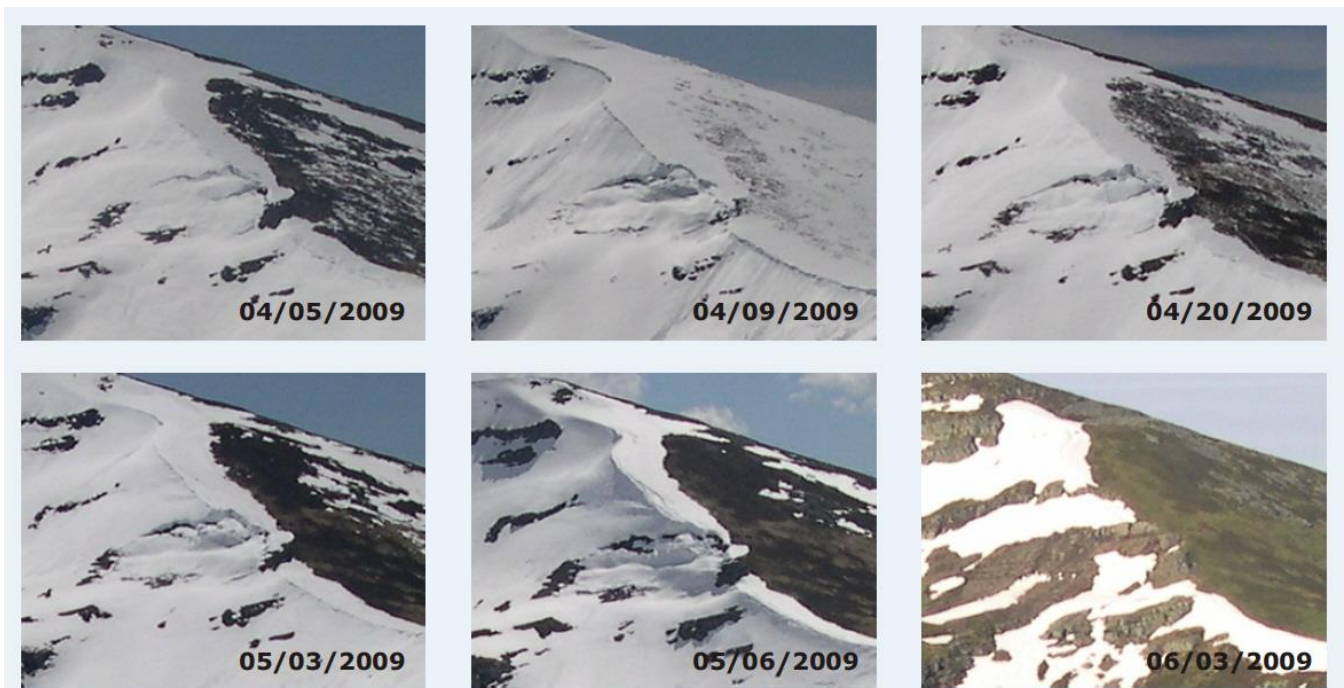
Embora predominem as superfícies rochosas nuas, podem encontrar-se manchas de litossolo cobertas por espécies como *Festuca eskia*, *Calluna vulgaris* e *Vaccinium uliginosum*. Os líquens crostosos do género *Rhizocarpon* colonizam zonas de rocha menos expostas ao efeito abrasivo da neve em movimento (RODÍGUEZ-GUITIÁN; GUITIÁN RIVERA, 1994).

### 3. Características da cobertura de neve e o papel geomorfológico do movimento da neve basal

A cobertura de neve tem uma variabilidade interanual notável. Em anos de neve intensa, a cobertura de neve aparece normalmente no início de novembro e os últimos vestígios desaparecem em meados de julho. Em anos com pouca precipitação, a sua formação é atrasada até dezembro e desaparece totalmente em maio (CARRERA-GÓMEZ; VALCARCEL, 2018), (CARRERA-GÓMEZ; VALCARCEL; BLANCO-CHAO, 2010), (CARRERA-GÓMEZ; VALCARCEL, 2011b). A espessura da camada de neve é muito irregular devido às irregularidades do substrato e à redistribuição da neve feita pelo vento. A espessura máxima de 4-6 m foi medida no final do inverno na borda do circo, onde a maior parte da neve soprada a partir das encostas circundantes a barlavento é reposta formando uma espessa cornija de neve (CARRERA-GÓMEZ; VALCARCEL, 2010). Durante o período de ablação, a cobertura de neve apresenta características estratigráficas extremamente homogêneas. São frequentemente formadas camadas de gelo basal de até 20 cm de espessura e densidades superiores a 600 kg/m<sup>3</sup>, que são separadas do leito rochoso por uma película de água. Acima do gelo basal, a cobertura é formada por neve granulada grossa e metamorfozada com abundante água intersticial e densidades médias de 550-570 kg/m<sup>3</sup> (CARRERA-GÓMEZ; VALCARCEL, 2011a).

