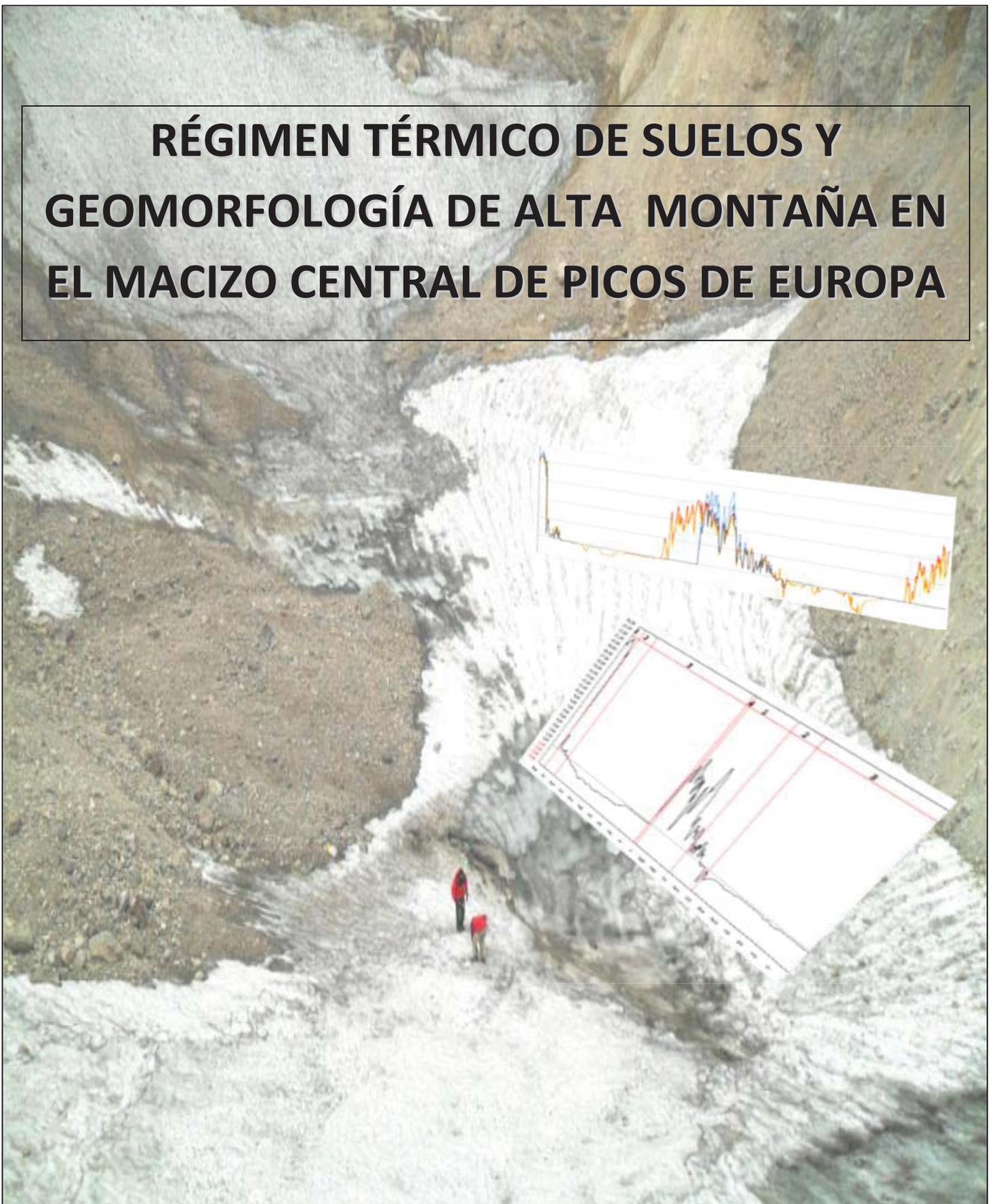


RÉGIMEN TÉRMICO DE SUELOS Y GEOMORFOLOGÍA DE ALTA MONTAÑA EN EL MACIZO CENTRAL DE PICOS DE EUROPA



ALFONSO PISABARRO PÉREZ

TRABAJO FIN DE GRADO

GRADO EN GEOGRAFÍA Y ORDENACIÓN DEL TERRITORIO

UVa

geografía

**RÉGIMEN TÉRMICO DE SUELOS Y GEOMORFOLOGÍA DE ALTA MONTAÑA EN EL MACIZO
CENTRAL DE PICOS DE EUROPA**

1. Introducción	
1.1. Los Picos de Europa	4
1.2. Estudio de geomorfología y regímenes térmicos de suelos.....	12
1.3. Objetivos	15
2. Metodología	16
3. Procesos geomorfológicos y formas del relieve del Macizo Central	18
3.1. Procesos fríos y posibilidad de existencia de permafrost.....	19
3.2. Procesos nivales.....	23
3.3. Procesos de ladera.....	24
3.4. Procesos kársticos.....	25
3.5. Movimientos en masa.....	27
3.6. Gelifracción.....	28
3.7. Formas glaciares.....	29
3.8. Lugares de especial interés. Esquema geomorfológico y fotos.....	30
4. Regímenes térmicos anuales de suelos	
4.1. Temperaturas medias.....	34
4.2. Relación con la atmósfera.....	38
4.3. Temperaturas extremas.....	42
4.4. Amplitudes térmicas	
4.4.1. Anuales y mensuales.....	46
4.4.2. Diarias. Inversión térmica nocturna.....	48
4.5. Días de congelación e índices de helada.....	50
4.6. Días de hielo/deshielo.....	53
4.7. Fases y procesos.....	57
5. Conclusiones.....	60
Bibliografía.....	65
Tablas y figuras	70
Anexo I – Cartografía.....	72
Anexo II-A-Tablas y gráficos de los estadísticos mensuales de temperaturas del suelo.....	77
Anexo II-B- Gráficos anuales de temperaturas horarias	90
Anexo III-Fichas de los termómetros.....	97

1 | INTRODUCCIÓN

1.1 | Los Picos de Europa

Los Picos de Europa forman parte de la Cordillera Cantábrica y se levantan al norte de la divisoria entre los $43^{\circ} 18' 51''$ | $43^{\circ} 7' 55''$ N y los $5^{\circ} 7' 23''$ | $4^{\circ} 36' 58''$ W. Es un macizo calcáreo y atlántico con una alta montaña bien desarrollada donde se sitúan las cumbres más altas de la Cordillera Cantábrica.

El macizo está definido por la red hidrográfica donde los ríos Deva, Cares, Dobra, Duje y Sella inciden desfiladeros profundos y encajados. El río Cares y el río Duje a su vez separan en tres macizos los Picos de Europa (fig.1).

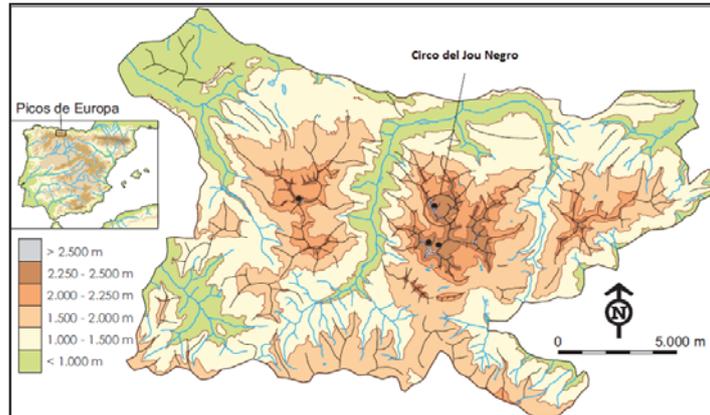


Fig 1. Vista general de los Picos de Europa (Serrano et al.2011)

El Macizo Central ó Macizo de los Urrielles es el más enérgico, abarca una superficie de 150 km² y es compartido por Castilla y León, Asturias y Cantabria (fig.2). Se encuentra separado del Macizo occidental ó del Cornión por el angosto desfiladero del río Cares y del macizo oriental ó de Ándara por el desfiladero del río Duje.

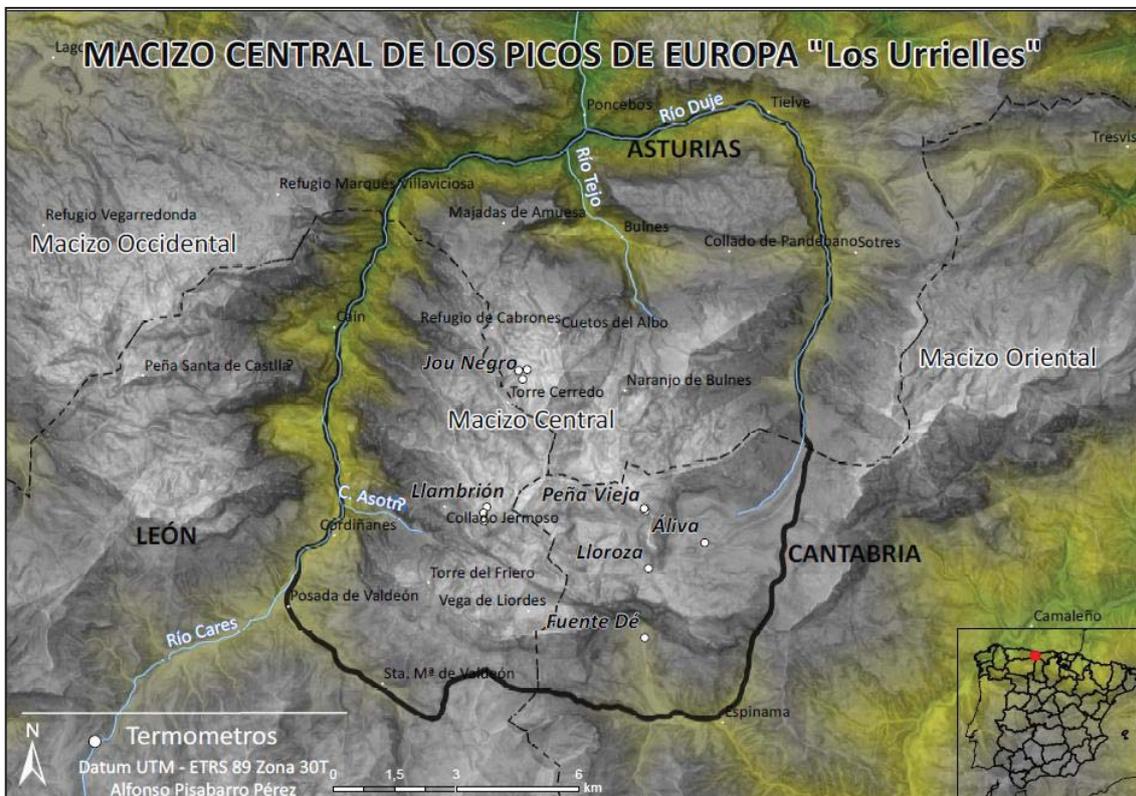


Fig 2. Vista general del Macizo Central. Elaboración propia.

Estos desfiladeros rompen la continuidad del apilamiento subvertical de grandes mantos de cabalgamiento de materiales sedimentarios de hasta 3.000 m de espesor apilados en escamas durante la orogenia hercínica y exhumados durante la orogenia Alpina. El manto cabalgante monta sobre la cuenca sedimentaria del Duero dentro del conjunto de la Cordillera Cantábrica. Esta circunstancia ha permitido la existencia de fuertes desniveles. Las pendientes son especialmente fuertes en el frente de cabalgamiento, que mira al Sur. Los valles se sitúan a cotas inferiores a los 500 metros sobre el nivel del mar pero en apenas dos o tres kilómetros en línea recta se superan los 2.000 metros a través de pendientes cercanas a los 90°. Su máxima altitud se encuentra a 2.648 metros en Torre Cerredo en el macizo Central.

Las escamas quedan separadas por fallas lítricas que mantienen las rampas dorsales al norte y escarpes potentes y abruptos hacia el sur. De esta forma se generan grandes torres verticales y profundos jous que individualizan “grupos de cumbres”. En el sur, se sitúa el frente de cabalgamiento basal en el contacto con la facies Lebeña de Liébana y Valdeón. Este se eleva como una potente mole calcárea en los Picos del Friero, en Peña Remoña o en el umbral de Fuente Dé. (Farias, 1982; Marquínez, 1989; González Trueba, 2007).

Geológicamente el Macizo Central se compone de tres formaciones litológicas de rocas carbonatadas del carbonífero superior (fig.3). Por un lado las calizas de montaña de edad Namuriense-Westfaliense (315 M.a.) alternadas con bandas de pizarras y cuarcitas causantes del fuerte contraste topográfico, por otro lado la formación Picos de Europa con una parte inferior de calizas tableteadas de edad Westfaliense - Cantabriense de 100 metros de espesor y una parte superior de calizas masivas de 400 a 700. (Marquínez, 1989; González Trueba, 2006).

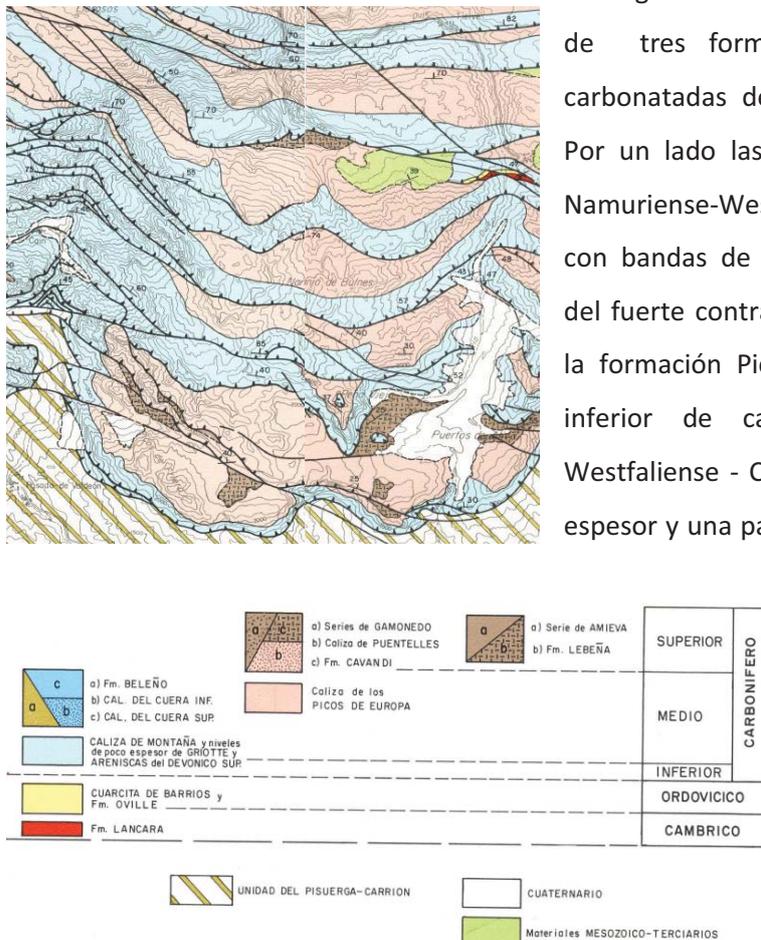


Fig 3. Mapa geológico (Marquínez, 1989)

Estas dos formaciones litológicas se alternan en todo el macizo de forma latitudinal siguiendo la dirección Oeste-Este en función de las escamas cabalgantes (fig.4). Por último la formación Lebeña, de edad Estefaniense, es una secuencia compleja de pizarras, conglomerados calcáreos, calizas y areniscas con facies turbidíticas (Marquínez, 1989). Se encuentra en pocos puntos; en el norte en el sector de Bulnes y en el sur en el entorno de Áliva y Liordes. El mesozoico y cenozoico solo lo encontramos marginalmente en la cabecera del valle de Bulnes. Por lo tanto el resto de cobertera y unidades más blandas han sido vaciadas

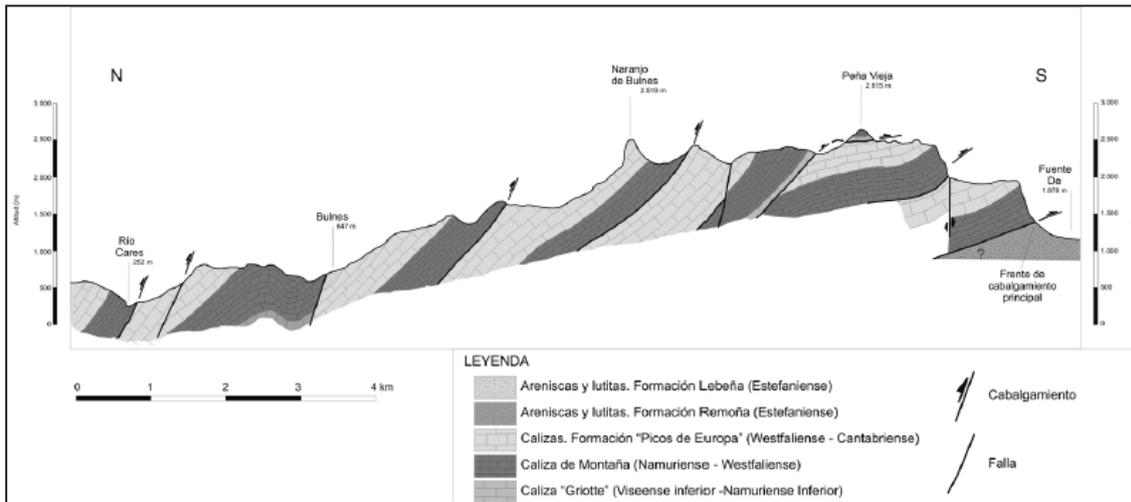


Fig 4. Corte topográfico que muestra las morfoestructuras dominantes y la alternancia de materiales N-S del Macizo Central. Tomado de (González Trueba y Serrano, 2008)



Fig.5. Frente cabalgante de Collado Jermoso. Frente del escarpe hacia el Sur. Al fondo el Macizo Occidental con Peña Santa de Castilla.

El clima del macizo viene determinado por su proximidad al mar, la altitud y los efectos orográficos del relieve. El macizo presenta una fuerte disimetría pluviométrica Norte-Sur y Este-Oeste según las vertientes estén a barlovento o sotavento de los vientos dominantes del

noroeste. Se nota el cobijo del sotavento en los valles de Liébana y de Valdeón, que gozan de un clima más suave protegido por los enormes farallones.

En concreto el macizo se encuentra a tan solo 20 kilómetros de la costa y queda abierto a la influencia marina y a la penetración de los vientos del oeste que llevan asociados en muchas ocasiones borrascas muy intensas. Por ello las precipitaciones son muy intensas. En los valles de la vertiente norte están entre de los 1.200 y 1.400 mm/año. En el sur se reducen entre los 800 y 600mm/año (Tabla 1).

Nombre	Altitud	P (mm)
Posada de Valdeón	1536	1.365
Camaleño	1253	1.090
Tresviso	1015	1.611
Arenas de Cabrales	1014	1.476
Cillorigo de Liébana	932	1.157
Amieva	818	1.447
Peñarrubia	693	1.223
Cangas de Onís	576	1.354
Potes	494	800

Fuente: Portal SIGA

Tabla 1. Registros de precipitación media anual en los municipios del entorno del Macizo Central. Elaboración Propia

En la zona de cumbres se estima que las precipitaciones pueden estar por encima de los 2.500 mm/año. Tenemos acceso a los datos de 2011 y 2012 de la estación meteorológica más alta, a 2.239 m.s.n.m situada en el refugio de Cabaña Verónica, en el centro del polígono que forman todos los termorregistradores. Los datos en 2011 y 2012, antes de averiarse el pluviómetro, registraron 1.355 y 1.976 mm/año respectivamente. No obstante son datos que hay que tomar con cautela debido a las frecuentes averías de la estación debido a las extremas condiciones meteorológicas a las que está sometida.

PRECIPITACIONES EN CABAÑA VERÓNICA (2.239 m.s.n.m.)				
MES	P 2011 (mm)	P 2012 (mm)	Nieve. Altura media 2011 (m)	Nieve. Altura máxima 2011 (m)
Enero	403	27,7	0,05	0,94
Febrero	288,6	1,1	0,12	1,64
Marzo	45,6	55,7	0,34	2,00
Abril	71,4	30,7	0,34	2,00
Mayo	125,7	136,3	0,20	1,85
Junio	65,8	169,3	0,38	1,22
Julio	19	34		
Agosto	1,5	48,4		
Septiembre	6,2	247,7		
Octubre	60,4	247,1		
Noviembre	194,4	686,2		
Diciembre	74,3	292,2		
TOTAL	1355,9	1976,4		

Fuente: Red de Parques Nacionales

Tabla 2. Precipitaciones en la estación meteorológica de Cabaña Verónica

Elaboración Propia

La nieve se puede dar en ocasiones en verano, pero como norma general, esta llega a finales de septiembre o principios de octubre por encima de los 1.700 – 1.900 metros. Pero las nevadas más intensas comienzan entre noviembre y diciembre y la capa de nieve baja de los 750 metros incluso durante algunas semanas llegando a los 300 metros de las gargantas fluviales. Entre julio y agosto se funden las nieves más altas por encima de 2.100 metros que quedan perennes en umbrías, salidas de canal de aludes, fondos de jous y depresiones como dolinas, simas y cuevas (González Trueba y Serrano, 2010). Pueden producirse fenómenos de deshielo repentino asociados al efecto Föhn o fenómenos tormentosos.