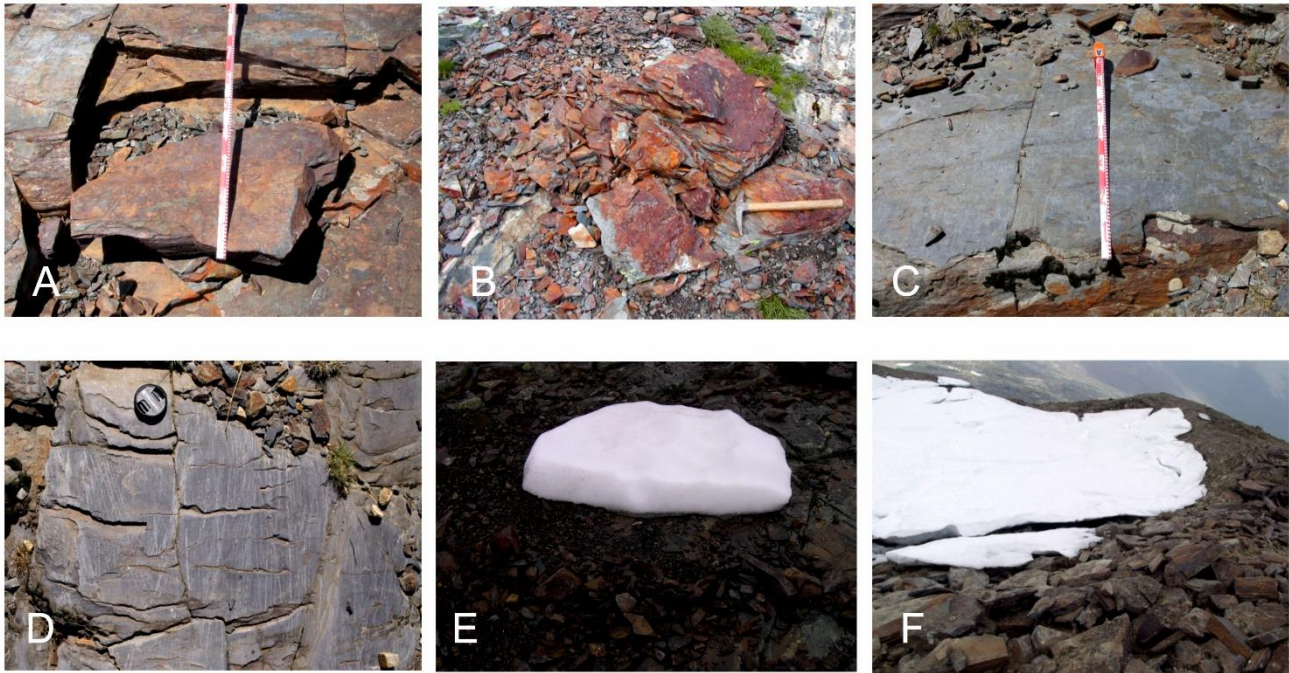


A característica mais notável da cobertura de neve é a sua mobilidade (VALCARCEL, 1998) (CARRERA-GÓMEZ; VALCARCEL, 2011a; 2011b). A existência de deslizamento basal lento é sugerida pela ocorrência de fissuras de tração, paralelas às linhas de contorno das cornijas de neve na borda do circo (Figura 3, sequência de imagens de uma fratura de deslizamento-*glide fracture*). Durante os deslizamentos a cobertura de neve escorrega sobre a superfície do substrato, sendo deslocada como um todo como uma avalanche de placas, Mathews e Mackay (1963; 1975), McClung, Nettuno e Savi (1994), Jones (2004). Segundo McClung, Walker e Golley (1994), este tipo de movimento ocorre em superfícies rochosas nuas com gradientes superiores a 15°, mas apenas quando a temperatura da interface do substrato de neve é de cerca de 0 °C, permitindo assim a presença de água líquida que atua como película lubrificante entre o substrato e a cobertura de neve. O deslocamento médio diário pode ser medido em termos de milímetros, Clarke e McClung (1999). A instabilidade causada pelo deslizamento basal tende a ser mais pronunciada na primavera, com avalanches de profundidade total até 15 m (CARRERA-GÓMEZ; VALCARCEL, 2010; 2011b). Clark e McClung (1999) apontam que estas avalanches de profundidade total estão intimamente relacionadas com deslizamentos de neve, pois ocorrem após períodos de deslizamento rápido.



**Figura 3.** Evolução e sequência de imagens de uma fratura de deslizamento (*glide fracture*) na área de estudo (imagens tiradas com uma câmera automática de lapso de tempo, primavera de 2009). Dos autores.

O deslizamento basal e as avalanches em profundidade exercem consideráveis forças de empuxo e arrastamento sobre o substrato subjacente, arrancando e esmagando fragmentos de rocha, abrindo superfícies rochosas e criando feições distintas, tais como superfícies polidas, estrias, ranhuras, micro-crestas e rampas de talude (Figura 4B, C, D e F) (CARRERA-GÓMEZ; VALCARCEL, 2010; 2011b; 2018). A denudação é favorecida pelo padrão de fratura do leito rochoso. A rocha falha ocorre pela quebra ao longo de planos de fraqueza pré-existent, nomeadamente planos de junção e de assentamento. A denudação de grandes blocos de rocha parece ser progressiva e, em raras ocasiões, é realizada num único ano. O alargamento dos planos de descontinuidade, especialmente dos planos oblíquos ou perpendiculares à direção de deslocamento da camada de neve, prossegue ano após ano, até que todo o fragmento seja removido do leito rochoso. Os fragmentos de rocha destacados são subnivalmente transportados e arrastados sobre a superfície do leito rochoso.



**Figura 4.** Alguns exemplos geomorfológicos significativos dos resultados do impulso basal da camada de neve: A.- arrancamento; B.- esmagamentos; C.- abrasão; D.- estrias; E.- microcrestas; E.- rampas de talude. Dos autores.

Como resultado de fragmentos de transporte subnival, os fragmentos de transporte apresentam geralmente arestas desgastadas, raspas e estrias. As tensões na parte inferior da cobertura de neve são responsáveis pelo esmagamento dos clastos. Os xistos são particularmente adequados para triturar e, portanto, as cominações progressivas reduzem os fragmentos de xisto até ao tamanho da areia. O material de pedra transportado na base da cobertura móvel de neve vasculha varre o substrato subjacente, reduzindo a sua rugosidade superficial e criando superfícies alisadas e polidas, cortadas por numerosos pequenos arranhões e estrias minúsculas. As estrias são as microformas de erosão subnival mais características. As suas dimensões são muito variáveis, desde os riscos mínimos pouco visíveis a olho nu, até às estrias de até 50 cm de comprimento e 1 cm de largura. Os sulcos (*glacial grooves*) são semelhantes às estrias, mas as suas dimensões são muito maiores, podendo exceder 4 cm de largura e uma profundidade máxima de 2,5 cm (CARRERA-GÓMEZ; VALCARCEL, 2010). A abrasão também explora linhas estruturais de fraqueza, alargando e baixando fissuras e juntas de rocha. Também foram identificadas características distintivas de empuxo de neve em áreas cobertas por diamictos e ricas em materiais finos. Micro crestas compostas por diamictos empurradas pela neve, até 40 cm de altura, sublineares para arqueadas em plano e com perfis cruzados assimétricos, ocorrem em bancadas de rocha. As pequenas acumulações ocorrem em posições pronivais. São cristas distintas, sublineares a arqueadas, atingindo uma altura máxima de 1,7 m. Apresentam formas de perfil transversal assimétrico com declives proximais côncavos, cristas estreitas e declives distais convexos. As rampas pequenas ocorrem em posições pronivais. As muralhas são constituídas por diamictos suportados por matriz e por clastos grosseiros com estrutura semiaberta (*openwork*). Os clastos apresentam normalmente bordas gastas e estrias. As superfícies dos taludes proximais são formadas por diamictos compactados e ricos em materiais finos e apresentam rochas encastradas. As cristas das rampas ricas em materiais finos foram parcialmente limpas e remodeladas em superfícies planas a superfícies escavadas suavemente inclinadas com blocos embutidos. A actividade geomórfica observada no Pico Cuíña sugere que o empurrão de neve é um processo particularmente eficaz no ambiente subnival.

#### 4. Materiais e Métodos

A fim de detectar a natureza do deslizamento subnival causado pelo movimento da neve, foi desenvolvido um programa de monitorização. Neste estudo apresentamos os resultados de uma experiência de campo para deteção de movimentos na camada basal da camada de neve, realizada durante o Inverno e a Primavera de 2008. A experiência foi realizada numa vertente rochosa de 28° de inclinação, localizada no sector central da parede



traseira do circo glacial pleistoceno do Pico Cuíña, em elevações entre 1.840 e 1.870 m. Os deslocamentos basais foram monitorizados utilizando registradores de dados de inclinação instalados no interior de caixas de metal, colocadas na superfície da rocha. Foram obtidos dois registros de inclinação contínua, que se estenderam de janeiro a abril de 2008. As variações observadas nos valores de inclinação permitem determinar os períodos em que a cobertura de neve sofreu deslocamentos. Assim, dois minis registradores de dados "Onset Hobo UA-004-64©" com um sensor de inclinação incorporado foram montados dentro de caixas de proteção em metal 80 x 80 x 55 mm em dimensões exteriores. O sensor mede os valores de inclinação nos eixos x, y e z. Cada um dos eixos dos registradores está alinhado com um dos três lados principais da sua caixa (Figura 5). As caixas são colocadas na superfície do substrato no outono, antes das primeiras nevadas. Quando a cobertura de neve se acumula e começa a deslocar-se para baixo, empurra as caixas, modificando a inclinação do madeireiro à medida que estas se deslocam sobre as irregularidades do substrato. Os eventos de movimento são evidenciados pelas variações observadas nos valores de inclinação medidos, enquanto os períodos de estabilidade são caracterizados pela ausência de tais variações. No outono de 2007, ambas as caixas foram colocadas a 2 m de distância na superfície do substrato, numa posição de declive médio. Os dados de inclinação tridimensional foram registrados com uma frequência de 12 minutos, desde o início de janeiro até ao final de abril de 2008.



**Figura 5.** A: Na experiência, foram utilizados registradores automáticos de aceleração "Onset Pendant G" (gama de medição:  $\pm 3$  g; resolução:  $\pm 0,025$  g; precisão:  $\pm 0,075$  g), equipados com um acelerômetro triaxial que permite determinar a inclinação do registador ou da caixa metálica na qual foi fixado. Os registadores estão alojados dentro de caixas de proteção com 80 x 80 x 55 mm. Cada eixo do elemento sensor é paralelo a uma das três dimensões da caixa. B: A pressão subnival pode destruir as caixas metálicas que protegem os registadores. Na imagem, uma caixa pegou no chão ao lado de outra, quebrada pelo efeito da ação subnival. C: Os registadores de temperatura "UTL-1" © protegidos por uma caixa de PVC, as fixações metálicas foram removidas pela ação subnival. D: Vista das caixas metálicas no sítio experimental. E: Vista de perto. Fonte: Os Autores.

O regime térmico da interface neve/substrato foi monitorizado continuamente de novembro de 2007 a junho de 2008 com dois registradores de dados de temperatura "UTL-1" (Figura 5). Os registradores foram ancorados a 20 m de distância, na seção superior da encosta da rocha, junto ao bordo circo, e na seção média. Os termistores foram colocados 2 cm acima do substrato.

As medições da profundidade da neve também foram realizadas no campo por meio de sondagem mecânica vertical no inverno de 2008 (Figura 6), a profundidade máxima da neve atingiu 4 m, enquanto no setor mobilizado a espessura média foi da ordem de 2 m. Em meados de maio de 2008 foi efetuada uma análise da estrutura e densidade da cobertura de neve numa placa de neve libertada por uma avalanche de curta distância e profundidade (Figura 6). A cara mais acessível da laje foi limpa com uma serra de neve e foram recolhidas amostras para medições de densidade utilizando um parafuso de gelo e um tubo de alumínio. As amostras foram pesadas utilizando uma balança de mola.