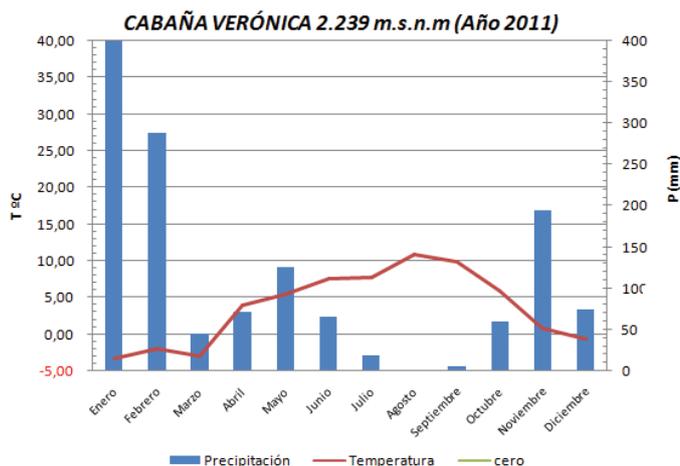


Fig 6 y 7. A la izquierda el mar de nubes que trata de superar el macizo y a la derecha el termopluviograma que genera el ascenso de estas masas de aire húmedas (Elaboración propia).

El intenso sistema de fracturación en dirección WNW-ESE descrito por Farias (1982) y Marquínez (1989) es aprovechado por los agentes de modelado externo, como es el caso de la falla de Liordes o la que limita el murallón de Amuesa. La singular estructura geológica con espesores de calizas superiores a los 2.000 metros unida a las intensas precipitaciones superiores a los 1.900 mm anuales (González Trueba y Serrano, 2008), permiten la existencia de intensos procesos kársticos superficiales y subterráneos. El dominio absoluto de la caliza fracturada y diaclasada hace que la permeabilidad sea máxima y la disposición de agua en superficie mínima. Este proceso se produce sobre un modelado con formas heredadas glaciares y periglaciares cuaternarias. No obstante los procesos más activos actualmente son los procesos nivales (González Trueba y Serrano, 2010) pero no se puede olvidar una intensa dinámica de laderas inducida por las fuertes pendientes y desniveles además de una dinámica geomorfológica asociada a fenómenos periglaciares y crionivales.

En el Macizo Central, al igual que en todos los Picos de Europa, se encuentra un escalonamiento de pisos bioclimáticos. En las cotas más bajas el piso montano se reduce a las laderas que bordean el macizo y a los valles profundos de Bulnes y Asotín. La morfodinámica dominante es nival y crionival. Esta se combina con procesos fluviotorrenciales y forestales. No

obstante la cubierta vegetal es inexistente por encima de los 1.800 metros y la forestal por encima de los 1.400-1.600 metros ya que está condicionada por la dinámica hidrológica de las laderas, la escasa edafogénesis y la acción humana (fig 8). Es abundante en formaciones mixtas de hayas (*Fagus sylvatica* L.) y avellanos (*Corylus avellana* L.)



Fig 8. Límite altitudinal de la vegetación arbórea sometida a intensos fenómenos de ladera en la Canal de Asotín.

Por encima de este piso bioclimático se encontraría un piso periglaciario¹ dividido en dos subpisos. El subpiso nivoperiglaciario o subalpino se sitúa entre 1.800 y 2.200 metros con procesos de nivación, solifluxión y otros asociados al hielo/deshielo. Además sobre los afloramientos de caliza predomina la gelifracción y los procesos nivokársticos.

A partir de ahí solo se desarrollan los pastos supraforestales atlánticos hasta los 2.000 - 2.200 m (fig. 11) donde las pendientes y las dinámicas de ladera lo permiten. Se combinan con especies arbustivas basófilas de porte almohadillado como el enebro rastrero (*Juniperus communis* ssp. *nana* Syme.), la sabina rastrera (*Juniperus sabina* L.) o la gayuba (*Arctostaphylos uva-ursi* (L.) Spreng.) (González Trueba y Serrano, 2008)



Fig 9, 10 y 11. Arriba a la izquierda *Carduus carlinoides* Gouan. (Jou de Cabrones). Abajo a la izquierda *Aster alpinus* L. (Canal de Asotín). A la derecha prados supraforestales con especies almohadilladas y rebecos en junto al Naranjo de Bulnes (*Rupicabra rupicabra* L.). Imágenes propias.

¹ El concepto "ambiente periglaciario" fue propuesto por C. Troll en 1944 con "Structure soils, solifluction and frost climate of the Earth (French, 1976).

Por encima en la alta montaña rocosa se sitúa el subpiso crionival o alpino donde se producen procesos criogénicos como la crioturbación o la geliflución (González Trueba y Serrano, 2008). Este se combina con el modelado glaciar heredado y la karstificación generando un paisaje “lunar” con enérgicos cambios en los volúmenes y con poca variedad cromática. Excepcionalmente se puede encontrar flora alpina muy singular y con colores muy vivos (figs.9 y 10).

1.2 | El estudio de los regímenes térmicos de suelos

El estudio térmico de los suelos en las cumbres de Picos de Europa solo ha sido abordado en aproximaciones por Castañón y Frochoso (1998) en el Jou Negro y por González Trueba (2006) en Peña Vieja. También Santos González et al. (2009) realizaron el estudio térmico de suelos sobre glaciares rocosos en cuatro puntos de la Cordillera Cantábrica al Oeste de Picos de Europa. En el resto del mundo sí que es un estudio muy recurrente desde los años 70, especialmente en Suiza, en Francia, Rusia, Canadá, Japón, EE.UU y países nórdicos. Normalmente el estudio térmico del suelo busca determinar los límites de la existencia de permafrost tanto en latitud como en altitud. El permafrost es una condición térmica del suelo por la cual la temperatura media del suelo se mantiene por debajo de los 0°C durante al menos 2 años (French, 1976; Washburn, 1979). A menudo se confunde con la existencia de suelos helados estacionales, que hacen referencia a la congelación del agua existente en el suelo durante el una época del año. (Washburn, 1979).

Destacan trabajos como los de Haeberli (1985), Vonder-Mühl y Haeberli (1990), King *et al.* (1992), Ødegård *et al.* (1992), Hoelzle *et al.* (1993), Imhof (2000), Etzelmüller *et al.* (2001), Ishikawa (2003) o Delaloye (2004) entre otros trabajos a menudo publicados por la International Permafrost Association. Desde los años 90 el estudio térmico de suelos se ha aplicado al estudio de procesos físicos superficiales, en particular en relación con los procesos periglaciares y con la nivación, en montañas templadas y altas latitudes. (Delaloye 2004).

La definición de permafrost en la montaña es un problema muy recurrente ya que no existe un consenso absoluto acerca de su definición precisa y sus límites. A menudo aparecen evidencias de congelación de manera discontinua o esporádica asociadas con las condiciones topoclimáticas en lugares desfavorables para su formación. El topoclima es un concepto elaborado por Geiger y Thornthwaite en los años 60 que engloba todos los condicionantes del clima. Las investigaciones citadas coinciden en señalar factores fundamentales como la altitud,

la orientación, la pendiente, la cubierta vegetal, los materiales de la capa superficial, las propiedades físicas del suelo, el viento, la temperatura atmosférica, la precipitación y sobre todo la cubierta de nieve. No obstante las propiedades térmicas del suelo, la cubierta de nieve y su albedo a menudo no son estudiadas adecuadamente en las investigaciones.

El método más conocido y sencillo para determinar la temperatura del suelo y la existencia de permafrost fue ideado por Wilfried Haerberli (BTS method system, Haerberli, 1985). Este método de estudio (BTS, Bottom Temperatures of Snow cover) está basado en la medición de la temperatura en la base del manto nival, reflejo de la temperatura del suelo y su régimen térmico. Proporciona información cuantitativa y cualitativa sobre la duración de la cubierta nival, la duración de los periodos en el umbral de los 0°C, el inicio de la existencia de agua de fusión, duración de la congelación, deshielo del suelo y principales cambios estacionales de las temperaturas diarias del suelo (Hoelzle *et al.* 2003; González Trueba y Serrano, 2010).

La mayoría de las investigaciones estudian la distribución del permafrost a partir de medidas en glaciares rocosos, flujos de derrubios o laderas con geliflujión o soliflujión. Según Imhof *et al.* (2000) esto a menudo conlleva sobreestimar la extensión real del permafrost. Haerberli determina que el permafrost aparece normalmente con temperaturas de -3°C de media anual y que puede aparecer con temperaturas del suelo de -2°C en lugares donde el permafrost está generalmente ausente (Imhof *et al.*, 2000; Hoelzle *et al.* 1999). French (1976) cree que basta con que no se superen los 0°C de media anual aunque en períodos de dos años.

Los resultados de la determinación del permafrost se disponen en mapas de intensidad del mismo teniendo en cuenta los parámetros topoclimáticos a través de numerosas medidas BTS. En algunos casos los registros se pueden llegar a tomar de más de 200 lugares para extensiones similares a la del Macizo Central de Picos de Europa (fig.12).

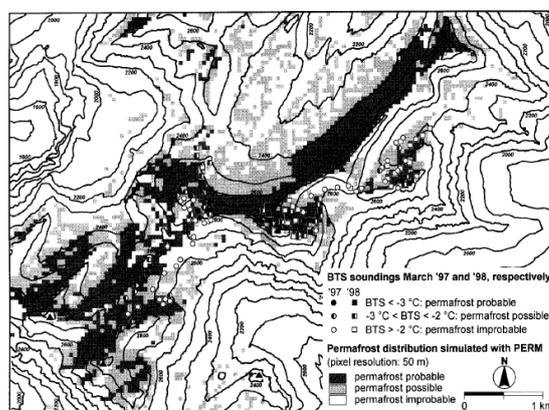


Fig. 12. Mapa de los sondeos BTS con la distribución del permafrost en el Macizo Schilthorn (Suiza). Imhof *et al.* (2000)

Sin embargo es ciertamente improbable la existencia de permafrost en Picos de Europa durante todo el año. Así ya lo como han señalado los registros térmicos de suelo en a 5-10 cm

realizados en Peña Vieja (Serrano y González Trueba 2004). En cualquier caso, el conocimiento de la temperatura de la base del manto nival² permite conocer no solo el permafrost, sino que además permite realizar mapas de congelación de suelo en invierno, conocer la longitud de los períodos bajo cero, saber el inicio de la percolación del agua de fusión primaveral a través del análisis de la duración del hielo y los ciclos de fusión (Hoezle *et al.* 2003). Se puede conocer el papel que cumple la cubierta de nieve. Esta realiza una función de aislante, especialmente si supera los 80 cm de espesor (King *et al.* 1992). De esta manera se produce un fenómeno de homotermia que reduce la penetración de la onda de frío y calor, dejando invariables las temperaturas del suelo durante largos períodos. No obstante el frío invernal sí que hace posibles los suelos helados estacionales.

En todo caso el estudio de los regímenes de suelo en alta montaña, la posibilidad de existencia de permafrost, las condiciones y duración de hielo estacional resulta útil en áreas de montaña. El hielo en el suelo puede producir inestabilidad de las paredes rocosas y derrubios con mucha pendiente. El hielo puede afectar a infraestructuras o personas ya que los cambios térmicos afectan severamente a la consolidación de las rocas congeladas aunque las variaciones sean muy ligeras, con incrementos o descensos de temperatura muy leves (Salzmann *et al.* 2007). La inestabilidad de las laderas rocosas es un riesgo geotectónico preocupante en el Macizo Central pues los flujos de turistas que se mueven en el macizo junto a paredes inestables son muy importantes, especialmente en la garganta del río Cares donde ya ha habido una serie de víctimas mortales por caídas de bloques.

Además la existencia de suelos helados estacionales condiciona la presencia de agua y modifica la dinámica geomorfológica y geoecológica. Asimismo el estudio de las temperaturas del suelo permite obtener valiosa información si se realiza en una sucesión de años para complementar el estudio del cambio climático aunque la relación entre temperaturas atmosféricas y temperaturas del suelo no suele ser lineal, debido a los condicionantes topoclimáticos (Santos González *et al.*, 2009).

Como continuidad para completar el presente estudio podría resultar interesante relacionar el conocimiento de la fusión del manto nival con los caudales de las surgencias kársticas presentes en el macizo, en función de la duración de la nieve y las velocidades del flujo hipógeo, además de asociar la caída de bloques en lugares de tránsito de turistas a las diferentes situaciones meteorológicas.

² BTS. Bottom Temperature Snow

1.3 | Objetivos

- Análisis de los datos regulados por termómetros de suelo y la caracterización del régimen térmico del suelo de Picos de Europa a distintas altitudes y en distintos emplazamientos.
- Conocer los ciclos de hielo/deshielo, índices de helada, duración de los suelos helados estacionales y variaciones del manto nival en los Picos de Europa.
- Relacionar los procesos térmicos (congelamiento, fusión, ciclos) con los procesos geomorfológicos dominantes en la alta montaña de Picos de Europa.

2 | METODOLOGÍA

Para alcanzar los objetivos propuestos se han aplicado diferentes técnicas:

2.1 | Análisis de los registros de temperaturas del suelo

Los datos de temperaturas que se han utilizado han sido obtenidos en el Macizo Central de Picos de Europa mediante los microsensors térmicos tipo I-Bottom y UTL-Geotest AG (Universal Temperature Logger) data-logger con precisión centesimal, proporcionados por el Departamento de Geografía de la Universidad de Valladolid enterrados a 5-10 cm. Estos permiten el control del régimen térmico del suelo, mejorando las potencialidades de las mediciones BTS. Los datos obtenidos van desde los años 2003 hasta 2007 con una frecuencia de 2 horas (Tabla 3) con interrupciones debido a las condiciones meteorológicas y geodinámicas a los que están expuestos. Algunos de los termómetros no se han podido recuperar debido a intensos movimientos de ladera que los han cubierto. En total se han analizado 12 termómetros, repartidos en 6 lugares de estudio entre los 1.115 y 2.535 metros de altitud. La situación de los termómetros abarca altitudinalmente tres unidades geoecológicas, la alta montaña rocosa (Jou Negro, Peña Vieja y Llambrión), la alta montaña con pastos supraforestales³ (Lloroza y Áliva) y la Montaña media forestal (Fuente Dé).

DATOS TERMOMETROS								
LUGAR	ALTITUD	2003	2004	2005	2006	2007	FORMA	FORMACIÓN SUPERFICIAL
Llambrión	2.535			*20 Sep		*14 Mayo	Umbral con material morrénico	Till derrubiado
Llambrión	2.490			*20 Sep		*14 Mayo	Umbral con material morrénico	Till derrubiado
Llambrión	2.360			*20 Sep		*14 Mayo	Talud de derrubios	Coluvi6n de gruesos
Peña Vieja	2.510	*21 Sep	*29 Oct				Canal donde se inicia cono de derrubios	Coluvi6n, derrubios de gravedad, finos y homométricos, con matriz
Peña Vieja	2.325	*21 Sep		*10 Mayo			Depresi6n kárstica con recubrimiento de ladera	Coluvi6n, derrubios de gravedad, heterométricos, con matriz.
Jou Negro	2.205			*20 Sep		*14 Mayo	Talud de derrubios que enlaza con la morrena lateral	Derrubios de gravedad muy heterométrico, estructura abierta.
Jou Negro (Superficie)	2.190				*13 Sep	*25 Dic	Deslizamiento de la morrena con suelos	Till retrabajado por procesos periglaciares
Jou Negro	2.190				*13 Sep	*25 Dic	Deslizamiento de la morrena con suelos	Till retrabajado por procesos periglaciares
Jou Negro	2.155			*20 Sep		*14 Mayo	Morrena lateral, zona inferior.	Till
Lloroza	1.865			*20 Sep		*14 Mayo	Morrenas del tardiglaci6r	Till
Áliva	1.720			*20 Sep		*14 Mayo	Ladera regularizada, bloques dispersos	Coluvi6n de finos.
Fuente Dé	1.115			*20 Sep		*14 Mayo	Cono mixto, torrencial-aludes.	Aluvial, gruesos con matriz.

*Sustrato de calizas para todos los term6metros excepto para el de Áliva (Pizarras Fm. Lebeña)

Tabla 3. Localizaci6n de los term6metros y periodos registrados.

Desafortunadamente en Picos de Europa las estaciones meteorol6gicas de la red OAPN⁴ situadas en altura han comenzado a registrar datos muy recientemente (2011) por lo que es imposible correlacionar las temperaturas del aire y del suelo para los periodos registrados.



Fig. 13. Estaci6n meteorol6gica OAPN de Cabaña Ver6nica (2.239m)

³ L6mite inferior de procesos nivoperiglaciares (1.800 – 1.900m). Isotherma anual de 4°C (1.750 -1.800 m)

⁴ OAPN. Organismo Aut6nomo de Parques Nacionales.

En todo caso las limitaciones para extraer información térmica del suelo a través de información aérea en lugares con nieve son muchas. Para Thorn *et al.* (1999) en registros de 10 a 50 cm de profundidad la fiabilidad de los resultados puede variar entre el 95% y el 20% debido a la influencia de la nieve, la cubierta vegetal, la orientación o la pendiente.

Con los datos registrados cada dos horas de los termorregistradores he podido realizar los siguientes estadísticos:

a) **Estadísticos calculados:** Se agrupan en meses y se realiza un cómputo global para un año completo útil.

- (1) **Temperaturas medias.** Temperatura media en todo el mes.
- (2) **Temperaturas máximas.** Temperatura máxima en todo el mes.
- (3) **Temperaturas mínimas.** Temperatura mínima en todo el mes.
- (4) **Amplitud térmica.** Es la diferencia entre (2) y (3) para cada mes.
- (5) **Promedio de máximas.** Es el promedio mensual de las temperaturas máximas de cada día del mes.
- (6) **Promedio de mínimas.** Es el promedio mensual de las temperaturas mínimas de cada día del mes.
- (7) **Promedio amplitud.** Es la diferencia del entre (5) y (6) para cada mes.
- (8) **Días con mínimas inferiores a 0°C.** Filtrar los días con temperaturas inferiores a 0°C tiene una importancia capital a la hora de determinar la posible existencia de suelos helados estacionales. Permite conocer la duración y época de formación de los mismos.
- (9) **Días con mínimas inferiores a -2°C.** Es el límite inferior de posible aparición del permafrost. Es importante filtrar los días en que se dan estas condiciones para determinar la posibilidad de existencia del mismo. No obstante, es necesario que el promedio anual de temperatura sea inferior a -2°C al menos dos años para su aparición. En cualquier caso será útil también para saber la magnitud de la helada.
- (10) **Índice de helada.** Se calcula mediante el sumatorio para todo un año de los valores de temperatura promedio en aquellos días que se registran temperaturas menores de 0°C.

$$*\text{Índice de helada: } Ih = \int_{t_0}^{t_1} T |dT| ; T_i < 0^\circ C = \sum_{i=1}^n |T_i| ; T_i < 0^\circ C \quad (\text{Fengqing y Yanwei, 2011})$$

Este índice se debe aplicar para un año completo. Es un cálculo útil para comparar profundidades de hielo estacional o tasas de desarrollo de termokarst (French, 1976).

(11) **Días de hielo/deshielo.** Se calculan filtrando los días en los que la temperatura máxima del día es mayor de 0°C y la mínima menor de 0°C. Es el estadístico más importante a la hora de determinar los procesos morfogenéticos más intensos, su duración y época del año.

b) Gráficos de los estadísticos 1,2,3,5 y 6 para todos los termómetros (Anexo II-A). Son gráficos que miden la evolución mensual del régimen térmico del suelo. Permiten distinguir las fases y ciclos térmicos a lo largo del año. Las épocas de estabilidad térmica, las épocas con hielo/deshielo o la magnitud y duración de períodos de intensa penetración del frío.

c) Gráficos de los promedios realizados directamente con los registros cada dos horas (Anexo II-B). Son gráficos que muestran la evolución cada dos horas de la temperatura. Tiene una utilidad semejante a los anteriores pero ofrece una gráfica más nítida que incluye los fenómenos térmicos más repentinos.

d) Gráficos de inversión térmica nocturna (Apartado 4.4.2)

Dado que cada dato registrado contiene la hora a la que se toma, filtrando los datos tomados a lo largo de todo un año en la hoja de cálculo para las horas del día/noche que interesen se pueden plasmar las fluctuaciones horarias en un gráfico. Es un gráfico útil para comprobar el fenómeno de la inversión nocturna de temperaturas.

2.2| Cartografía (Anexo I):

Mapa de radiación solar. La radiación solar condiciona los procesos físicos y biológicos del suelo ya que controla la temperatura del suelo y por tanto la distribución de los suelos helados estacionales. Depende de la interacción de la atmósfera, la geometría, revolución y rotación de la Tierra (declinación, latitud y variación del ángulo solar) además de la topografía del terreno (altitud, orientación, pendiente y sombras). Habría que tener en cuenta el efecto atenuador de la existencia de partículas en la atmósfera como la nubosidad. Una buena herramienta para conocer la radiación recibida a escala local son los MDT⁵. A través de la herramienta Solar

⁵ MDT: Modelos Digitales del Terreno. Estos han sido obtenidos del Centro de Descargas del IGN en formato .ecw. a escala 1:25:000.

Radiación contenida en ArcGis Desktop 10 se han podido establecer valores de radiación en $[W/m^2]$. En el proceso el programa crea una panorámica hemiesférica y considera la latitud, altitud, orientación, el efecto de las sombras y el efecto de la atmósfera (Julián y Chueca, 2004). No hay disponibilidad de valores de transmisividad atmosférica y de valores de radiación difusa pero no obstante es una útil aproximación. La media de radiación se ha realizado para el solsticio de verano, el solsticio de invierno y el equinoccio de primavera.

Mapa de temperaturas de suelo. Se ha realizado mediante una interpolación exponencial con la herramienta Kriging de ArcGis Desktop 10 para los seis lugares donde se tienen registros. En aquellos lugares con varios termorregistradores se ha hecho la media de las temperaturas mínimas anuales. No obstante los resultados no dejan de ser una aproximación metodológica con una utilidad limitada ya que el número de termómetros es muy escaso en proporción al área cubierta. Sólo se puede considerar fiable la parte sur del mapa (escarpe de Fuente Dé) donde el gradiente altitudinal de temperaturas se asemeja a la realidad y no está tan condicionado por los factores topoclimáticos.

Mapa de suelos con congelamiento potencial. Además de la radiación solar, su intersección con valores altitudinales y de orientación ha permitido corroborar que los lugares elegidos están entre los más fríos de todo el macizo, especialmente los termorregistradores del Jou Negro. Esta intersección de parámetros ha sido factible mediante el producto en formato ráster de los tres mapas, habiéndoles aplicado un valor de 0 o 1 con el objetivo de seleccionar los lugares potencialmente más fríos.

Parámetro	Umbrales	Valor
Radiación	<5000 Wh/m ²	1
	>5000 Wh/m ²	0
Altitud	>2.000 m	1
	<2.000 m	0
Orientación	N, NW, NE	1
	Resto	0

Tabla 4. Condiciones utilizadas para el mapa de intersección de factores topoclimáticos (altitud, orientación y radiación).

3 | PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS Y FORMAS RESULTANTES

Los lugares donde se han situado los termómetros se encuentran en un espacio de alta montaña modelado de forma muy intensa por los procesos glaciares donde el modelado se reducía en el pasado al modelado glaciar y glacio-kárstico. Tras su desaparición, son otros procesos los dominantes, propios de un ambiente nivoperiglacial. Aunque el frío es muy intenso, es la precipitación en forma de nieve el fenómeno meteorológico que más condiciona el régimen térmico e hídrico de los suelos. Esto se debe a las abundantes precipitaciones que en esta alta montaña atlántica pueden superar los 2.500-3.000 mm/año (González Trueba y Serrano, 2008) de los cuales la mayor parte son en forma de nieve. Los espesores de nieve en invierno conocidos son los de Cabaña Verónica. Para 2011 y 2012 varían entre 0,9 y 2 m de espesor medio mensual. El manto cubre la mayor parte de la superficie del macizo durante buena parte del año (fig. 14) y permite el aislamiento térmico del suelo impidiendo la penetración de la onda de frío en aquellos lugares en que el espesor de nieve acumulado ronda los 80 cm (Haeberli, 1985).



Fig. 14 y 15. A la izquierda cubierta de nieve en el mes de Agosto en Tiro Llago y Madejuno, al frente los Horcados Rojos y Cabaña Verónica. A la derecha grosor del hielo en la rimaya del helero del Llambrión.

La nieve es por tanto el elemento que origina los procesos de modelado más frecuentes. Por un lado la interacción del agua de fusión con el sustrato calcáreo origina procesos nivokársticos eficaces y por otro los aludes originan canales de aludes y conos de derrubios. Sin embargo no solo realiza procesos de erosión activa, sino que preserva al sustrato de la congelación mediante el aislamiento durante más de la mitad del año en la parte alta del macizo. Los grandes escarpes, farallones o prominencias del terreno quedan a merced de las extremas temperaturas invernales donde el sustrato alcanza varios grados bajo cero. Por lo tanto se suceden un gran número de ciclos de hielo/deshielo en la roca que se traduce en intensos procesos periglaciares entre los que destaca la gelifracción, que genera una dinámica de laderas activas muy importante.

3.1 | Procesos fríos y posibilidad de existencia de permafrost

Los procesos relacionados con la presencia de hielo en el suelo son muy sensibles a los cambios térmicos y su desaparición o presencia genera importantes cambios ambientales a escala local. Existen aún ambientes fríos marginales en circos y heleros con presencia de suelos por debajo de 0°C en invierno y con heleros marginales de la PEH (Serrano *et al.* 2011).

La prueba de que estos elementos fríos son frecuentes, es su expresión en la morfología de estos lugares. Se pueden encontrar procesos de levantamiento por helada como los montículos de hielo o los suelos ordenados del Jou Negro. Además de la existencia de varios lóbulos de geliflujión. En los espacios de pastos supraforestales por encima de los 2.000 metros y sobre materiales finos pueden aparecer incluso céspedes almohadillados (Serrano y González Trueba, 2004).

La geliflujión y criorreptación son fenómenos muy atenuados que actúan sobre coladas de barro y lóbulos de piedra. También se han podido señalar en Picos de Europa procesos de gelidisyunción y gelidescamación en los bordes de las kamenitzas por fusión del manto nival. (Serrano y González Trueba, 2004)

Las condiciones ambientales durante la presente década sitúan la isoterma de los 0°C alrededor de los 2.400-2.500 m en Asturias, mientras que la de -2°C, límite de los ambientes con permafrost, se situaría por encima de las cumbres más altas a 2.650 m (Serrano y González Trueba, 2004).

El permafrost ya se ha dicho es una condición térmica del suelo por la cual la temperatura media del suelo se mantiene por debajo de los 0°C durante al menos 2 años (French, 1976; Washburn, 1979) o incluso por debajo de -2°C de media anual en lugares donde generalmente está ausente (Haeberli, 1985). En función de la distribución espacial del permafrost se puede hablar de permafrost continuo, discontinuo o esporádico (fig.16). En verano puede descongelarse la capa activa superficial del permafrost o mollisuelo, sin embargo a diferencia de los suelos helados, el permafrost pervive más allá del verano en profundidad aunque sufra un adelgazamiento (fig.17) (French, 1976; Washburn, 1979; Gutiérrez Elorza, 2008).

Los suelos helados estacionales solo hacen referencia a los suelos en los que se congela el agua existente procedente del manto nival durante un período prolongado. En el caso de Picos de Europa ese período es el invierno. Los lugares con escaso manto de nieve son más propicios.

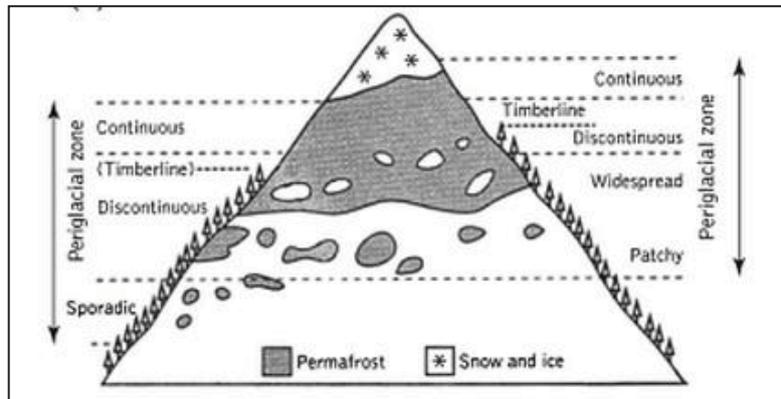


Fig 16. Diagrama esquemático que ilustra los límites de la zona periglacial de una montaña alpina y la continuidad espacial del permafrost. (French, 1976)

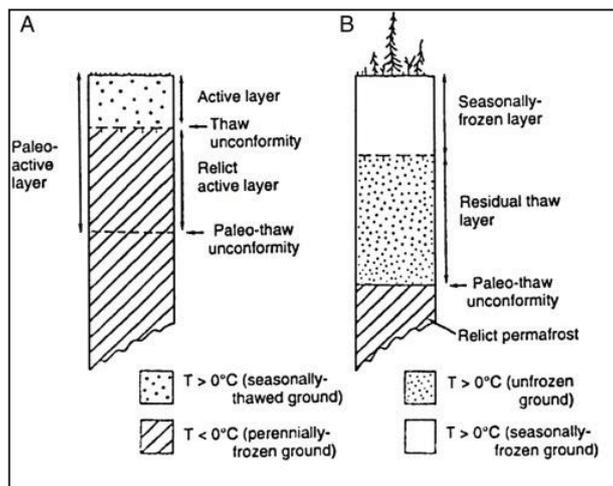


Fig. 17. Discontinuidades comunes en sedimentos de hielo perenne. A) Permafrost de las regiones árticas. B) Hielo estacional en profundidad de las regiones subárticas. (French y Shur, 2010).

Hay que tener en cuenta además, que la congelación del suelo está en función de la congelación del agua. Generalmente el cambio de estado se produce cuando se rebajan los 0°C, no obstante esa congelación depende de su salinidad y presión. Conocer el verdadero punto de fusión para el agua no es un asunto menor. Las condiciones nivales del macizo hacen que la mayoría de los suelos estén alrededor de los 0°C buena parte del año.

Sin embargo la definición de permafrost ha estado siempre en discusión. La posibilidad de hablar de permafrost con temperaturas medias por encima de 0°C es contemplada en algunos estudios, especialmente en los Alpes. Allí la presencia de cuerpos helados relictos como

heleros o montículos de hielo induce a afirmar la existencia de permafrost (fig.18). Delaloye (2004) afirma que no existe necesidad de que el suelo permanezca helado todo el año para que haya permafrost. Basta con que la temperatura del suelo no supere los 0°C. Distingue además tres tipos de permafrost:

TIPO	TEMPERATURA ANUAL	TEMPERATURA OCASIONAL
Permafrost frío	<-0,5°C	Nunca se acerca a 0°C
Permafrost templado	Próxima a 0°C (>0,5°C)	Invariable
Permafrost semitemplado	Próxima a 0°C (>0,5°C)	Valores de 0° ocasionales

Tabla 5. Clasificación térmica del permafrost (Delaloye, 2004, en González Trueba, 2007).

Según Delaloye (2004) habría que distinguir la presencia de permafrost de montaña en función de su origen. Los orígenes serían tres. En primer lugar las condiciones ambientales externas de temperatura y altitud. En segundo lugar un permafrost debido a la escasa radiación solar y por otro último un permafrost derivado de la presencia de cuerpos helados enterrados que emiten ondas de frío hacia la superficie. (González Trueba, 2006).

En la línea misma línea están Brown *et al.* (1998) en el mapa de distribución mundial del permafrost donde se señala la presencia de permafrost en enclaves aislados de Picos de Europa (fig.19). Incluso Washburn (1979) deja la puerta abierta a la existencia de permafrost si el agua intersticial de los materiales se congela en un porcentaje suficiente para cementar las partículas.



Legend for EASE-Grid Permafrost and Ground Ice Map					
Permafrost Extent (percent of area)	Ground Ice Content (visible ice in the upper 10-20 m of the ground; percent by volume)				
	Lowlands, highlands, and intra- and intermontane depressions characterized by thick overburden cover (>5-10m)			Mountains, highlands, ridges, and plateaus characterized by thin overburden cover (<5-10 m) and exposed bedrock	
	High (>20%)	Medium (10-20%)	Low (0-10%)	High to medium (>10%)	Low (0-10%)
Continuous (90-100%)	Ch	Cm	Cl	Ch	Cl
Discontinuous (50-90%)	Dh	Dm	Dl	Dh	Dl
Sporadic (10-50%)	Sh	Sm	Sl	Sh	Sl
Isolated Patches (0-10%)	Ih	Im	Il	Ih	Il

Fig 18. A la izquierda, montículos de hielo (frost mounds) sobre un lóbulo de geliflujión en el Jou Negro.

Fig 19. A la derecha leyenda del Atlas Mundial del Permafrost (Brown *et al.*2008)

No obstante para mi análisis tendré en cuenta los criterios de Haeberli (1985) y French (1976), que son los aceptados mayoritariamente. En base a ello las temperaturas medias de los períodos más fríos del año analizadas indicarán que no existe permafrost en el suelo del

macizo central de Picos de Europa, aunque sí confirmarán la existencia de suelos helados estacionales en lugares con condiciones topoclimáticas adecuadas para ello. Son lugares especialmente propicios a la congelación los enclaves con gran pendiente y poca estabilidad del manto nival. Es ahí donde se producen los procesos geomorfológicos más activos.

No se puede olvidar tampoco que la distribución de las temperaturas responde a variables de textura y humedad que determinan la existencia o no de flujos convectivos y conductivos de energía. Especialmente es importante la textura de los materiales ya que en el caso de bloques grandes aumenta el intercambio de energía con la atmósfera y por lo tanto la penetración del frío es mayor⁶ (Herz *et al.* 2005).

Por si fuera poco hay que tener en cuenta las particulares condiciones climáticas en Picos de Europa, afectados por continuas fluctuaciones térmicas. Esas fluctuaciones diarias de temperatura unidas a las características físicas del suelo pueden producir una intensa variedad de ciclos de hielo/deshielo superficial.

Esa alternancia térmica puede inducir a procesos geomorfológicos de crioturbación en superficie y en profundidad como la criorreptación el levantamiento por helada, las agujas de hielo verticales (pipkrake/needle-ice), la solifluxión laminar, fenómenos congelación granular, terracillas, suelos poligonales hinchamientos del terreno (nubbins) o la formación de huecos alrededor de los cantos en lugares con suelo de finos que son extruidos y clasificados (French, 1976; Washburn, 1979; Vieira *et al.* 2003; Gutiérrez Elorza, 2008). Para Santos-Gonzalez *et al.* (2009) los procesos marginales periglaciares activos como son las terracillas, los bloques aradores o los lóbulos de gelifluxión se encuentran por encima de los 1.900m en la Cordillera Cantábrica, junto con otras formas relictas, mientras que para González Trueba (2006) aparecen por encima de los 2.200 m.

Los céspedes almohadillados aparecen en el macizo en depresiones y cubetas encharcadas pero no son demasiado numerosos. En los lugares con cierta pendiente donde se produce crioturbación pueden aparecer suelos estriados por la unión del hielo/deshielo a la acción gravitatoria (González Trueba, 2006). Los fenómenos de crioturbación aparecen en el fondo de los jous, dado que los depósitos de derrubios tienen matriz, que pueden ser de restos morrénicos, pero también son frecuentes en los umbrales de cierre de los jous. Su mejor desarrollo coincide en los umbrales dado que la inestabilidad de la nieve es mayor y su espesor menor, lo que favorece los ciclos de hielo/deshielo, al no existir un aislamiento nival. Si las

⁶ Herz, *et al.* (2003). Influencia de la textura en los intercambios energéticos en profundidad realizada mediante la fórmula de Rayleigh.

condiciones lo permiten incluso los suelos ordenados pueden dar círculos de piedras y formas poligonales de dimensiones decimétricas compuestas por arcillas y gravas. Todas estas morfologías de crioturbación son frecuentes en el Jou Negro y en el Jou Trasllambrión (González Trueba, 2006).

3.2 | Procesos de nivación

Es posible que sean los procesos más importantes en la actualidad ya que todos los procesos están relacionados con la duración y características del manto nival y con el agua de fusión de la nieve. Las formas más importantes, resultado de la actuación directa de la nieve, son los canales de aludes (fig.20), conos y taludes de derrubios, las morrenas de nevero, los nichos de nivación (fig.21) y los enlosados nivales.



Fig. 20 y 21. A la izquierda, canales de aludes del escarpe que mira hacia Fuente Dé. A la derecha, nicho de nivación cerca del Neverón de Urriello.

En lugares con un cierto confinamiento y con una cierta pendiente la acumulación de nieve inestable genera aludes que provocan el transporte y la caída de gran cantidad de gruesos a la base de las laderas de dorsos y frentes. Son los llamados canales de aludes. Estos suelen seguir líneas de debilidad y fractura y en buena parte del macizo se asocian con conos y taludes de derrubios. Esta asociación se produce ya que a menudo los procesos de nivación se entremezclan con otros fenómenos periglaciares o gravitatorios. En los lugares donde los procesos periglaciares afectan a las laderas con gran pendiente donde no existe acumulación de nieve se originan caídas y desprendimientos por gravedad que se unen a los canales de aludes. Sirven de camino a los flujos de derrubios en las distintas modalidades que se suceden por las inclinadas laderas. En función del confinamiento, la dinámica de la nieve y la pendiente dan origen a diferentes formas de flujos de derrubios y canales de aludes que pueden ser de pequeño o gran desarrollo.

En lugares de umbría en verano es posible encontrar heleros como los del Jou Negro, Llambrión, Palanca y Arenizas además de neveros, muy numerosos, como pueden ser el del Neverón de Urriello o el de la Colladina de las Nieves. Suelen estar por encima de los 2.200 m y aprovechando salientes y extraplomos. A ellos habría que sumar las cuevas de hielo, como la que está al pie de Cabaña Verónica. Todo ello podría llevar a pensar que es posible la existencia de permafrost.

La presencia de morrenas de nevero es habitual, pudiendo ser heredadas del Tardiglaciario – Holoceno, aunque la mayoría de las más representativas corresponden a la PEH, algunas plenamente activas en los lugares en los que las condiciones topoclimáticas lo permiten. Toman forma de arco bordeando a los neveros en las laderas y los jous más altos.

Otras formas menores derivadas de la intensidad nival son los nichos de nivación originados por la karstificación y los enlosados nivales bajo los neveros en su frente. El enlosado es de bloques sobre una formación de finos saturada donde el peso de la nieve, unida a la saturación de finos y el congelamiento posibilita la organización de los clastos.

3.3 | Procesos de laderas

Existen conos de derrubios y taludes y muy desarrolladas en los grandes escarpes como los de la vega de Asotín o la Vueltona. Son lugares en los que los frentes coinciden con la fracturación. Por ello las paredes son sensibles a la gelifracción y a procesos de distensión o gravedad debido a que las pendientes son importantes.

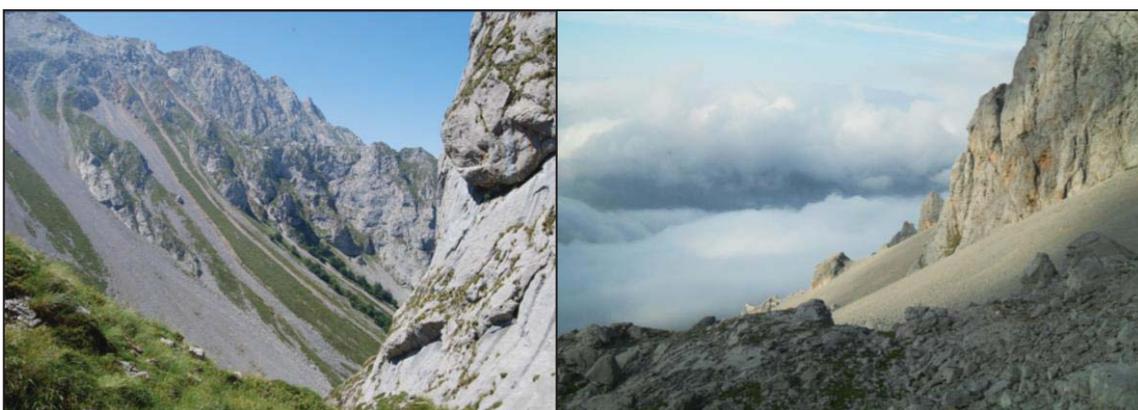


Fig. 22 y 23. A la izquierda taludes y corrientes de piedras de la canal de Asotín y a la derecha conos y taludes de derrubios al norte del Naranjo de Bulnes.