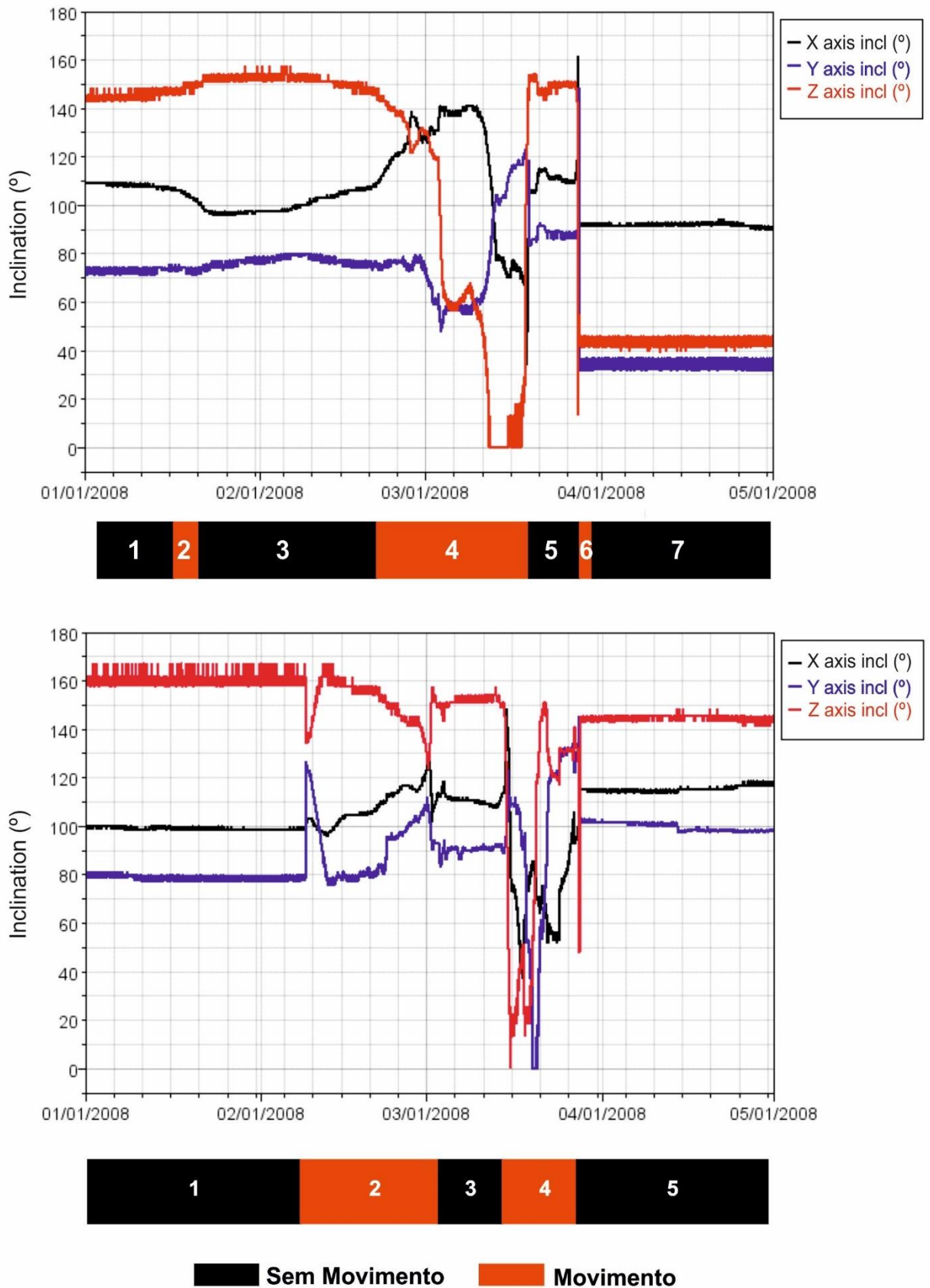


**Figura 6.** Medição das características de espessura e densidade da neve. Fonte: Os autores.

## 5. Resultados

Sete períodos principais de estabilidade/movimento da cobertura de neve foram inferidos a partir do registro de inclinação obtido pelo registrador de dados 1 (Tabela 1, Figura 7), e seis períodos principais foram diferenciados no registro obtido pelo registrador de dados 2 (Tabela 1, Figura 7). Os regimes térmicos observados indicam que na seção superior da inclinação a cobertura de neve era contínua e suficientemente espessa para bloquear o intercâmbio de energia entre a superfície da rocha e a atmosfera do início de janeiro ao início de maio de 2008. Durante este período a temperatura basal da camada de neve permaneceu quase constante e muito próxima de 0 °C (Figura 8). Na seção média da encosta, as condições de cobertura contínua de neve duraram desde o início de janeiro até ao final de maio de 2008. A temperatura basal permaneceu constante e ligeiramente acima de 0 °C durante a maior parte desse período. Foram registradas flutuações isoladas de curta amplitude que atingiram até +0,3 °C, refletindo provavelmente a ocorrência de água fornecida por eventos pluviométricos (Figura 8).



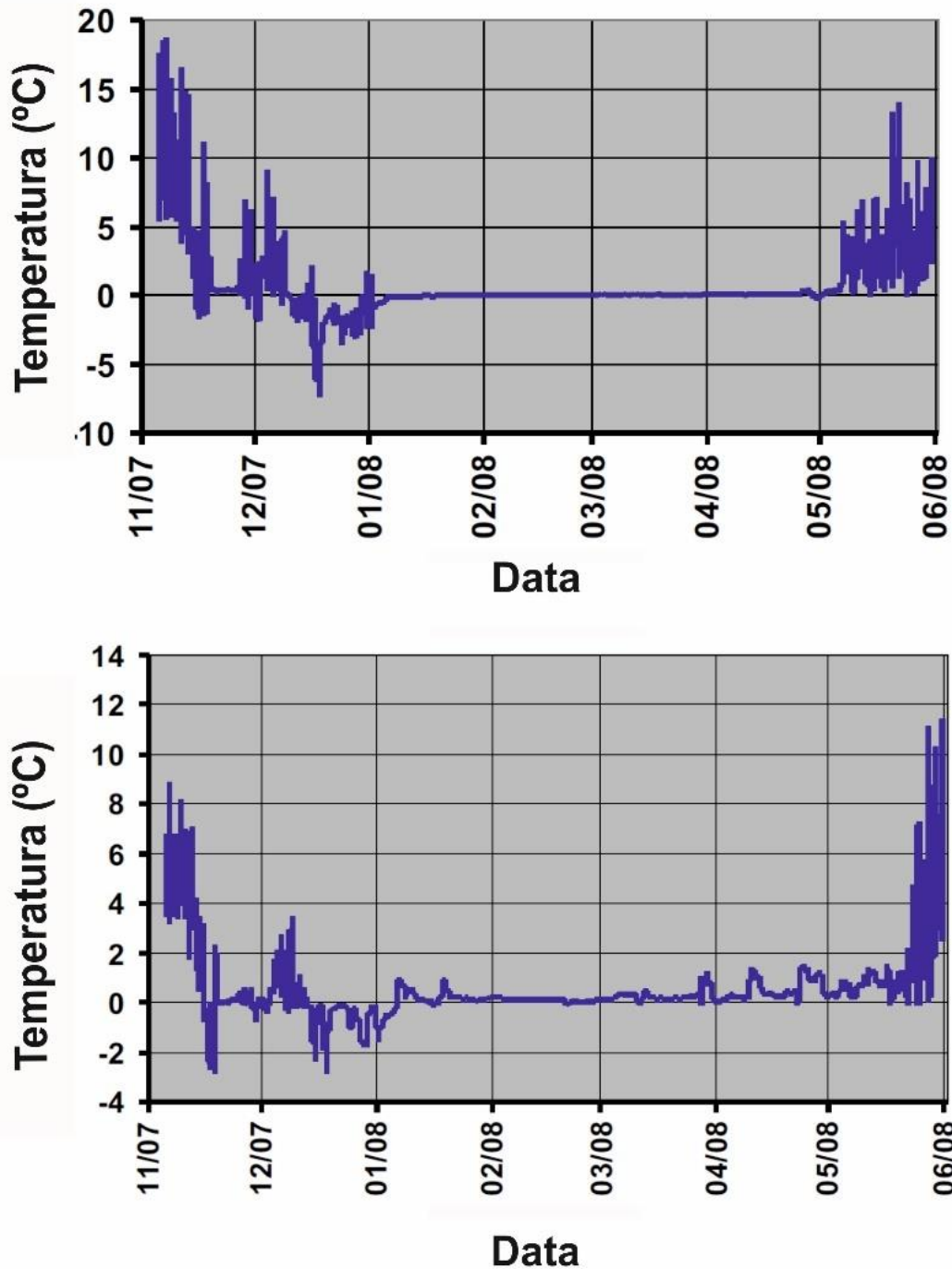


**Figura 7.** Evolução da inclinação do registrador 1 (superior) e do registrador 2 (inferior). São indicados os ciclos de Movimento/Sem Movimento.

A caracterização da cobertura de neve foi realizada num perfil de 180 cm num poço aberto na neve. Foram identificadas duas camadas: uma camada basal de neve húmida de 10 cm de espessura com uma densidade média de  $640 \text{ kg m}^{-3}$ ; e o resto do perfil, composto por neve metamorfoseada de granulado grosso, com camadas de gelo isoladas e uma densidade média de  $570 \text{ kg m}^{-3}$ .

**Tabela 1.** Períodos de movimento da cobertura de neve para os dois registradores de dados.

<b>Registrador 1</b>	
<b>Período</b>	<b>mobilidade</b>
01/01/2008 - 02/08/2008	Sem movimento.
02/08/2008 - 02/14/2008	Período com eventos de movimento isolados, iniciado com uma súbita mudança de valores de inclinação.
02/14/2008 - 02/22/2008	Período com eventos de movimento isolados.
02/22/2008 - 03/04/2008	Período com movimentos, com intervalos de estabilidade isolados.
03/04/2008 - 03/14/2008	Sem movimento.
03/14/2008 - 03/28/2008	Deslocamentos bruscos dos valores de inclinação, terminando num evento de movimento súbito seguido de estabilidade.
03/28/2008 - 04/30/2008	Sem movimento.
<b>Registrador 2</b>	
<b>Período</b>	<b>mobilidade</b>
02/01/2008 - 02/22/2008	Um período de estabilidade com eventos de movimento isolados.
02/22/2008 - 03/04/2008	Um período de movimento com intervalo de estabilidade isolado.
03/04/2008 - 03/10/2008	Um período de estabilidade com movimento isolado.
03/10/2008 - 03/19/2008	Um período de movimento com intervalos de estabilidade isolados.
03/19/2008 - 03/28/2008	Período de estabilidade com acontecimentos de movimento isolados que terminam num acontecimento de movimento brusco.
03/28/2008 - 04/30/2008	Sem movimento.