En otros sitios los taludes de derrubios adquieren una continuidad de derrubios en horizontal. Es el caso de los taludes de derrubios continuos que van desde la ladera occidental de Peña

Vieja hasta la Vueltona. En ellos la pendiente es mayor de 22° (Serrano y González Trueba, 2004).

Existen pedreras funcionales o semifuncionales situadas en función de los escarpes, normalmente por encima de los 1.200m y llegan a ser numerosas en los circos del interior del macizo por encima de 2.000 m (Serrano y González Trueba, 2004). Estas están más desarrolladas hacia el sur por ser mayores los escarpes y menor la duración de la cubierta de nieve, permitiendo la gelifracción. En la base de esos derrubios de los taludes medianamente estabilizados por debajo de 2.200 m aproximadamente a menudo crecen algunas plantas que colonizan los derrubios menos dinámicos. Muchos de estos taludes están incididos por la arroyada y salpicados de bloques de caída. Pueden aparecer lóbulos de derrubios que enlazan con las depresiones glaciokársticas. Es posible distinguir los que se deben a cuestiones morfoestructurales y los que son de origen climático aunque en su mayoría se deben a cuestiones mixtas con flujos y caídas por gravedad, además de los provocados por aludes.

3.4 | Procesos kársticos

El dominio del sustrato calcáreo convierte a la karstificación en la clave del modelado. Dado que la mayoría de las precipitaciones cae en forma de nieve se puede hablar de un karst nival que tapiza casi la totalidad del macizo. Se puede dividir en macroformas, mesoformas y microformas y también entre exokarst y endokarst.



Entre las macroformas destacan las cubetas kársticas ensanchadas tomando como origen la existencia de una cubeta de sobre excavación glaciaria o por coalescencia de dolinas⁷ y luego uvalas. Pueden llegar a tener diámetros de orden kilométrico como el Jou Sin Terre, el Jou de los Boches (fig.24) o el Jou de Cerredo.

Fig. 24. Depresión glaciokárstica con dolinas de recubrimiento (Jou de Boches)

También se pueden encontrar poljés de gran desarrollo como es el de Liordes (Serrano y González Trueba, 2001). Son depresiones kársticas de origen tectónico cuyas fallas y cambio

⁷ En la jerga local asturiana las cubetas se llaman "jous" y las dolinas "boches" que si son de diámetro métrico pueden corresponderse con dolinas de recubrimiento. En la parte de Castilla y León y Cantabria se denominan "hoyos" a las cubetas y "agujeros" a las dolinas.

abrupto de materiales permite la disolución de las calizas y el ensanchamiento de una depresión por la que circula una corriente de agua que desaparece por un ponor o sumidero.

Entre las mesoformas se encontrarían las propias dolinas, los pozos, las simas en cuanto a incisiones profundas pero también grandes superficies diluidas en surcos afilados y alineados como son los lapiaces, también llamadas “karren” y “llambrias”. Aprovechan sobretodo los dorsos de las escamas tectónicas y las superficies de abrasión heredadas por los hielos del Pleistoceno. Estas formas a menudo siguen la fracturación, los planos de debilidad y los planos de estratificación como los klufftkarren o splittkarren. Incluso ante la resistencia diferencial de determinados materiales pueden originar relieves positivos como los relieves de Chert. En las paredes o pendientes pueden aparecer lapiaces de acanaladura tipo rinnenkarren o de ranura, tipo rillenkarren (fig.25). Si la pendiente se suaviza aparecen meandriformes “mäanderkarren” o quedar de forma alveolar con una superficie de “kamenitzas” (González Trueba, 2006). También quedan superficies horizontales sin roturas con ligeras formas afiladas y cortantes como consecuencia de actuar sobre las superficies de abrasión glaciár que son los auténticos llambriales a los que se refiere la jerga local.



Fig.25. Karst de acanaladura y de ranura en las proximidades de Cabaña Verónica

Es posible la formación de derrubios menores por la acción de la crioclastia en lapiaces erosionados por la actividad kárstica del agua sobre la caliza. Las llambrias pueden quedar recubiertas por delgadas pedreras que favorecen la rotura por hielo.

El agua que se infiltra a través de las grietas crea una red de profundas galerías, simas y cavernas. Existen pocos ejemplos en el mundo de cuevas similares. En Picos de Europa superan ampliamente los 1.000 metros de profundidad y en muchos casos se comunican con el exterior a través de surgencias. La cavidad más destacada es el Sistema del Trave con 1.441 metros de profundidad. La consecuencia de ello es que no existen corrientes de agua

superficiales en el interior del macizo y que se genera una intensa aridez edáfica que unida a la abrasión hacen imposible encontrar el mínimo resquicio de suelo.

3.5 | Movimientos en masa

Son procesos que tienen relación con la fusión del manto nival dado que conllevan la saturación de la formación superficial. Esta saturación genera procesos de alta frecuencia y baja intensidad como la soliflucción o de baja frecuencia pero alta intensidad como los flujos de derrubios. (González Trueba y Serrano, 2010). No obstante estos fenómenos de saturación son frecuentes debido a que al ser una montaña de la zona templada con muy variadas situaciones atmosféricas se suceden incrementos bruscos de temperaturas atmosféricas durante el invierno y la primavera. La soliflucción y la geliflucción en Picos es difícil discernirla sin un análisis térmico más completo del suelo, pero si podemos quedarnos con las formas que este tipo de procesos generan en Picos de Europa.

Se pueden apreciar claros los lóbulos de geliflucción en el Jou Negro y en el Jou Traslambrión ligados a la dinámica de congelación de los heleros fósiles de la PEH. Se requieren condiciones topoclimáticas muy frías con congelamientos invernales del suelo como comprobaremos con los datos térmicos.



Fig.26. Lóbulos de geliflucción que recubren el helero fósil del Jou Negro

La soliflucción se da en las laderas bajas sobre acumulaciones de finos o sobre la formación pizarrosa Lebeña como es el caso del sector de Áliva. Asociada a esta soliflucción en laderas de ligera pendiente pueden moverse conjuntamente terracillas, deslizamientos, bloques aradores o guirnaldas (González Trueba, 2006). También son frecuentes los lóbulos de derrubios ya sean de finos procedentes de la descalcificación o de gruesos sobre los taludes de derrubios. Los hay heredados en sectores relativamente bajos y llanos, pero aparecen frecuentemente funcionales al pie de los escarpes ya sean de gruesos o de finos.

Otros movimientos funcionan como masas plásticas. Así se desplazan los flujos de derrubios. Son movimientos en masa frecuentes que pueden desarrollarse asociados a taludes y conos de derrubios. Pueden originar formas como levées, coladas y canales de derrubios. Tienen un

amplio rango altitudinal ya que aparecen desde los 1.100 metros en Fuente Dé hasta las cumbres con desarrollos de entre 100 y 800 metros (Serrano y González Trueba, 2004).



Los glaciares rocosos aunque son restos fósiles responderían también a una dinámica plástica. Todos son huellas periglaciares y solo se encuentran en Cordiñanes, Jou de los Boches y Lloroza (Serrano y González Trueba, 2004). Los glaciares rocosos en este caso tienden a ubicarse en relación con los depósitos glaciares aunque su formación responde a procesos periglaciares.

Fig.27. Glaciar rocoso de Lloroza. En blanco se señala la morrena y dentro el glaciar (Tomado de Pellitero et al. 2008)

Se ha permitido determinar un paulatino acortamiento altitudinal en su formación y en la existencia del permafrost que llegó durante el LGM en Picos de Europa a rondar los 1.000 metros con la línea de equilibrio glaciar (ELA) a unos 1.600 metros (Pellitero et al. 2009).

3.6 | Gelifracción

Los datos obtenidos de ciclos diarios de hielo/deshielo del suelo en lugares con recubrimiento nival (apartado 4.6) son de hasta 40 ciclos si la cubierta nival no es estable. Este hecho me permite asegurar que la gelifracción es muy intensa en aquellos lugares donde la nieve no se sostiene por la gravedad, el viento, o el abrigo rocoso. Por lo tanto la gelifracción como proceso morfogenético es activa especialmente en aristas, crestas y paredes que permanecen desnudas la mayor parte del año. Estos lugares son retocados por fracturación y sus materiales son transportados y depositados en conos y taludes de derrubios por la acción gravitatoria. La gelifracción se ayuda de los condicionantes morfoestructurales locales como la existencia de líneas de fractura y sobre todo fallas lítricas que escaman el macizo, y que determinan la existencia de grandes torres, peñas o agujas que son interrumpidas por collados, brechas y canales. Muchas crestas llevan sufriendo la morfodinámica periglacial antes incluso de las máximas cubiertas glaciares al quedar por encima. Configuran un paisaje afilado, abrupto y muy inaccesible. Los grandes campos de bloques no son frecuentes en Picos de Europa ya que la roca no lo favorece al no ser permeable e impedir la presencia y permanencia del agua que luego se congela y rompe la roca.

3.7 | Herencia glaciar

Las formas glaciares heredadas son los elementos del modelado más potentes del paisaje en el Macizo Central. El glaciario ha modelado circos y artesas, además de excavar y rellenar depresiones glacio-kársticas y depositar complejos morrénicos bien conservados como el de Áliva, con fases de avance y retroceso desde el Último Máximo Glaciar (LGM) y una última pulsación durante la Pequeña Edad del Hielo (PEH). Según González Trueba (2006) durante LGM se llegaron a cubrir de hielo 6.800 Has. Los episodios glaciares conocidos son cinco: Pleniglacial Máximo, Pleniglacial Estable (40.000-18.000 años B.P.) que dejó las principales formas de modelado del macizo con una altitud media de equilibrio glaciar (MELA) a 1.600m, Fase de Retroceso Finiglacial (20.000-15.000 años B.P.) con morrenas internas de los complejos morrénicos frontales, fase de avance Tardiglacial (14.000-10.000 B.P.), retoque de los circos más altos con una M.E.L.A de 2.190 m., y una fase marginal en la PEH (S-XVI-XIX) donde la MELA estaba a 2.600m aunque se formaron pequeños glaciares en localizaciones adecuadas. Hoy todos los glaciares han desaparecido y solo quedan en lugares muy abrigados (Serrano *et al.* 2011).

Las consecuencias de estas numerosas fases de avance y retroceso glaciar son un importante cortejo de formas asociadas a la dinámica de los glaciares. Destacan las cubetas de sobreexcavación y un número importante de grandes morrenas del Tardiglacial y de la PEH (fig.28).

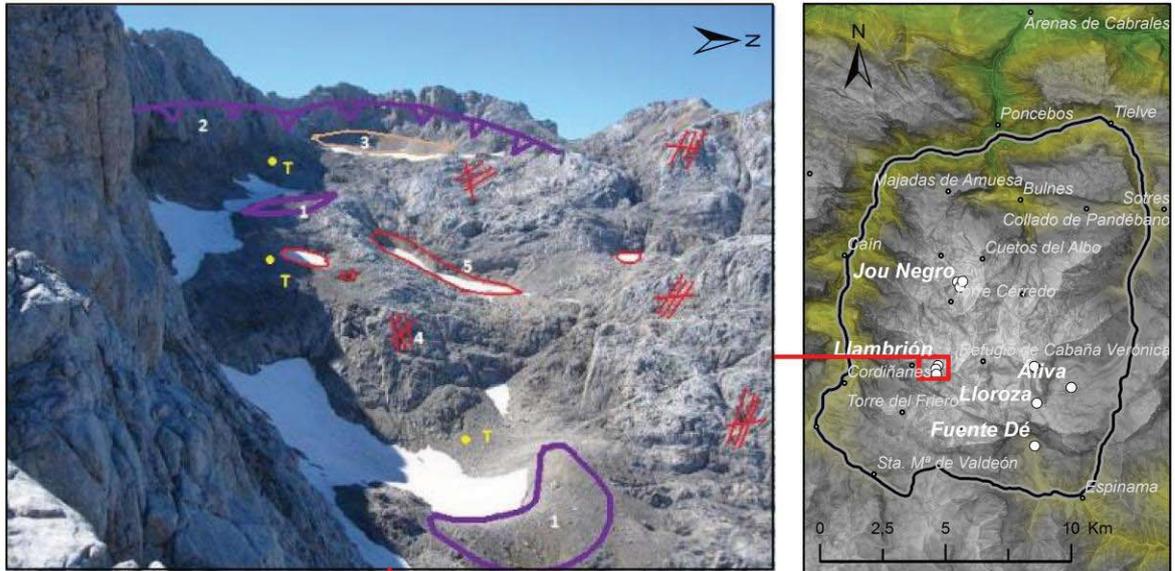


Fig.28. A la izquierda el complejo morrénico del Hoyo de Llagos y a la derecha la artesa glaciar que avanza desde el Jou de Boches hasta el umbral del Naranja de Bulnes

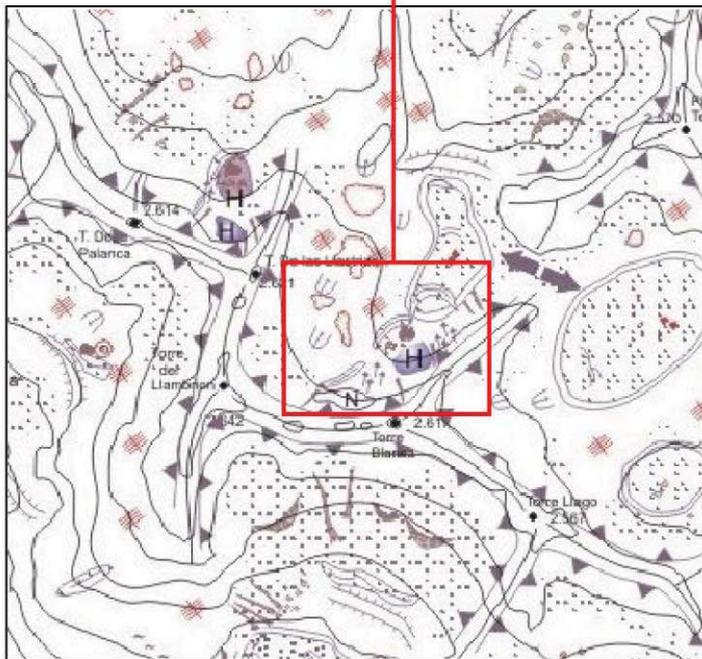
Junto a cubetas y morrenas aparecen lógicamente umbrales, circos, rellanos de obturación, transfluencias, bloques erráticos y terrazas y depósitos fluvioglaciares. Tan solo los profundos valles de incisión fluviokárstica aprovechando fracturas se han visto ajenos a esta dinámica.

3.8| Lugares de especial interés. Esquema geomorfológico.

Llambrión (cara norte) - Esquema geomorfológico



1. Morrena frontal PEH; 2.Circo glaciar; 3.Derrubios de ladera;
4.Lapiaces 5. Dolinas; T. Termómetros



Tomado de:
Mapa geomorfológico del Macizo Central (González Trueba, 2006)

Elaboración: Alfonso Pisabarro Pérez

TFG. Régimen térmico de suelos y geomorfología de alta montaña
en el Macizo Central de Picos de Europa

FORMAS GLACIARES

- Circo glaciar
- Artesa glaciar
- Umbral glaciar
- Cubeta de sobreexcavación
- Cubeta de sobreexcavación rellena
- Depresión glaciokárstica
- Morrena
- Till
- Rellano de obturación
- Terraza fluvio-glaciar
- Difluencia glaciar
- Bloques erráticos
- Abrasión glaciar
- Estrías glaciares
- Helero
- Pozo de fusión

FORMAS PERIGLACIARES

- Nevero
- Nicho nival
- Glaciar rocoso
- Morrena de nevero
- Derrubios de ladera
- Cono de derrubios
- Ladera regularizada
- Flujo de derrubios
- Inciación por arroyada
- Canal de aludes
- Lóbulos de soliflucción
- Soliflucción laminar
- Lóbulos de geliflucción
- Bloque arador
- Derrubios ordenados
- Enlosado nival
- Suelos estriados
- Montículos helados
- Colada de barro

FORMAS KÁRSTICAS

- Poljé
- Ponor
- Dolina
- Dolina/Pozo Kárstico cubierto (boche)
- Lapiaz

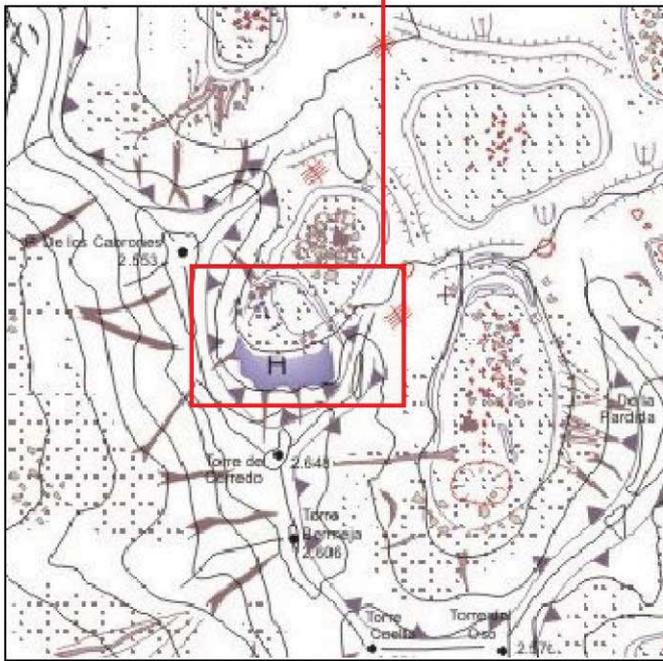
○ Termómetros

Fig.29. Esquema geomorfológico del Llambrión en su cara norte

Jou Negro - Esquema geomorfológico



- 1. Morrena frontal PEH; 2. Circo glaciar; 3. Derrubios de ladera;
- 4. Canal y cono de aludes; 5. Flujo de derrubios; 6. Lóbulo de gelifluxión;
- 7. Montículo de hielo (frost mound); T. Termómetros



Tomado de:
Mapa geomorfológico del Macizo Central (González Trueba, 2006)



Elaboración: Alfonso Pisabarro Pérez

TFG. Régimen térmico de suelos y geomorfología de alta montaña en el Macizo Central de Picos de Europa

FORMAS GLACIARES

- Circo glaciar
- Artesa glaciar
- Umbral glaciar
- Cubeta de sobreexcavación
- Cubeta de sobreexcavación rellena
- Depresión glaciokárstica
- Morrena
- Till
- Rellano de obturación
- Terraza fluvio-glaciar
- Difuencia glaciar
- Bloques erráticos
- Abrasión glaciar
- Estrias glaciares
- Helero
- Pozo de fusión

FORMAS PERIGLACIARES

- Nevero
- Nicho nival
- Glaciar rocoso
- Morrena de nevero
- Derrubios de ladera
- Cono de derrubios
- Ladera regularizada
- Flujo de derrubios
- Incisión por arroyada
- Canal de aludes
- Lóbulos de solifluxión
- Solifluxión laminar
- Lóbulos de gelifluxión
- Bloque arador
- Derrubios ordenados
- Enlosado nival
- Suelos estriados
- Montículos helados
- Colada de barro

FORMAS KÁRSTICAS

- Poljé
- Ponor
- Dolina
- Dolina/Pozo Kárstico cubierto (boche)
- Lapiaz

○ Termómetros

Fig.30. Esquema geomorfológico del Jou Negro



Fig.31. Puertos de Áliva. Complejo morrénico



Fig.32. Jou Negro entre nieblas orográficas



Fig.33. Lago de Lloroza en invierno. Cortesía de Enrique Serrano



Fig. 34. Ladera norte de Peña Vieja. Derrubios en el dorso.