**Figura 8.** Evolução da temperatura da interface neve/substrato nas seções superior e média da inclinação monitorizada. Condições de cobertura contínua da neve desde o início de janeiro até ao início de maio de 2008.

O movimento basal da cobertura de neve no sítio do estudo foi interrompido por intervalos de estabilidade. Os períodos de estabilidade ou movimento registrados em cada registrador foram aproximadamente coincidentes no tempo. O registrador 2 teve um longo período inicial de estabilidade de 1 de janeiro a 22 de fevereiro. O registrador 1 experimentou condições de estabilidade semelhantes, mas brevemente interrompidas por um intervalo de movimento. O período de movimento de 22 de fevereiro a 4 de março e o período de estabilidade de 4 a 10 de março foram detectados por ambos os registradores. O intervalo de movimento seguinte também foi detectado por ambos os registradores, mas foi interrompido no registrador 2 por um período de estabilidade. Todos estes períodos de atividade basal são provisoriamente atribuídos ao deslizamento de neve.



## 6. Discussão

O deslizamento da neve é um fator chave na formação de avalanches e na erosão do solo. De acordo com Clarke e McClung (1999), são necessárias três condições para o início do deslizamento de neve: uma interface neve/terra suave; uma inclinação superior a 15°; e uma interface neve/terra a 0 °C. O ângulo de inclinação, o micro-relevo e as variações de inclinação influenciam a velocidade de deslizamento (CEAGLIO et al., 2017), (MCCLUNG; SCHAERER, 1999), (MARGRETH, 2007). No sítio do estudo, todas estas condições estão verificadas. O substrato é formado por substrato rochoso de xisto. Embora as irregularidades (pequenos escalões rochosos) sejam frequentes devido à disposição estrutural do leito e dos planos de junção, a superfície é bastante lisa. Após o aparecimento de um pacote de neve consistente (> 1 m) no início de fevereiro, a temperatura registrada na base da neve estava próxima a 0°C. Uma abertura de fendas foi observada no início de março (Figura 3). A inclinação geral do local é de 28°. O regime térmico na interface neve/terra observado nas seções superior e média da inclinação monitorizada permite a presença de água livre durante o período de cobertura contínua de neve, com uma temperatura basal da cobertura de neve ligeiramente superior a 0 °C. No ponto médio da inclinação positiva, foram observadas flutuações térmicas de curta amplitude. Estas flutuações são atribuídas a eventos de chuva e a consequente circulação de água líquida na interface rocha/neve.

O último evento de movimento (28 de março) foi detectado por ambos os registradores, bem como o período de estabilidade final. Este evento causou uma mudança abrupta de inclinação e é provisoriamente interpretado como o resultado de uma avalanche em profundidade (*full-depth avalanche*). A cobertura de neve teria atingido o pé da encosta, um banco quase plano, e não se produziu mais nenhum deslocamento.

O método proposto permite detectar acontecimentos de movimento e períodos de estabilidade na camada basal da cobertura de neve. No entanto, não pode ser utilizado para determinar o deslocamento total, uma vez que os registradores de dados são recuperados no final do período de fusão. Este fato implica que a distância total do ponto de implantação não é necessariamente representativa do deslocamento efetivo causado pela neve, podendo ser antes o resultado do subsequente arrastamento durante o processo de fusão da mancha de neve. A interpretação sugerida da natureza dos eventos do movimento (deslizamento de neve ou avalanches em profundidade total) precisa de ser confirmada por procedimentos alternativos (isto é, fotografia digital automática contínua, “sapatos de deslizamento” -*glide shoes*).

## 7. Conclusões

Os dados registrados permitiram a identificação de vários períodos de duração variável (dias a semanas) caracterizados por alterações suaves e contínuas na inclinação dos registradores de dados, atribuídas a lentos eventos de deslizamento basal (*slow basal sliding events*). Esses episódios ocorreram na primavera e no inverno, com períodos de estabilidade evidenciados pela ausência de alterações nos valores de inclinação. Na maioria dos registros existem eventos de actividade súbita com alterações marcadas nos valores de inclinação durante a primavera, atribuídas a avalanches (*full-depth avalanches*).

A actividade basal ocorre principalmente no final do inverno e nos primeiros dias da primavera. O movimento de deslizamento começa normalmente com o fornecimento de água da chuva na base da cobertura de neve e é um movimento descontínuo com períodos de intensificação. Na área de estudo encontramos variabilidade espacial controlada pela topografia. As avalanches ocorreram após o período de máxima actividade no deslizamento, como um evento repentino que termina o ciclo anual de movimento. O desencadeamento é precedido por uma aceleração do deslizamento provocada pela infiltração da água da chuva.

A metodologia utilizada permitiu o registro dos movimentos na base da cobertura de neve. Enquanto o impacto da pressão e o empurrão resultante são registrados, a determinação da magnitude incremental dos movimentos discretos permanece indeterminada.

O método também permite distinguir entre deslizamentos (movimentos lentos com mudanças suaves de inclinação) e avalanches de profundidade (*full-depth avalanches*, ou movimentos rápidos evidenciados por mudanças bruscas e marcadas de inclinação).

**Contribuições dos Autores:** Concepção, VALCARCEL, M. ECARRERA-GÓMEZ, P.; metodologia, VALCARCEL, M., CARRERA-GÓMEZ, P. e LÓPEZ BEDOYA, J.; software, CARRERA-GÓMEZ, P.; pesquisa, VALCARCEL, M., CARRERA-GÓMEZ, P. E LÓPEZ BEDOYA, J.; preparação de dados, VALCARCEL, M., CARRERA-GÓMEZ, P. e LÓPEZ BEDOYA, J.; escrita do artigo, VALCARCEL, M., CARRERA-GÓMEZ, P. e LÓPEZ BEDOYA, J., aquisição de financiamento, VALCARCEL, M. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito".

**Financiamento:** Esta pesquisa foi financiada pelo Proxecto de Investigación REM2003-03292, concedido pela Dirección General de Investigación del Ministerio de Ciencia y Tecnología (Gobierno de España) e pelo proyecto "Consolidación e Estructuración 2018 GRC GI-1243-GEMAP, ED431C 2018/32", Xunta de Galicia, España.

**Agradecimentos:** Os autores gostariam de agradecer a BLANCO CHAO, R. por sua colaboração no trabalho de campo desta pesquisa. Um agradecimento especial, in memoriam, à Dra. CARMEN FERREIRA pela sua ajuda na revisão da versão portuguesa do manuscrito.

**Conflito de Interesse:** Os autores declaram não haver conflito de interesse.

## Referências

1. CARRERA-GÓMEZ, P.; VALCARCEL, M. La acción geomorfológica del manto nivoso estacional en la sierra de Ancares: vertiente nororiental del Pico Cuíña (León). **Cuadernos de Investigación Geográfica**. V. 36(2), p. 85-98, 2010. DOI: 10.18172/cig.1239.
2. CARRERA GÓMEZ, P.; VALCARCEL, M. Detección de movimiento en la base del manto nivoso estacional en un sector del Pico Cuíña, Sierra e Ancares (León), Noroeste de la Península Ibérica. In: VALCARCEL M.; CARRERA-GÓMEZ, P. (Ed): **Criosferas, suelos congelados y cambio climático**, Epec Network and Universidade de Santiago de Compostela. Santiago de Compostela, 2011a. p.37-40. ISBN 978-84-694-6215-7.
3. CARRERA GÓMEZ, P.; VALCÁRCEL, M. La cubierta nival y su acción geomorfológica en el Pico Cuíña, Sierra de Ancares (NO de la Península Ibérica). In: VALCARCEL, M.; CARRERA-GÓMEZ, P. (Ed): **Criosferas, suelos congelados y cambio climático**, Epec Network and Universidade de Santiago de Compostela. Santiago de Compostela, 2011b. p. 169-203. ISBN 978-84-694-6215-7.
4. CARRERA GÓMEZ, P.; VALCÁRCEL, M. The geomorphological role of snow since the Little Ice Age in the Sierra de Ancares (NW Spain). **Cuadernos de Investigación Geográfica**; 44(1), p. 171-185, 2018. DOI: 10.18172/cig.3379.
5. CARRERA GÓMEZ, P.; VALCARCEL, M.; BLANCO CHAO, R. Determinación de la duración del manto nivoso estacional en un sector del circo del Cuíña, Sierra de Ancares, NO de la Península Ibérico. In ÚBEDA X.; VERICAT D.; BATALLA R. J. (Ed): **Avances de la Geomorfología en España 2008-2010** XI Reunión Nacional de Geomorfología, SEG-Universitat de Barcelona, 2010. p. 431-434. ISBN 978-84-693-4551-1.
6. CEAGLIO, E.; FREPPAZ, M.; FILIPPA, G.; FERRARIS, S.; ZANINI, E.; SEGOR, V. A characterization of snow gliding and potential predisposing factors in a full-depth slab avalanche release area (Valle d'Aosta, NW Italian Alps). Proceedings of the 2012 International Snow Science Workshop, Anchorage (AK). 2012. p. 17-21.
7. CEAGLIO, E.; MITTERER, C.; MAGGIONI, M.; FERRARIS, S.; SEGOR, V.; FREPPAZ, M. The role of soil volumetric liquid water content during snow gliding processes. **Cold Regions Science and Technology**, 136, p. 17- 29, 2017. DOI: /10.1016/j.coldregions.2017.01.007.
8. CLARKE, J, MCCLUNG, D.M. Full-depth avalanche occurrences caused by snow gliding, Coquihalla, British Columbia, Canada. **Journal of Glaciology**; 45: p. 539-546, 1999. DOI: 10.1017/s0022143000001404
9. der GAND, H. R., ZUPANCIC, M. Snow Gliding and Avalanches, International Symposium on Scientific Aspects of Snow and Ice Avalanches, Davos, Switzerland, **IAHS Publication**. 1966. 69.p. 230-242.
10. JONES, A. Review of glide processes and glide avalanche release. *Avalanche News*; 69(7), p. 53-60. 2004.
11. LACKINGER, B. Stability and fracture of the snow pack for glide avalanches. International Association of Hydrological Sciences Publication 162. **Symposium at Davos 1986 – Avalanche Formation, Movement and Effects**. 1987, p. 229-240.