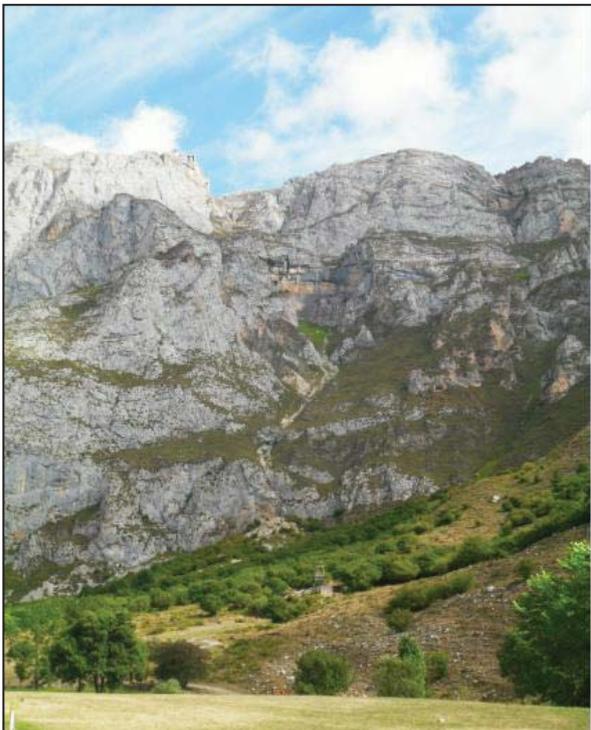


Fig. 35. Escarpe de Fuente Dé



Fig. 36. Llambrión en invierno. Cortesía de Enrique Serrano



Fig. 37. Lago Cimero en el Hoyo de los Llagos



Fig.38. Alineación Cuetos del Albo, Neverón de Urriello, Torre de la Párdida desde Collada del Agua. Jou de Cabrones abajo.



Fig.39. Conos y taludes de derrubios de la Vueltona



Fig. 40. El mar al fondo desde cerca del Llambrión



Fig.41. Refugio de Cabaña Verónica y Torres de los Horcados Rojos



Fig.42. Sector de Áliva con la Sierra de Juan de la Cuadra y la morrena de valle de la Lomba del Toro.

4 | RÉGIMENES TÉRMICOS DE SUELOS

Para comprender en profundidad el régimen térmico de los suelos a continuación se van a desagregar los registros de los diferentes termorregistradores a través de sus principales estadísticos que pueden consultarse en las tablas y gráficos del anexo II-B.

4.1 | Temperaturas medias

En el **Jou Negro** diferenciamos cuatro registros de temperaturas. A 2.190 metros, encima de la morrena frontal del circo, el termómetro en contacto con la superficie registra un promedio para el único año útil de 2,0°C. Entre Diciembre y Julio se mantienen por debajo de los 0°C, llegando a -1,1°C en Febrero. Estas se estabilizan entre los meses de Mayo a Junio en los -0,1°C. En el otro termorregistrador situado encima de la morrena que se encuentra a una profundidad de 10 cm en profundidad el promedio anual es de 2,5°C. En este se reducen a 6 los meses por debajo de 0°C, sin embargo encontramos medias muy bajas en Diciembre (-2,0°C), Enero (-1,6°C) y Febrero (-2,8°C). En primavera se estabilizan en -0,1°C.

La comparación de estos dos regímenes contiguos nos indica que el enfriamiento es mayor en profundidad que en superficie. Una hipótesis a esta respuesta anómala es el llamado “*zero curtain effect*” (Outcalt, 1990). Indica que la superficie del suelo, en contacto con la nieve, registra procesos de micro fusión/congelación en el entorno de los 0°C que desprenden calor en los continuos cambios de estado del agua procedente del manto nival.

El termómetro instalado en el talud de derrubios (fig.43), a 2.205 m registra una temperatura media anual en 2006 de 3,2°C. Entre Noviembre y Diciembre el promedio está por debajo de 0°C. Febrero es el mes más frío con -1,4°C. En 2007 se registran hasta -2,7°C de media en Marzo que pueden hacer dudar del movimiento del talud y de que el registrador haya quedado en contacto con la atmósfera debido al dinamismo de la ladera. En cuanto a

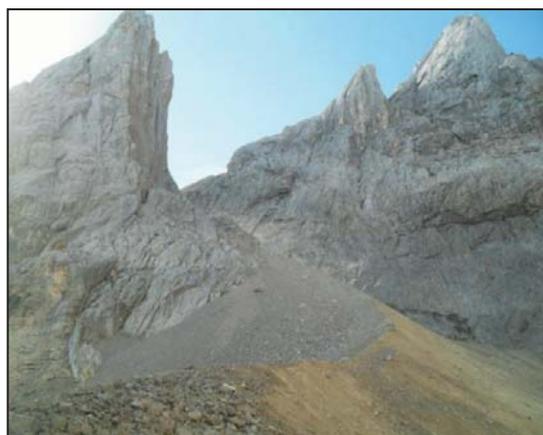


Fig.43. Canal de aludes, cono y talud de derrubios que enlaza con la morrena frontal del Jou Negro

las temperaturas de verano llegan a los 12,1°C de media en el mes de Julio, muy bajas en consonancia con la umbría, la orientación y que el Jou Negro posee uno de los últimos restos

glaciares del macizo. El promedio anual es ligeramente más alto que en los termómetros anteriores. Se debe en buena medida en el descenso del aire frío en flujos convectivos a las partes más bajas a través de los espacios de los derrubios.

En la base de la morrena, el termómetro situado a 2.155m tiene los registros más bajos y también confirma este proceso. Aunque el promedio anual es de 2,8°C, en invierno se registran temperaturas muy inferiores al resto de termómetros. Se observan medias mensuales de -8,6°C en Febrero, -2,8°C en Enero y -3,0°C en Marzo para el año útil que es 2006. En Julio ascienden a los 13,0°C y rápidamente comienzan a caer ya en Agosto a los 9,0°C.

Los cuatro promedios anuales superan ampliamente los -2,0°C e incluso los 0°C. No existe permafrost. Sin embargo las temperaturas invernales indican la formación de suelos helados estacionales que inducen a importantes procesos geomorfológicos. Se puede apreciar que la morrena está sometida a intensos cambios que se adivinan en ella por las grietas que la recubren.



Fig.44. Morrena frontal del Jou Negro. (Parte interior)

En las grietas podrían quedar pequeñas cuñas o venas de hielo relictas conservadas gracias a la influencia del helero fósil. Serían el testigo de la existencia de permafrost en épocas anteriores (Gutiérrez Elorza, 2008).

El estudio térmico en la cara norte del **Llambrión** (Jou Traslambrión) entre Octubre de 2005 y Junio de 2007 permite un análisis altitudinal escalonado. No obstante los registros más fríos no se asocian necesariamente con la altitud. Observamos que el enfriamiento altitudinal es notable entre los 2.360 metros y los 2.490 metros especialmente pasando de los 2,3°C a los 1,4°C de media anual. A 2.535 metros se llega a 1,3°C.

En el termómetro más bajo (2.360 m) existe estabilidad en las temperaturas durante siete meses, en los cuales la temperatura es ligeramente inferior a 0°C. Cinco de ellos repiten la

misma temperatura media (-0,3°C). La estabilidad térmica creada por la nieve es absoluta (fig.45).

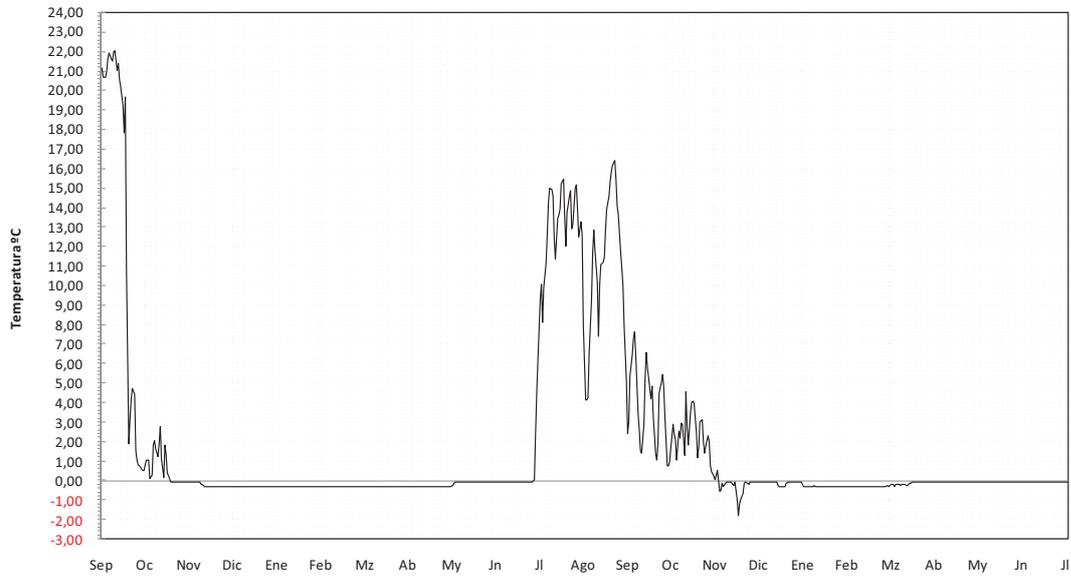


Fig. 45. Régimen de temperaturas medias del termorregistrador del Llambrión (2.360m)

El termómetro situado a 2.490 metros registra ocho meses entre Noviembre y Junio con temperaturas medias inferiores a 0°C. Los meses más fríos son Diciembre (-1,1°C), Enero (-1,5°C), Febrero (-1,5°C) y Abril (-1,1°C). En los meses de verano apenas se alcanzan los 6-7°C.

Sin embargo en el termorregistrador más alto del Llambrión se aprecia que las temperaturas en invierno no llegan a superar los -0,5°C en los que se estabilizan las temperaturas. La duración de la congelación abarca los mismos ocho meses. En verano sí que se aprecia que la temperatura en Julio y Agosto se rebaja a entre 5 y 6 °C.



Fig.46. Lugar del termorregistrador



Fig.47. Helero fósil del Jou Trasllambrión más bajo del Llambrión

En **Peña Vieja** los datos se corresponden al período Octubre de 2003 - Septiembre de 2005 y tampoco se adivina la existencia de permafrost. En el primero de los registros a 2.325 m la temperatura media anual es de 1,7°C. Durante los dos inviernos tomados, las medias en invierno apenas descienden de los 0°C con temperaturas de entre -0,2 y -0,1°C estables para todo el período lo que significa que se está produciendo “*zero-curtain effect*” y que el espesor de la nieve es importante y estable. El período por debajo de 0°C se extiende entre Noviembre/Diciembre hasta Junio/Julio. En verano las temperaturas registran entre 7 y 10°C en los meses centrales.

En el sensor situado a 2.510 m solo se pudieron registrar datos el primer año ya que sufrió una avería. En este año la media anual fue de 3,0°C. Contrasta con los 1,7°C del termómetro a menor altitud demostrando la importancia de las condiciones topoclimáticas. Durante el invierno, se registraron solo cuatro meses de temperaturas por debajo de 0°C. La localización hace que el manto nival sea menor y en consecuencia que la onda de frío alcance el suelo. Se llegan a registrar - 1,2°C y -1,0°C en Enero y Febrero respectivamente. En verano, las temperaturas se sitúan cercanas a los 10°C entre Junio y Septiembre.

En **Lloroza** a 1.865 m tan solo se registran las temperaturas por debajo del punto de fusión entre Diciembre y Febrero. El promedio anual es de 6,3°C. Las temperaturas rondan en estos meses los -0,8°C por la existencia de un manto nival más reducido. Ya en Abril/Mayo comienzan a registrarse temperaturas medias superiores a 1°C. Se aprecia la reducción de los meses de congelación rápidamente con el descenso de unos 200 metros con respecto al resto de registros (Jou Negro, Llambrión y Peña Vieja). Estaríamos por lo tanto cerca del límite altitudinal de la existencia de suelos helados estacionales.

En los prados de **Áliva**, a 1.720 m el promedio anual es de 7,0°C y no se registra ningún mes con medias por debajo de 0°C aunque las temperaturas de invierno se encuentren cercanas a la congelación por la acción de la nieve. Entre Enero y Marzo las temperaturas se sitúan por debajo de los 0,5°C. En consecuencia es improbable la existencia de suelos helados estacionales. En una generalización del límite altitudinal del suelo helado estacional este se situaría en los en el entorno de los 1.800 m aunque son pocos los datos para afirmarlo con rotundidad. En verano en estas altitudes ya de pasto se llegan a obtener importantes registros de 15-17°C.

Fuente Dé a 1.115 m ya pertenece a un ámbito muy diferente. Encajado al sur del frente cabalgante principal no registra ningún rastro de congelación de suelo ya que no existe ningún mes por debajo de los 3°C con una media anual de 11,7°C y temperaturas en verano que pueden llegar a los 20°C. En este lugar el parámetro climático más influyente ya no sería el frío sino la amplitud térmica.

En definitiva, las temperaturas medias de nos indican que no existe permafrost en el suelo del Macizo Central de Picos de Europa. Sin embargo si están bastante extendidos los suelos helados estacionales a tenor de los registros de los meses invernales.

De aparecer, el permafrost estaría de manera esporádica en lugares en los que la cubierta nival no se mantiene estable durante el invierno y las condiciones topoclimáticas impidieran un calentamiento excesivo en verano que situara las medias por encima de -2°C. Serían lugares de mucha pendiente con texturas gruesas donde se producen los procesos geomorfológicos más activos.

4.2 | Relación con la atmósfera

Las características climáticas particulares de las montañas implican una difícil extrapolación de los datos climáticos de las estaciones de las cotas bajas con relación a las cotas altas. No obstante resulta interesante establecer un marco regional amplio de la evolución térmica en la atmosfera durante los años registrados (2003 – 2007). Es interesante ver como precisamente esos años fueron los más cálidos de los últimos 40 años en las estaciones de primer orden que forman un triángulo con Picos de Europa en el centro (fig. 48).

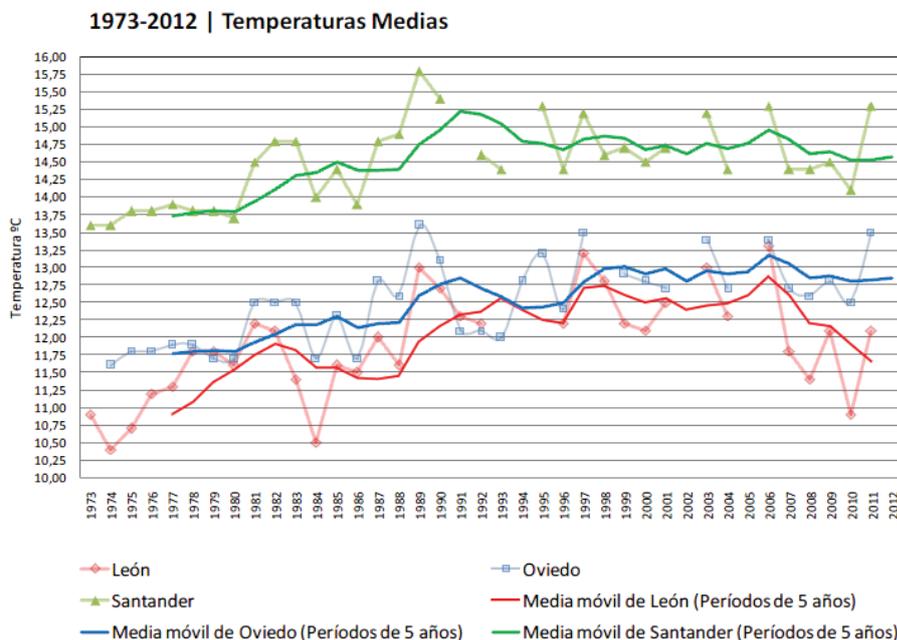


Fig.48. Evolución de las temperaturas medias entre 1973 y 2012 en las estaciones meteorológicas de primer orden de León, Oviedo y Santander.

Fuente AEMET.

Elaboración propia.

La evolución de las formaciones heladas en los heleros así parece constatarlo (Serrano *et al.* 2010; 2011). No obstante la correlación de los datos de las estaciones meteorológicas y los datos de medidas de suelos presenta complicaciones a la hora de establecer relaciones lineales. (Ødegård *et al.* 2007)

Las relaciones atmósfera-suelo solo son posibles en verano en ausencia de nieve y con una cierta estabilidad atmosférica. Los fenómenos de inversiones térmicas son frecuentes en los valles montañosos. Es por ello que la mayoría de trabajos destinados a determinar las consecuencias del calentamiento climático a una escala más amplia a través del estudio de medidas de la temperatura de los suelos se realizan en lugares donde la existencia de permafrost en profundidad no está condicionada por intensas precipitaciones nivales o por condicionantes topográficos como es el nordeste de Siberia. En estos lugares se han determinado incrementos importantes de temperaturas en las capas subsuperficiales en las últimas décadas que ha supuesto cambios en el paisaje de la tundra (Pavlov y Moskalenko, 2002).

Nombre	Altitud	Tª Media de mínimas del mes más frío	T media anual	Tª Media de máximas del mes más cálido
Posada de Valdeón	1536	-1,8	8,4	22,1
Camaleño	1253	-0,5	10	23,1
Tresviso	1015	1,5	10,1	22,4
Arenas de Cabrales	1014	1,2	10,5	22,5
Cillorigo de Liébana	932	0,9	10,9	23,5
Amieva	818	-0,3	10,6	23,6
Peñarrubia	693	1,9	11,9	24
Cangas de Onís	576	1,4	11,7	23,4
Potes	494	0,9	11,7	24,6

Fuente: Portal SIGA

Tabla 6. Datos térmicos de las estaciones meteorológicas del SIGA (Sistema de Información Geográfica Agraria)

Tomando como referencia las estaciones de segundo y tercer orden de la red del Sistema de Información Geográfica Agraria (tabla 6) se pueden obtener datos generales mucho más cercanos de la dinámica en los valles que rodean el Macizo Central. En el apartado altitud se refiere a la altitud media de todo el municipio. Resulta más orientativa la temperatura de la estación del municipio de Posada de Valdeón cuya altitud media es la mayor. Se observa como en el mes más frío el promedio de las temperaturas mínimas es inferior a 0°C. Sin embargo, estos datos son difícilmente extrapolables a las cumbres debido al abrigo térmico de los valles.

Si que nos resultan muy clarificadoras las estaciones situadas por el Parque Nacional en determinados lugares del Macizo Central (Ver anexo II –A). Comenzaron a emitir datos el 1 de Enero de 2011 sin embargo debido a las durísimas condiciones meteorológicas han ido quedando inutilizables. Los datos más útiles los podemos obtener de la estación de Cabaña Verónica, situada a 2.325 m. de altitud (tabla 7). Se pudieron registrar temperaturas mínimas

absolutas por encima de los -10°C durante varios meses al año, desde Octubre a Marzo, llegando a los $-16,45^{\circ}\text{C}$ en Febrero de 2012. Los promedios de mínimas al cabo de los diferentes días del mes sitúan los registros de estos meses entre los $(-8$ y $-3^{\circ}\text{C})$ mientras que las temperaturas medias entre Diciembre y Marzo llegaron a estar ampliamente por debajo de los 0°C .

CABAÑA VERÓNICA	Promedio	Máximas	Mínimas	Amplitud térmica	Promedio Maximas	Promedio Mínimas	Promedio amplitud	diasMin<0	diasMin<-2	Índ.Helada	Días>0
En (2011)	-3,36	6,16	-13,01	19,17	-1,50	-5,19	3,69	25	19	121,46	6
Fb	-1,90	9,26	-10,91	20,17	0,76	-4,48	5,24	19	13	78,14	9
Mz	-2,99	9,53	-12,06	21,59	0,01	-4,75	4,76	24	18	91,16	7
Ab	3,90	15,77	-5,02	20,79	7,07	1,11	5,96	3	1	3,07	27
My	5,39	15,51	-6,00	21,51	9,10	2,29	6,81	2	0	1,39	29
Jn	7,54	32,20	-5,52	37,72	11,51	3,92	7,59	1	0	0,40	29
Jl	7,73	18,02	-1,50	19,52	10,73	4,96	5,77	0	0	0,00	31
Ag	10,91	21,04	-0,44	21,48	13,99	7,93	6,06	0	0	0,00	31
Sp	9,95	18,20	-2,50	20,70	13,51	7,18	6,33	1	0	0,34	29
Oc	5,89	17,01	-11,31	28,32	9,41	2,95	6,47	5	4	19,01	26
Nv	0,89	8,81	-4,97	13,78	2,89	-1,04	3,93	13	4	20,14	17
Dc	-0,64	10,64	-10,12	20,76	2,25	-3,60	5,85	17	11	55,04	14
Ene (2012)	-0,93	7,16	-11,51	18,67	1,46	-3,26	4,72	15	10	63,21	16
Fb	-5,20	6,35	-16,45	22,80	-2,72	-8,12	5,40	22	19	167,58	7
Mz	0,54	10,35	-9,85	20,20	3,27	-2,28	5,55	8	5	28,97	23
Ab											
My											
Jn											
TOTAL (2011)	3,61	32,20	-13,01	Amplitud Máxima 37,72	6,64	0,94	5,70	110	70	390	255
				Amplitud Mínima 13,78							

Tabla 7. Análisis térmico de la estación meteorológica de Cabaña Verónica (fig.15) siguiendo la metodología de los datos de suelos.

Sin embargo podemos servirnos de trabajos similares realizados en ámbitos cercanos de la Cordillera Cantábrica y el Alto Sil donde Santos González et al. (2009) pudieron establecer una correspondencia directa suelo-atmósfera (fig.49).

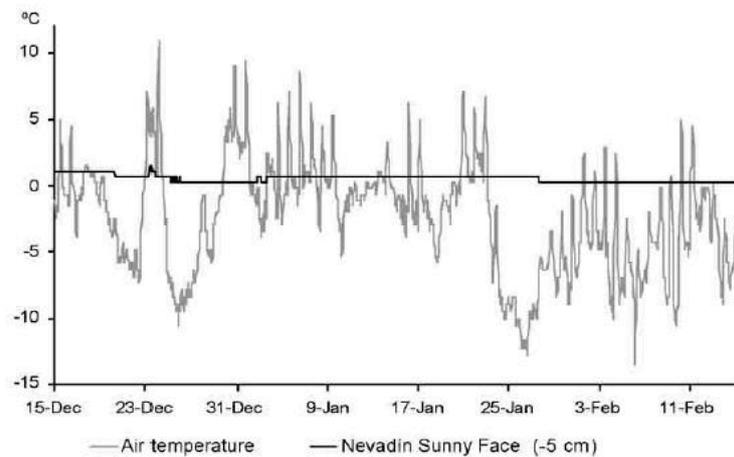


Fig.49. Régimen térmico obtenido en la cara sur del Nevadín (Santos-González et al. 2009; Santos González, 2010).

En la cara sur del Nevadín (Comarca de las Omañas), la estabilidad de las temperaturas en la base del manto nival durante el período invernal, apenas se ve alterada durante los períodos de máximo frío en la atmósfera con temperaturas de -10°C o -15°C (Santos-González et al. 2009; Santos González, 2010).

En relación con la nieve, los registros nivales de las estaciones de primer orden del triángulo León – Oviedo – Santander determinan que para el período 2003-2007, en los que tenemos registros de suelos, la nieve caída se había reducido mucho respecto a los años 70. La escasez de precipitación de nieve afectaría a los suelos directamente ofreciendo datos más fríos en invierno ya que facilita la penetración de la onda de frío.

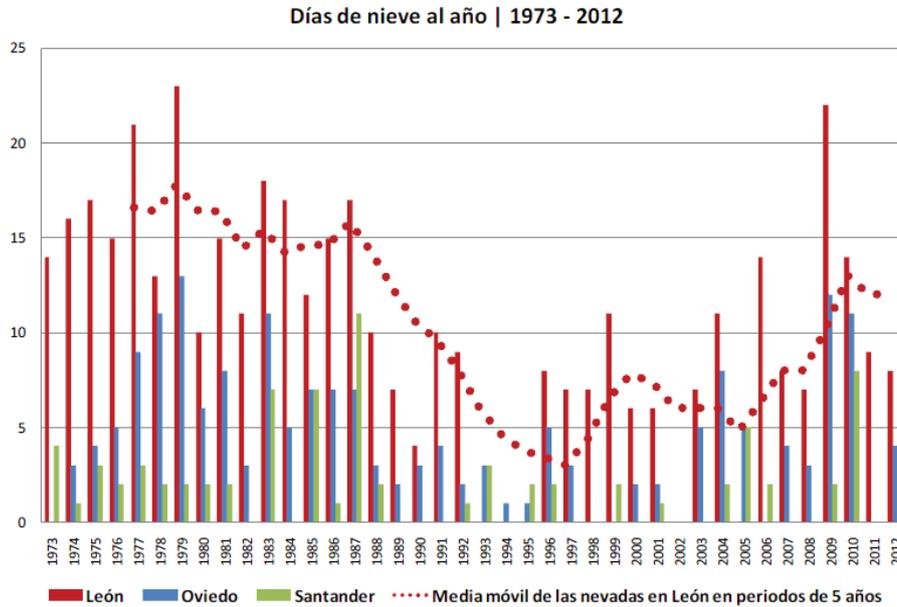


Fig. 50. Días de nieve en León, Oviedo y Santander entre 1973 y 2012.

Fuente. AEMET.

Elaboración propia

En la evolución del régimen térmico la radiación solar es el elemento fundamental. Depende de la altitud, latitud, época del año, la orientación, las sombras de la topografía y las condiciones de transmisividad, refracción y refracción de la atmósfera entre otras múltiples variables. El mapa de radiación refleja los lugares del Macizo que menos radiación reciben coinciden con las paredes norte de grandes farallones y por supuesto en los valles (fig.51). En el Jou Negro y el Jou Trasllambrión se cumplen perfectamente estas condiciones y además el modelado glacio-kárstico ha socavado cubetas profundas donde la penetración de los rayos del sol es casi testimonial. Esta variable si la combinamos con la orientación y la altitud nos puede determinar los lugares potencialmente más fríos del macizo. (Ver Anexo I).

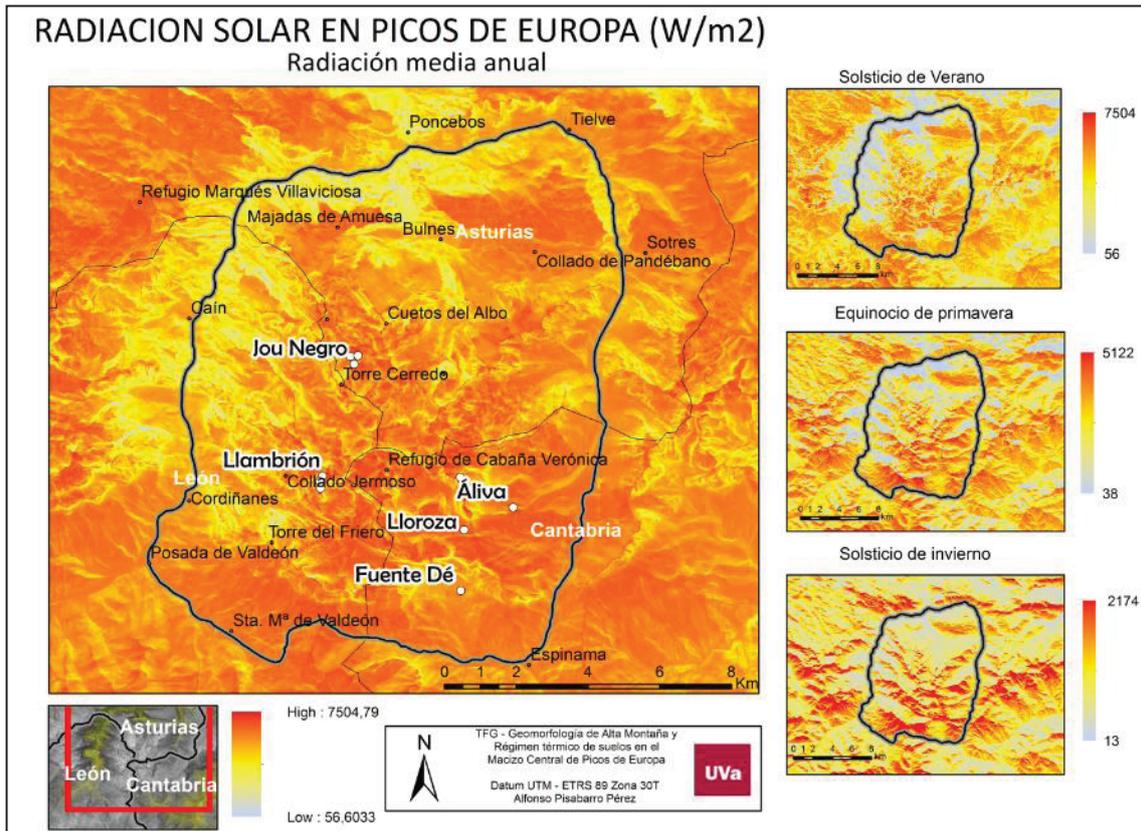


Fig. 51. Mapa de la radiación solar anual en el Macizo de Picos de Europa

5.3| Temperaturas extremas

Dado que la nieve actúa como aislante, las temperaturas máximas y mínimas registradas en el suelo corresponden a los meses en los que no está presente. Agosto y Septiembre en cuanto a las máximas, incluso Julio en los termómetros donde la cubierta de nieve dura menos. Las mínimas temperaturas se registran en los momentos previos a la primera nevada importante, suele coincidir con los meses de Noviembre y Diciembre, que son meses en los que se alcanzan las temperaturas atmosféricas más bajas. En algunos días se pueden llegar a superar los -2°C con cubierta nival.

Si analizamos los datos del **Jou Negro**, vemos que a 2.205 m la temperatura máxima en el año 2006 solo llegó a $17,6^{\circ}\text{C}$ en el mes de Julio, mientras que en promedio de temperaturas máximas para todo el mes solo fue de $15,2^{\circ}$. En lo que respecta a las mínimas se llegó a registrar en Noviembre de 2006 una temperatura de $-4,3^{\circ}\text{C}$ y en Marzo de 2007 se registró una de $-6,3^{\circ}\text{C}$. Cabe la posibilidad de que la posición del sensor en el talud de derrubios inestable cambiara en el segundo invierno registrado a un lugar con una clara influencia atmosférica y

con la suficiente pendiente y prominencia para no quedar cubierto por una gruesa capa de nieve, ya que la mínima del primer invierno (2005/2006) estuvo en $-2,1^{\circ}\text{C}$ en Diciembre y se registró un promedio de mínimas diarias en el mes más frío (febrero) de $-1,4^{\circ}\text{C}$. En la gráfica (fig.52) se puede apreciar cómo en el primer invierno la amplitud entre máximas y mínimas muy inferiores al segundo invierno.

No obstante esos registros mínimos tan fríos se repiten en el termorregistrador situado a 2.155 metros sobre la morrena, de forma inversa. En el primer invierno la mínima absoluta fue de $-10,58^{\circ}\text{C}$ en Febrero con un promedio de mínimas en ese mes de $-8,4^{\circ}\text{C}$, mientras que en el segundo invierno se registró una mínima de $-6,5^{\circ}\text{C}$. La máxima aquí es de $18,8^{\circ}\text{C}$ en Julio.

Otro elemento curioso que nos deja el análisis de las temperaturas mínimas en los dos termorregistradores situados juntos a 2.190 metros es que tienen mínimas por debajo de 0°C en todos los meses del año teniendo en cuenta que uno está situado en superficie y otro en profundidad. Además se produce una situación sorprendente pues se registran en profundidad temperaturas mínimas más bajas que en superficie. Se registran $-3,9^{\circ}\text{C}$ en Noviembre en profundidad por $-3,0^{\circ}\text{C}$ en superficie. Se puede explicar por la respuesta térmica más lenta en profundidad.

Jou Negro Talud 2.205m

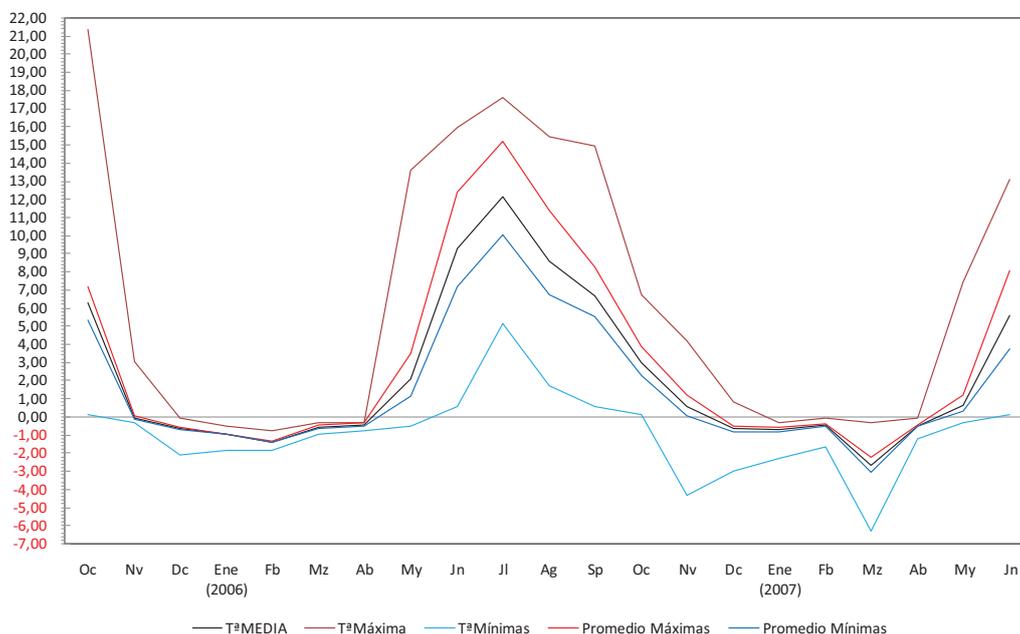


Fig. 52. Principales estadísticos del régimen térmico en el termómetro situado en el Talud del Jou Negro a 2.205m

La principal característica del **Llambrión** para el año 2006 completo en sus registros es que la estabilidad térmica invernal en la base del manto nival no solo se percibe en las medias sino que las mínimas y las máximas diarias se mantienen exactamente iguales hasta 4 meses, prácticamente 6, para los registros del sensor más alto y más bajo. El intermedio no arroja un

comportamiento tan homogéneo seguramente por haber estado cubierto de una capa de nieve menos gruesa debido a las condiciones topográficas.

La mínima absoluta a 2.360 m es de $-2,1^{\circ}\text{C}$ en Noviembre, a 2.490 m de $-3,0^{\circ}\text{C}$ también en Noviembre y a 2.535 m de $-0,7^{\circ}\text{C}$, en este caso en Marzo.

En lo que respecta a las máximas absolutas, ya sin la interacción de la nieve se recupera la lógica de disminución de temperaturas con la altitud. En este caso la máxima en el sensor inferior es de $20,5^{\circ}\text{C}$ por $15,7^{\circ}\text{C}$ del intermedio y de $13,4^{\circ}\text{C}$ en el superior.

Si atendemos a los promedios de las mínimas no divergen con la mínima absoluta lógicamente pero sí con las mínima absoluta de verano difiriendo unos 5°C en todas las estaciones. El caso del promedio de las máximas es similar pues difiere con la máxima absoluta unos 5°C también. La influencia altitudinal en este caso se aprecia bien en el número de meses con mínima absoluta por encima de 0°C que pasa de 3 meses en el sensor a 2.360 m, 2 meses a 2.490 m y 1 mes a 2.535m.

Los registros de Peña Vieja a 2.325 m nos ofrecen una homogeneidad casi perfecta entre Noviembre y Junio para máximas y mínimas absolutas. La mínima absoluta es de tan solo $-0,1^{\circ}\text{C}$ para los 7 primeros meses del año. El mes con la mínima absoluta más alta sería Julio con $3,1^{\circ}\text{C}$. El promedio de las mínimas diarias en este mes son tan solo de $7,0^{\circ}\text{C}$ a esta altitud. La máxima en verano es de $16,8^{\circ}\text{C}$ en Agosto, aunque en promedio de máximas es tan solo de $10,9^{\circ}\text{C}$, mientras que en invierno como ya se ha dicho las máximas son idénticas a las mínimas. En el sensor a 2.510 m solo se percibe la estabilidad absoluta en Marzo y Abril, los meses de máxima acumulación en ese año, por lo tanto existen mínimas más bajas por penetración en la nieve de la onda de frío a través de una capa de nieve deficiente en los meses de invierno que llevan la mínima absoluta a los $-4,1^{\circ}\text{C}$. La máxima registrada se encuentra en Junio en $17,6^{\circ}\text{C}$.

En **Lloroza** la temperatura máxima registrada corresponde al anómalo mes de Octubre de 2005 donde se registraron $20,8^{\circ}\text{C}$, cifras cercanas se alcanzaron en los meses de Junio a Agosto con una máxima estival de $19,6^{\circ}\text{C}$. Solo se registran mínimas en dos meses por debajo de los 0°C , estabilizadas en $-0,3^{\circ}\text{C}$.

En el termorregistrador de los Puertos de **Áliva** la máxima registrada es sorprendentemente alta para el mes de Octubre de 2005 ($23,5^{\circ}\text{C}$) Puede deberse a un tiempo sur o efecto Föhn. No obstante durante el verano el registro más alto se encuentra en Julio con $21,11^{\circ}\text{C}$. Por el lado de las mínimas, se llegan a registrar durante varios meses mínimas estables en el entorno de los 0°C ($-0,08^{\circ}\text{C}$), durante los meses de invierno, pudiendo llegar a Abril.

En **Fuente Dé** las temperaturas del suelo alcanzan las máximas temperaturas de todos los lugares analizados, lógicamente. Los suelos en Agosto pueden alcanzar los 24,85°C entre Julio y Septiembre. Sin embargo las mínimas en ningún momento del año llegan a alcanzar el umbral de los cero grados.

Realizando un mapa de isoterms (fig.53) con los datos promedio de mínimas que poseo de los termorregistradores se puede obtener una generalización muy básica de las temperaturas de los suelos en el Macizo. El mapa tendría solo seis lugares para hacer la interpolación lo cual es poco significativo. Quedarían pendientes de instalar más termómetros cuando fuera posible.

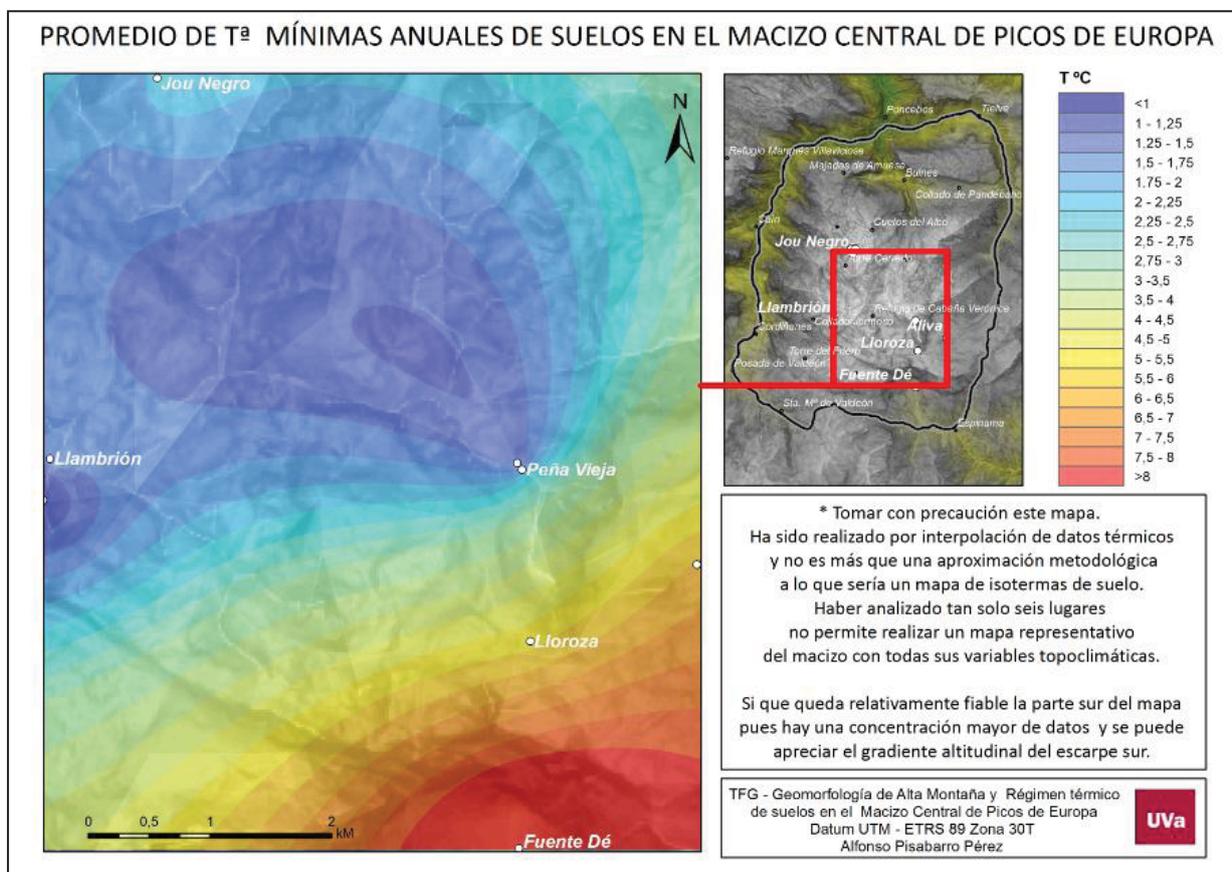


Fig.53. Mapa de interpolación del promedio de temperaturas mínimas anuales.