12. MARGRETH, S. Defense structures in avalanche starting zones, technical guideline as an aid to enforcement, Environment in Practice no. 0704, Federal Office for the Environment, Bern, WSL Swiss Federal Institute for Snow and Avalanche Research SLF, Davos, 134 pp, 2007.
13. MARTÍNEZ-CORTIZAS, A.; CASTILLO-RODRÍGUEZ, F.; BLANCO-CHAO, R. **Precipitación**. In: MARTÍNEZ-CORTIZAS, A.; PÉREZ ALBERTI, A. (Ed.): **Atlas climático de Galicia**. Xunta de Galicia, Consellería de Medio Ambiente, Santiago de Compostela. 1999a. p. 77-91. ISBN 84-453-2611-2.
14. MARTÍNEZ-CORTIZAS, A., CASTILLO-RODRÍGUEZ F., BLANCO-CHAO, R. **Temperatura**. In: MARTÍNEZ-CORTIZAS A.; PÉREZ-ALBERTI, A. (Ed.): **Atlas climático de Galicia**. Xunta de Galicia, Consellería de Medio Ambiente: Santiago de Compostela. 1999b. p. 95-105. ISBN 84-453-2611-2.
15. MARTÍNEZ-CORTIZAS, A.; VALCARCEL, M.; PÉREZ-ALBERTI, A.; CASTILLO-RODRÍGUEZ, F.; BLANCO-CHAO, R. **Cambio climático y paleoclimas cuaternarios**. In MARTÍNEZ-CORTIZAS, A.; PÉREZ-ALBERTI, A. (Ed.): **Atlas climático de Galicia**. Xunta de Galicia, Consellería de Medio Ambiente: Santiago de Compostela. 1999c. p. 167-185. ISBN 84-453-2611-2.
16. MATHEWS, W. H.; MACKAY, J. R. Snowcreep studies, Mount Seymour, B. C.: preliminary field investigations. **Geographical Bulletin**, 20, p. 58-75. 1963. DOI: 10.4095/331207.
17. MATHEWS, W. H.; MACKAY, J. R. Snow creep: its engineering problems and some techniques and results of its investigation. **Canadian Geotechnical Journal**, 12: p. 187-198, 1975. DOI: 10.1139/t75-023.
18. MCCLUNG, D.M.; NETTUNO, L., SAVI, F. One dimensional modelling for flowing avalanche runout and runup. In **Proceedings of the International Symposium on Snow and Related Manifestation. Snow & Avalanche Study Establishment**, Manali (HP), India. 1994.
19. MCCLUNG, D. M.; WALKER, S.; GOLLEY, W. Characteristics of snow gliding on rock, **Annals of Glaciology**, 19, p. 97-103, 1994. DOI: 10.3189/1994AoG19-1-97-103.
20. MCCLUNG, D. M.; SCHAEERER, P. **The avalanche handbook**, **Mountaineers Books**, Seattle, Washington, 342 pp. 1999.
21. MITTERER, C.; HEILIG, A.; SCHMID, L.; SCHWEIZER, J.; EISEN, O. Measuring wet-snow properties with ground penetrating radar technology. **Geophysical Research Abstracts**, 2011. Vol. 13, EGU2011-13916.
22. PEITZSCH, E. H.; HENDRIKX, J.; FAGRE, D. B.; REARDON, B. Examining spring wet slab and glide avalanche occurrence along the Going-to-the-Sun Road corridor, Glacier National Park, Montana, USA. **Cold regions science and technology**, 78, p. 73-81. 2012. Doi: 10.1016/j.coldregions.2012.01.012.
23. PENAS-MERINO, A.; GARCÍA-GONZÁLEZ, M. E.; HERRERO-CEMBRANOS, L.; PUENTE-GARCÍA E. Pisos bioclimáticos: Ombrotipos. In GARCÍA-CORTÉS, A., GALLEGO-VALCÁRCE, E.; BARETTINO-FRAILE, D. (Ed). **Atlas del medio natural de la provincia de León**. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid. 1995. ISBN 84-7840-237-3.
24. PÉREZ-ALBERTI, A.; VALCÁRCEL, M.; MARTÍNEZ-CORTIZAS, A.; BLANCO-CHAO, R. Evidencias de procesos periglaciares actuales en el noroeste de la Península Ibérica. Gómez-Ortiz a, ed. **Procesos biofísicos actuales en medios fríos: estudios recientes**. Barcelona. Edicions Universitat. Barcelona, 1998. p. 245-261. ISBN 84-475-1923-6.
25. PÉREZ-ESTAUN, A. **Estratigrafía y estructura de la rama S. de la Zona Asturoccidental-Leonesa**. Madrid. Instituto Geológico y Minero de España. 1978. 149p. ISBN 84-7474-004-5.
26. RODÍGUEZ-GUTIÁN, M. A.; GUTIÁN RIVERA, J. Manifestaciones de periglacialismo actual en la Serra dos Ancares (Cordillera Cantábrica Occidental): influencia sobre el desarrollo de la vegetación. In: **Actas de la IIIª Reunión Nacional de Geomorfología**, Tomo I, 1994. p. 227-239. ISBN 84-89054-00-2.
27. SIMENHOIS, R.; BIRKELAND, K. W. Meteorological and environmental observations from three glide avalanche cycles and resulting hazard mitigation techniques. In: OSTERHUBER, R.; FERRARI, M. (Eds.), **Proc. Int. Snow Sci. Workshop**, Squaw Valley, California. 2010. p. 846-853.
28. STIMBERIS, J.; RUBIN, C. Glide avalanche detection on a smooth rock slope, Snoqualmie Pass, Washington. In: Elder, K. (Ed.), **International Snow Science Workshop, Jackson, Wyoming**, U.S.A. 2004, p. 608-610.
29. VALCARCEL, M. **Evolución geomorfológica y dinámica de las vertientes en el NE de Galicia. Importancia de los procesos de origen frío en un sector de las montañas lucenses**. Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela. PhD Thesis, 499 pp. 1998.
30. VALCARCEL, M., PÉREZ-ALBERTI, A. La glaciación finipleistocena en el sector noroccidental de las montañas leonesas: la Sierra de Ancares. In REDONDO-VEGA, J. M., GÓMEZ-VILLAR, A., GONZÁLEZ-GUTIÉRREZ, R. B.; CARRERA-GÓMEZ, P, (Ed.). **El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas**, León: Servicio de Publicaciones de la Universidad de León. 2002. p. 67-102. ISBN 84-7719-475-0.



31. WILSON, A.; STATHAM, G.; BILAK, R.; ALLEN, B. Glide avalanche forecasting. Proc. International Snow Science Workshop, Banff, Alberta, Canada. 1996, p. 129–131.



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.