4.4 | Amplitudes térmicas

4.4.1 | Amplitudes térmicas anuales y mensuales

Las amplitudes térmicas diarias de los suelos son muy reducidas en todo el macizo, sin embargo a lo largo de todo el año las diferencias registradas entre la máxima anual y la mínima son más marcadas y generalmente mayores en aquellos lugares con una mayor insolación. No obstante los datos anuales no deben esconder el hecho de que estas amplitudes se producen en unos pocos días de los meses que dan paso en los que se produce la caída o fusión de la nieve.

En el **Jou Negro** a 2.190 metros encontramos que la amplitud anual asciende a 26,2°C en el termómetro en superficie, siendo máxima en el mes de Octubre con 22,3°C. El promedio mensual de las amplitudes sin embargo es máximo con 5,9°C en Septiembre situándose el promedio anual de amplitudes en apenas 1,1°C. En el situado inmediatamente debajo la amplitud anual es de 29,0°C siendo Agosto el mes con una mayor amplitud (24,3°C). El promedio anual en este registro es de 1,8°C, algo superior curiosamente al situado más cerca de las interacciones de la atmósfera.

En el caso del termorregistrador situado sobre la morrena frontal del helero la amplitud anual es de 25,3°C, ligeramente inferior a las anteriores, teniendo su mayor amplitud (15,7°C) en el mes de Mayo, momento de la fusión de la nieve. No se percibe la misma homogeneidad térmica invernal que en el resto de sitios. Las fluctuaciones se deben a un recubrimiento nival menos espeso. Todos los meses presentan una amplitud superior a 4,1°C. La amplitud térmica media anual se sitúa en 2°C.

Por último en el termorregistrador del talud de derrubios a 2.205 metros la amplitud anual es de 21,6 °C con 15,4°C en Junio como mes más contrastado térmicamente. La amplitud térmica media anual se sitúa en 2°C.

En el año 2006 en los registros del **Llambrión** obtenemos diferencias importantes entre altitudes. A 2.535 metros la amplitud anual es de tan solo 13,9°C (13,4°C en Julio). A 2.490 metros la cifra asciende a 17,1°C (15,7°C en Septiembre) mientras que a 2.360 metros la amplitud anual asciende hasta los 20,8°C. (19,9°C en Septiembre). Es por lo tanto inversamente proporcional la altitud con la amplitud térmica anual en aquellos sitios donde se alcanzan en invierno los 0°C. Entre diciembre y junio las amplitudes son menores de 1°C, incluso se suceden varios meses en los que no exista amplitud. La amplitud media anual es de 1,35°C a 2360m, de 0,89°C a 2.490 m y de 0,72°C a 2.535 m.

En **Peña Vieja** a 2.325 m se encuentra el registro más homogéneo de todos los del macizo junto al más bajo del Llambrión. En este caso hay hasta ocho meses en el año 2004 con amplitud térmica menor de 0,2°, cinco de los cuales presentan amplitud nula. La amplitud anual es de 15,2° en el mes de Julio, momento de la fusión de la nieve con mucho espesor en este caso. El promedio de la amplitud anual es de solo 0,8°C. En el termorregistrador situado a 2.510 m se nota como el manto nival es muy inestable y escaso por la acción del viento y la radiación ya que se registran múltiples variaciones hasta Marzo y Abril, los dos únicos meses con amplitudes menores de 0°C. La amplitud anual sube a 21,7°C y la media de amplitudes anuales es de 1,8°C.

Por debajo de los 2.000 metros se observa como el equilibrio térmico que genera la nieve es de cuatro meses como máximo de homogeneidad invernal. En **Lloroza** situado a 1.835m la amplitud anual es de 22°C, siendo Mayo el mes más contrastado (13,6°C). En Enero y Febrero se produce la mayor homogeneidad con 2°C que en Marzo ya se dispara. La amplitud media anual es de 2,4°C. En **Áliva** situado a 1.720 m son cuatro los meses con amplitudes térmicas menores de 1°C. La amplitud anual es de 21,2°C y la media es de 1,9°C. El mes de Julio es el más contrastado debido al calor. En **Fuente Dé**, situado a 1.115 metros ya no se percibe ninguna estabilidad producida por la nieve, muy puntual su caída. La amplitud anual es de 23,84°C dado que las temperaturas máximas suben mucho, aunque también las mínimas siempre superiores a 1°C.

4.4.2 | Amplitudes térmicas diarias. Inversión térmica nocturna

En el estudio que llevó a cabo González Trueba (2006) sobre regímenes de suelos en Peña Vieja a 2.615 y 2.510 m plantea una hipótesis de comportamiento térmico del suelo a lo largo de la noche con grandes alteraciones. Plantea la existencia de ciclos térmicos invertidos a lo largo de todo el año en sus registros de Peña Vieja, aunque de forma continua a final de primavera con una delgada capa de nieve. Las máximas temperaturas se dan pasadas las 23:00 horas hasta las 5:00 horas. Para dar una respuesta a este fenómeno González Trueba se basa en las explicaciones de Delaloye (2004). La hipótesis que se plantea es la siguiente:

Por el día hace hay atmosférico, el cual funde, sublima o evapora la nieve. En el cambio de estado se emite frío hacia el suelo o la base del manto nival. Cuando llega la noche con el enfriamiento atmosférico se puede llegar a congelar de nuevo el agua o la nieve. El cambio de estado inverso genera calor que se transmite al suelo que se une al calor que recibe del sustrato. El proceso se cierra cuando el enfriamiento atmosférico pasadas las 5.00 de la mañana logra alcanzar el suelo. Con cobertura nival gruesa, ni el frío ni el calor no alcanzan el suelo, por ello es un fenómeno que se debería dar principalmente en primavera, aunque también en otoño por la alternancia de tipos de tiempo y la escasa cubierta nival.

González Trueba llegó a determinar un comportamiento cíclico invertido de 189 días a 2.510 m y de 23 días a 2.615 m. No especifica el período del año en el que se dan. Para comprobar que este fenómeno he seleccionado un termómetro en la morrena frontal del Jou Negro, otro en la cima del Llambrión y el de los Puertos de Áliva. Todos ellos para el mismo año 2006. Los resultados son dispares y ello me lleva a pensar que la posibilidad de un régimen invertido depende de las condiciones topoclimáticas, la altitud y la presencia de hielo.

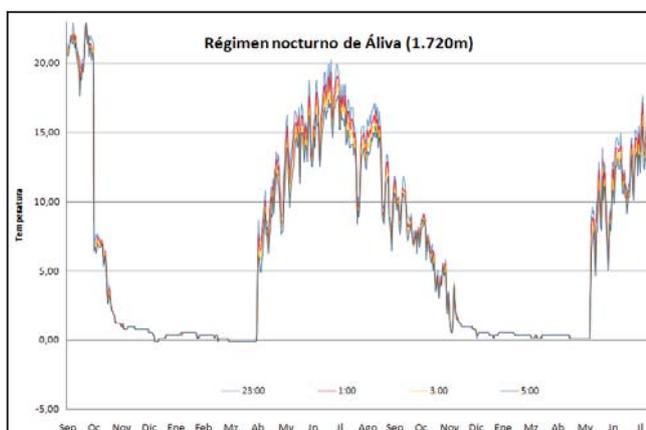


Fig.54. Régimen nocturno de temperaturas en Áliva

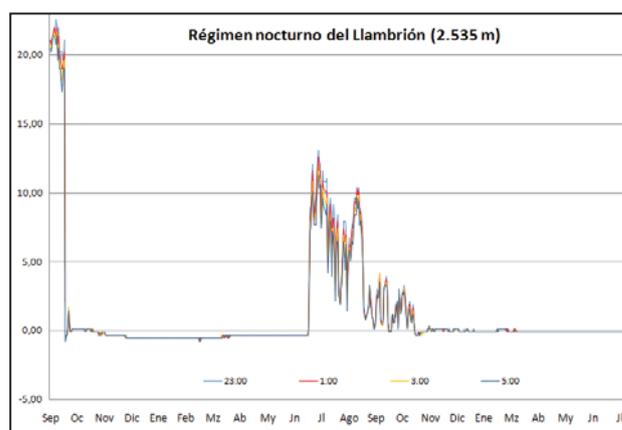


Fig.55. Régimen nocturno de temperaturas en el Llambrión

En el Llambrión y en Áliva (figs. 54 y 55) solo existe régimen invertido en episodios puntuales y de escasa importancia (0,2°C). Son solo 6 días en Áliva y 13 días en Llambrión en el año 2006

(tabla 8). Sin embargo en el Jou Negro sí que se ha registrado una importante anomalía horaria entre finales de Abril y principios de Julio (fig.56). Son aumentos muy bruscos de temperaturas desde los 0°C a los 15°C entre las 23:00 y las 5:00 en presencia de manto nival.

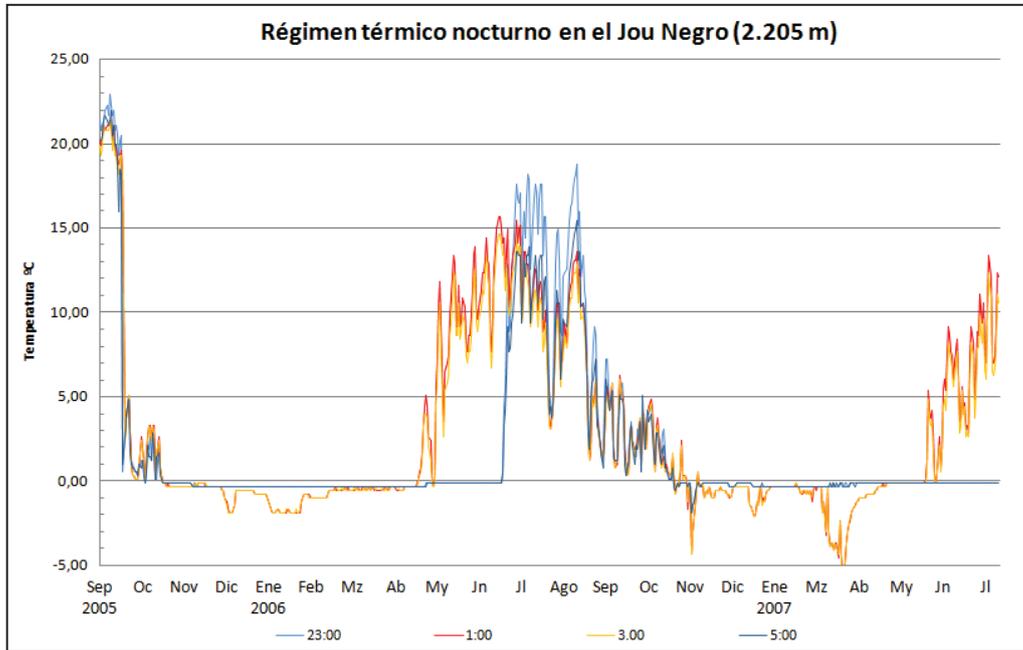


Fig. 56. Régimen nocturno de temperaturas en el Jou Negro (talud)

DÍAS DE INVERSIÓN TÉRMICA NOCTURNA						
Año 2006 Formación	Áliva 1.720		Llambrión 2.535		Jou Negro 2.205 m	
	Coluvión de finos		Till derrubiado		Derrubios heterométricos	
	Días totales	Días Inv > 1°C	Días totales	Días Inv > 1°C	Días totales	Días Inv > 1°C
Enero	1					
Febrero						
Marzo			1			
Abril	1		4			
Mayo					20	16
Junio					30	30
Julio			1		20	18
Agosto						
Septiembre			1		2	
Octubre			6		17	1
Noviembre					13	1
Diciembre	4				1	
TOTAL	6	0	13	0	103	66

Tabla 8. Días de inversión térmica nocturna en Áliva, Llambrión y Jou Negro

En la tabla 8 se puede ver el resumen de los días con inversión a lo largo del 2006 en el Jou Negro. La inversión de importancia se da a finales de primavera. Aunque en número de días el otoño se acerca, solo en dos días tiene entidad la inversión. En lo que respecta a la formación superficial parece que el aireamiento en el Jou Negro es mayor que en el resto. Esto facilita los intercambios energéticos por mecanismos de convección, máxime al encontrarse en un talud con movimientos de aire de ascenso y descenso.

4.5 | Días de congelación e índices de helada

El análisis de los días en que la temperatura del suelo está por debajo de los 0°C nos arroja una serie bastante larga de registros muy cercanos a esos 0°C (tabla 9), posiblemente sin llegar al punto de fusión, es especialmente importante conocer los días en los que las temperaturas bajan de los -2°C. Este es el umbral mínimo que fijan Haerberli (1985), Imhof (2000) y Hoelzle *et al.* (2003) para considerar la existencia de permafrost esporádico. Estos registros deberían prolongarse a lo largo de todo el año, sin embargo, en los lugares que más duran estos registros (Jou Negro) se mantienen un 18 % de los días del año que son estables con manto de nieve durante esos dos meses. En el Jou Negro además se da un elevado índice de helada de 461, 34. Esto nos indica que las condiciones en la base de la morrena son muy interesantes para comprobar con medidas B.T.S. y realizar allí un seguimiento más continuo.

REGISTROS	Altitud	Año completo	Días < 0°C	%	Días < -2°C	%	Índice de helada*
Llambrión	2.535	2006	217	59,5	0	0,0	84,77
Peña Vieja	2.510	10/2003- 10/2004	146	40,0	17	4,7	95,62
Llambrión	2.490	2006	234	64,1	2	0,5	218,71
Llambrión	2.360	2006	238	65,2	0	0,0	58,83
Peña Vieja	2.325	2004	230	63,0	0	0,0	19,74
Jou Negro	2.205	2006	121	33,2	2	0,5	112,75
Jou Negro (Superficie)	2.190	11/2005-11/2006	277	75,9	1	0,3	138
Jou Negro	2.190	11/2005-11/2006	238	65,2	65	17,8	235
Jou Negro	2.155	2006	176	48,2	63	17,3	461,34
Lloroza	1.865	2006	79	21,6	2	0,5	55,17
Áliva	1.720	2005	34	9,3	0	0,0	2,64
Fuente Dé	1.115	2006	0	0,0	0	0,0	0

Tabla 9. Indicadores de la magnitud del frío en el Macizo Central. Elaboración propia.

La magnitud del frío se puede correlacionar con la altitud, sin embargo, tras analizar el índice de helada anual en relación con la altitud vemos que no es necesariamente proporcional a la altura por encima de los 2.000 metros y que influyen otros factores topoclimáticos (fig. 56).

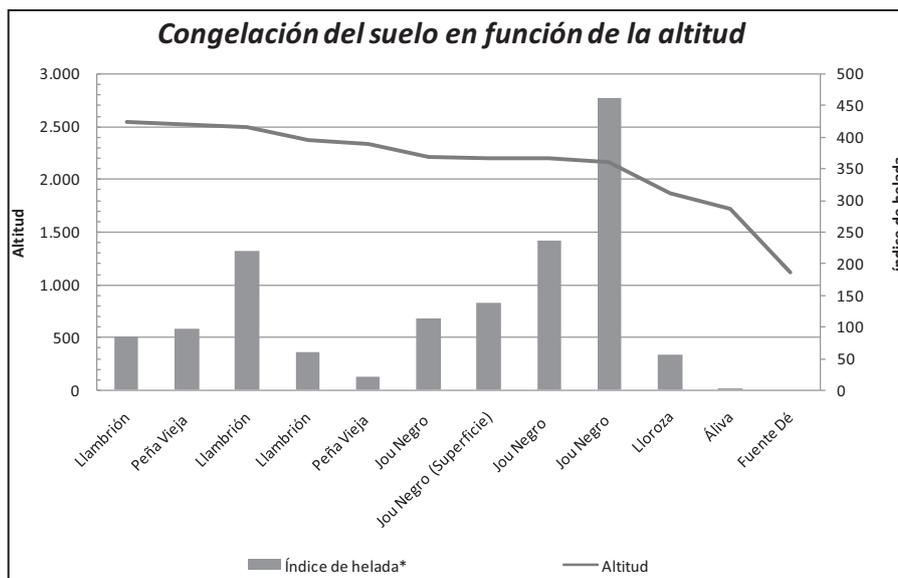


Fig. 56. Índice de helada en función de la altitud

Los registros del Jou Negro destacan especialmente en magnitud. Curiosamente el emplazamiento con mayor índice de helada con mucha diferencia está en el termorregistrador situado a una altitud inferior. Por debajo de los 2.000 metros la congelación estacional del suelo se hace muy débil en Áliva y Lloroza, así como no hay temperaturas menores de 0°C en Fuente Dé. En el Llambrión tampoco se registra el mayor índice de helada en el termorregistrador de mayor altitud. Sí en el caso de Peña Vieja.

Las largas series de hasta 65% de días por debajo de 0°C del Llambrión (fig.57) y de Peña Vieja y su escaso índice de helada se deben a que la estabilidad invernal se prolonga buena parte del año con registros muy cercanos a los 0°C (en el entorno de los -0,3°C) como consecuencia de una gruesa capa de nieve, estable hasta el comienzo del verano.

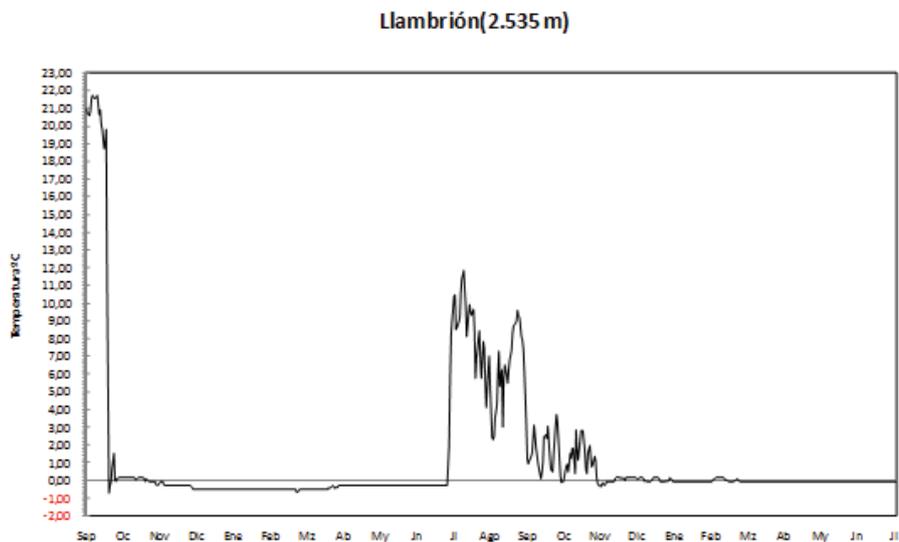


Fig.57. Régimen de temperaturas medias en el Llambrión a 2.535 m

Se podría dar un orden de magnitud en cuanto a la profundidad que alcanza la helada mediante la fórmula planteada por Washburn (1979). Tiene en cuenta el calor latente del agua a volumen constante (C_L), la conductividad térmica del suelo (K) y el índice de helada (I_h) que

ya tengo calculado:
$$x(m) = \sqrt{\frac{2 * K * I_h}{C_L}} ; K \text{ (Kcal} \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}\text{)}; C_L \text{ (Kcal} \cdot \text{m}^{-3}\text{)}; I_h \text{ (°C)}.$$

Se estima que la conductividad térmica de una caliza normal es de $1,4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ mientras que el de la arcilla que aparece en la matriz es de $1,5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$. Estas constantes promedio son obtenidas en laboratorio y a menudo difieren de las condiciones generales de los suelos de cada lugar. El calor latente a 0°C obtenido en condiciones ideales es de 79 Kcal y también varía en función de las propiedades locales del agua.

No obstante, se puede aplicar la fórmula para los dos lugares con mayor índice de helada. Dado que en ambas localizaciones la formación superficial es de till aplicaré una conductividad media de caliza y arcilla ($1,45 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$). Realizando las conversiones de unidades se obtiene el siguiente resultado:

Jou Negro (2.155m) (Formación de till e índice de helada de 461,34).

Profundidad de la helada: 0,40 metros. Sumando los 10 cm a los que está enterrado el termómetro serían **0,50 metros** aproximadamente en condiciones ideales.

Llambrión (2.490 m) (Formación de till e índice de helada de 218,71).

Profundidad de la helada = 0,28 metros. Sumando los 10 cm a los que está enterrado el termómetro serían **0,38 metros** aproximadamente en condiciones ideales.

En todo caso, el cálculo hay que tomarlo con precaución y cotejarlo con las gráficas de temperaturas separadas por fases (4.7) para determinar la existencia de los suelos helados estacionales.

4.6. Ciclos de hielo/deshielo

Los períodos de hielo-deshielo son muy variables y dependen de la existencia de una cubierta importante de nieve generalmente asociada a fuertes pendientes, lugares ventosos o extraplomos. Los ciclos diarios de hielo/deshielo se disparan por las condiciones climáticas de la montaña templada. Es en estos lugares donde se producen los más intensos procesos periglaciares, pues la gelifracción y termoclastia es muy fuerte.

En el lado contrario están los lugares que permiten fácilmente la acumulación y protección de la nieve. En estos lugares los ciclos de hielo/deshielo suelen ser inferiores a 10 días al año. Generalmente se alarga más el período de hielo-deshielo en otoño. Este suele durar unos 5-6 días hasta que se van cubriendo los suelos con las primeras nevadas importantes. En primavera-verano lo normal es que solo exista un día de hielo-deshielo que puede hasta llegar a ser en Agosto. Cuando ocurre tan tarde la fusión de la nieve coincide con temperaturas veraniegas y se produce este cambio repentino. Lo más normal es que se dé en Mayo-Junio. Generalmente los sitios con un mayor número de ciclos y más tempranos coinciden con lugares de solana. También puede suceder con precipitaciones de carácter tormentoso muy frecuentes en el macizo.

REGISTROS	Altitud	Año completo	Días hielo-deshielo
Llambrión	2.535	2006	15
Peña Vieja	2.510	10/2003- 10/2004	9
Llambrión	2.490	2006	8
Llambrión	2.360	2006	3
Peña Vieja	2.325	2004	14
Jou Negro	2.205	2006	10
Jou Negro (Superficie)	2.190	11/2005-11/2006	40
Jou Negro	2.190	11/2005-11/2006	34
Jou Negro	2.155	2006	18
Lloroza	1.865	2006	8
Áliva	1.720	2005	6
Fuente Dé	1.115	2006	0

Tabla 10. Total de ciclos de hielo/deshielo a lo largo de un año.

En nuestros registros para los períodos anuales completos elegidos se puede apreciar una gran disparidad de situaciones. El Jou Negro parece un lugar propicio para los fenómenos de hielo/deshielo. Aunque el abanico dentro de la propia depresión glacio-kárstica va desde los 10 a los 40 ciclos (tabla 10), se entiende que por las diferentes posiciones utilizadas y la acumulación de nieve en cada una de ellas. En el Llambrión, Peña Vieja, Lloroza y Áliva, lugares

con una mayor estabilidad, presentan cifras que van desde los 15 a los 6 días, y que entra en los parámetros lógicos estacionales descritos antes.

Realizando la distribución de estos ciclos en meses (tabla 11) se corrobora que la mayoría de estos ciclos se producen a finales de otoño para todos los lugares por la precaria situación del manto nival en esas fechas, todavía abiertas a la alternancia de situaciones atmosféricas cálidas y frías.

Especialmente aclaratorios son los ciclos percibidos en Julio, momento en el que la fusión de la nieve significa una subida repentina de 20°C en las temperaturas en un solo día.

Los ciclos percibidos en Agosto, Septiembre y Octubre responden al enfriamiento de las mínimas nocturnas que en estas fechas ya pueden ser inferiores a los 0°C.

		DISTRIBUCIÓN MENSUAL DE LOS DÍAS CON HIELO/DESHELO												
		Enero	Feb	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Ago	Sept	Oct	Nov	Dic	Total
Llambrión	2.535							1		1	2	2	9	15
Peña Vieja	2.510					5						3	1	9
Llambrión	2.490							1			1	6		8
Llambrión	2.360							1	2					3
Peña Vieja	2.325	13	1					1						15
Jou Negro	2.205					5						3	2	10
Jou Negro (Superficie)	2.190							1	2	5	8	14	4	34
Jou Negro	2.190	4							4	4	10	14	4	40
Jou Negro	2.155				4	4						6	4	18
Lloroza	1.865			7									1	8
Áliva	1.720	1	1	3	1									6
Fuente Dé	1.115													0
Total		18	2	10	5	14	0	5	8	10	21	48	25	

Tabla 11. Distribución mensual de los ciclos de hielo/deshielo

Castañón y Frochoso (1998) registraron hasta 50 ciclos en paredes del Jou de Cabrones por encima de los 2.000 m, cerca del Jou Negro. Estos ciclos eran de pequeñas amplitudes térmicas de 4°C para mínimas absolutas atmosféricas de -30°C con ciclos primaverales y otoñales que duran varios días o se producen en días aislados. No obstante como las temperaturas en invierno y en primavera permanecen en el entorno de los 0°C existe la posibilidad de que se produzcan pequeños ciclos inapreciables de hielo/deshielo lo que conllevaría sucesivas condiciones favorables a los procesos crionivales.

Todo esto significa que los ciclos de hielo/deshielo son más eficaces en las paredes (lugares desprovistos de nieve frente a los suelos).

En el **Jou Negro** encontramos el mayor número de ciclos de hielo/deshielo. En el termorregistrador enterrado encima la morrena a 10 cm. (2.190m), se producen hasta 40 ciclos diarios de hielo/deshielo para el período registrado entre 2005 y 2006, que se suceden entre Agosto y Enero. Se ve claramente como todos ellos se dan en ausencia de manto nival de importancia. La altitud elevada, la umbría y la orientación noreste, hace que las temperaturas mínimas alcancen el punto de congelación ya en los meses de verano.

En el termorregistrador situado en la superficie de la morrena (2.190 m) confirma esta distribución de los ciclos de hielo/deshielo con 34 ciclos entre Julio y Diciembre, y solo uno de ellos (en Julio) asociado al deshielo. A 2.155m la penetración del frío se hace más evidente ya que la heterogeneidad de texturas permite una mayor penetración del frío pero también del calor adelantando el deshielo del suelo. También ayuda en la fusión la posición en resalte de la morrena permitiendo un menor espesor de cobertera nival. Los ciclos de hielo/deshielo asociados a la congelación del suelo son 10, que se dan en Noviembre y Diciembre y los ciclos asociados a la fusión son 8, repartidos entre Abril y Mayo. Esto nos da un total de 18 ciclos de hielo/deshielo anuales para el año 2006.

En el termorregistrador situado a 2.205 sobre el talud de derrubios en la ladera del circo orientada al Norte, se han podido determinar para el año 2006 hasta 5 ciclos asociados a la fusión de la nieve en Mayo y otros 5 entre Noviembre y Diciembre. La cubierta nival se retira pronto también y permite que en Mayo se hayan podido producir hasta 5 ciclos. En el primer período del año 2007, no reflejado en la tabla 10, se produjo un alud a la vista de la gráfica del Anexo II-A pero no variaron demasiado los ciclos primaverales pues fueron 4 en el mes de Mayo.

En **Peña Vieja** a 2.325m se registran en el año 2004 hasta 13 días en Enero y uno en Febrero y ya en verano la fusión y último ciclo de hielo/deshielo se realiza en el mes de Julio. En el termómetro situado a 2.510m los días con hielo/deshielo son 3 en Noviembre, 1 en Diciembre y 5 en Mayo asociados a la fusión de la nieve. La fusión es más rápida a pesar de estar a mayor altitud. Puede deberse a inestabilidades pero también al comportamiento de los flujos convectivos de aire por debajo de los derrubios en la ladera de Peña Vieja. El aire caliente asciende y derrite la nieve en la parte alta de la pedrera. Es un funcionamiento habitual en las pedreras.

En el **Llambrión** se sitúan 3 termorregistradores con registros de 2005 a 2007 (Anexo II-A). En el primero a 2.360 m. para el período 2005/2006 se puede saber que la presencia del manto nival se extiende entre Octubre y Noviembre con 3 ciclos de hielo/deshielo hasta Julio/Agosto en el que se registran otros 3 días con ciclos asociados a la fusión nival. En total 6 ciclos anuales. En el siguiente año no se registra ningún ciclo. A 2.490m se duplican el número de ciclos a finales de Otoño, a 10 en el primer año y 8 el segundo año, mientras que el hielo/deshielo veraniego se realiza en un solo día el 10 de Julio para el primer año registrado. En el termorregistrador colocado a 2.535m. durante el primer año la temperatura del suelo se comporta de forma análoga al termómetro inferior con fusión nival el 13 de Julio, sin embargo en el segundo año registrado, los ciclos asociados a la caída de las primeras nieves se

extienden desde Octubre hasta Marzo motivados seguramente por la inestabilidad del manto nival.

En **Lloroza** a 1.865m. la cubierta de nieve dura muy poco y se producen los ciclos de hielo/deshielo muy poco espaciados. En el invierno 2005/2006 el hielo/deshielo asociado a la congelación del suelo se produce en Diciembre en un solo día, mientras que los ciclos asociados a la fusión de la nieve son 7 en Marzo. En el invierno 2006/2007 ocurre el mismo, un único ciclo en Diciembre, mientras que los ciclos de hielo/deshielo primaverales se distribuyen en 12 días entre Febrero, Marzo y Abril. Indica que hubo poca nieve ese año.

En **Áliva** a 1.720 m. la presencia de temperaturas inferiores a 0°C en el suelo es muy excepcional y apenas se registran temperaturas mínimas prolongadas de -0,08°C, que entre 2004 y 2006 arrojan 6 días de hielo/deshielo, muy salpicados a lo largo del invierno y la primavera. En **Fuente Dé** a 1.115 m. ya no existen temperaturas en el suelo inferiores a 0°C.

Santos González *et al.* (2009) establecieron una tabla de ciclos para diferentes lugares de la Cordillera Cantábrica y el Alto Sil (fig.58) a distintas profundidades. Los ciclos de hielo/deshielo no difieren demasiado con los de Picos de Europa y tampoco se aprecia un patrón altitudinal claro. Las condiciones de la cubierta de nieve las que controlan los ciclos. Los más numerosos se dan de 1.960 m a 2.040 metros entre 2003 y 2005. Los datos de Picos de Europa, que coinciden en fecha a finales de 2005, tampoco presentan una gran diferencia. También se puede ver como norma general que se dan muchos más ciclos cerca de la superficie, aunque hay excepciones.

	Altitude (m)	Depth (cm)	2003-04	2004-05	2005-06	2006-07
Nevadín Snow Patch	2040	-2	3	-	-	18
		-8	10	4	-	-
		-15	13	2	-	-
Valdeiglesia Sunny Face	2035	-2	-	18	-	-
		-15	19	-	-	-
		-20	-	2	-	-
Nevadín Sunny Face	2035	-2	41	-	8	-
		-5	11	0	-	-
		-10	13	-	3	-
Ploughing Boulder	2015	-20	-	-	3	-
		-2	36	37	-	-
		-15	6	10	5	17
Valdeiglesia Rock Glacier	Ridge	1960	-40	2	-	-
			-15	-	-	18
El Mur Rock Glacier	Furrow	1940	-15	-	-	12
			-20	-	-	-
Poza del Puerto Sunny Face	1750	-70	-	-	-	26
		-5	-	-	-	3
Agujas Rock Glacier	Furrow	2280	-30	-	-	0
Reacabiello Rock Glacier	Ridge	1495	-15	-	-	7
Ferreira Rock Glacier	Ridge	1575	-15	-	-	27
						33

Fig. 58. Ciclos de hielo/ deshielo en diferentes puntos de la Cordillera Cantábrica y el Alto Sil (Santos González et al. 2009)

4.7. Fases y ciclos térmicos

En los todos los termorregistradores de alta montaña, dejando al margen el de Fuente Dé, se aprecian 4 fases térmicas aunque con distinta duración en función de las peculiaridades topoclimáticas.

Fase de altas temperaturas (Fase 1)

La primera fase (1) comprendería al período de altas temperaturas, suele corresponder al verano y principios de otoño. (Ver anexo II-B) En el Llambrión se extiende esta fase entre mediados de Julio y mediados de Septiembre para los tres termorregistradores. En el Jou Negro los termorregistradores muestran variaciones en el comienzo de esta fase desde Mayo hasta Julio (fig.59) dependiendo del espesor de nieve que puede cubrir cada sensor, para todos ellos es finales de Septiembre el mes en que comenzaría la fase 2. En Peña Vieja esta fase comienza en Mayo a 2.510 m y en Julio a 2.325. El período finalizaría entre finales de Septiembre y Octubre. Ya por debajo de 2.000 metros cambian drásticamente las cosas. En Lloroza esta fase de altas temperaturas se extiende entre finales de Marzo y mediados de Noviembre. En el caso de Áliva comienza a finales de Abril y termina en las mismas fechas. En Fuente Dé casi todo el año estaría inscrito en esta fase, apenas durante los meses centrales del invierno se podría comparar a la fase 2 con temperaturas siempre superiores a 1°C. La duración de este período depende de lo que llegue a durar la nieve en primavera y por lo tanto depende de la altitud y de las condiciones topoclimáticas. Sólo hasta los 2.000 metros se aprecia una progresiva disminución de la fase de verano con la altitud.

Fase de transición otoñal (Fase 2)

La segunda fase (2) de transición verano-invierno se inicia a mediados de Octubre y llega normalmente hasta finales de Noviembre – mediados de Diciembre. Es un intervalo de tiempo en el que las temperaturas son bajas, incluso en ocasiones muy por debajo de 0°C, pero que responden a las variaciones atmosféricas porque no ha habido acumulación suficiente de nieve. Es el período en el que se suceden el mayor número de ciclos de hielo y deshielo. Puede haber situaciones anómalas de muy altas temperaturas como en Octubre de 2007.

Esta sería la fase más confusa. González Trueba (2006) la separa para el caso de Peña Vieja en dos, una de conexión verano-otoño y otra otoño-invierno. Sin embargo en mi opinión se puede extender el verano hasta la llegada de las primeras nevadas y frentes fríos de Noviembre ya que Octubre en la mayoría de los registros mantiene temperaturas similares a los meses de Agosto y Septiembre.

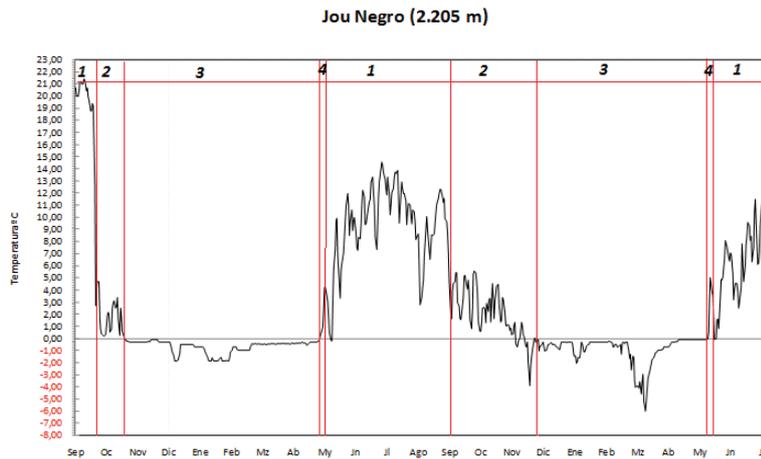


Fig. 59. Fases y ciclos térmicos en el talud del Jou Negro (2.205 m)

Es una fase que se caracteriza por rondar temperaturas en el entorno de 1 o 2°C con la posibilidad de episodios de -2°C o de temperaturas muy altas asociadas a situaciones atmosféricas excepcionales. En la mayoría de los registros por encima de los 2.000 m esta fase se inicia a principios de Noviembre, pudiendo fluctuar desde Octubre a Diciembre en función de los condicionantes topoclimáticos.

Fase de condiciones isotérmicas (Fase 3)

A partir de que la acumulación de la nieve es importante se abre un largo período invernal y primaveral de equilibrio isotérmico (3) en el que las temperaturas acusan una estabilidad casi absoluta y donde la protección del manto nival hace que máximas y mínimas coincidan durante días, semanas o incluso meses (tabla 12). Varía su duración en función de las primeras nevadas, del espesor de nieve capaz de almacenarse y de la rapidez de fusión de la nieve en base a los condicionantes topoclimáticos del lugar. Dependiendo de las temperaturas mínimas de un lugar u otro el comienzo de este período puede suponer un descenso en las temperaturas del suelo a 0°C o bien un incremento de las temperaturas del suelo a 0°C.

La variabilidad espacial y temporal (3-9 meses) de las temperaturas en los suelos de Picos de Europa es como ya hemos determinado muy grande. Sin embargo una vez la nieve cae, la estabilidad invernal es máxima. Si las temperaturas se estabilizan cerca de los 0°C se puede producir el “zero curtain effect”. Las investigaciones en el ártico sugieren que el fenómeno podría ser universal y se debe a que no se realiza una transmisión energética por conducción de la energía liberada (calor latente) durante los cambios de estado del agua de los suelos, que se encuentran en el entorno térmico del punto de fusión de 0°C, por liberación de calor en procesos de destilación y variaciones de potenciales osmóticos por el hielo/deshielo.

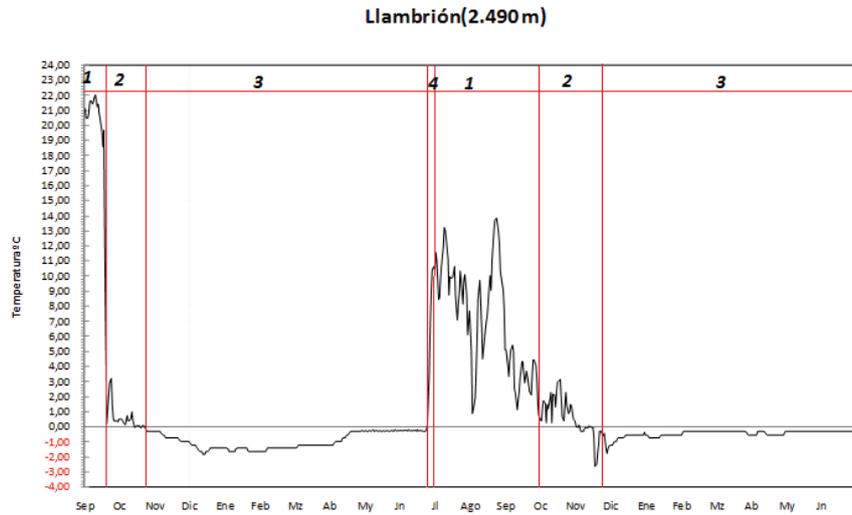


Fig.60. Fases y ciclos térmicos en el Llambrión (2.490 m)

Este fenómeno parece ser más claro en los materiales de textura media durante la congelación a escala universal aplicable fuera de regiones con permafrost. Estos materiales no conductivos jugarían un papel importante (Outcalt et al., 1990).

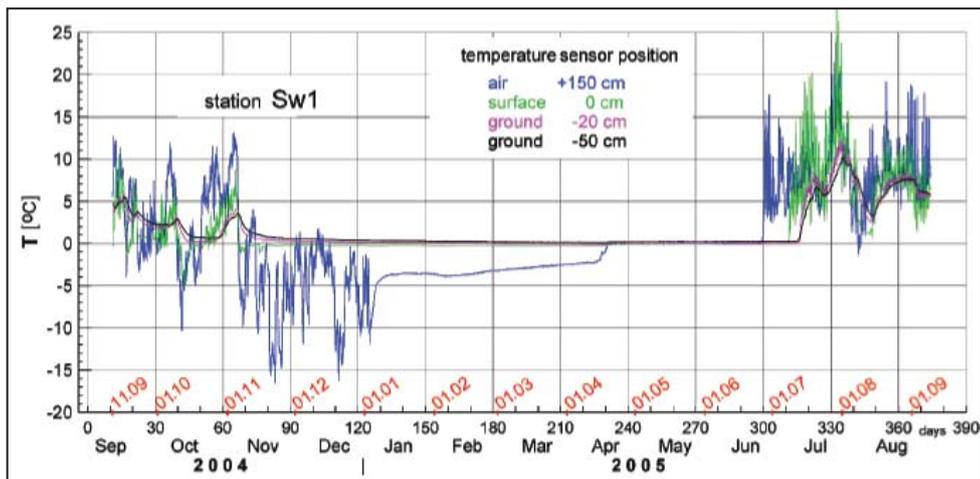


Fig.61. Efecto “zero curtain” perfecto en registro BTS con lectura en 4 canales en los Montes Tatra, Cárpatos Occidentales, Polonia. Una montaña con unas características muy parecidas a los Picos de Europa. Moscicki (2008)

En la siguiente tabla se sintetizan la duración y magnitud de los períodos de estabilidad térmica. No existe relación altitudinal con los períodos ni con las temperaturas. A la vista de los datos, se puede afirmar la existencia generalizada de suelos helados estacionales en el Jou Negro y de forma esporádica en el Llambrión. En Peña Vieja y Lloroza son posibles aunque se encuentran cerca del umbral de los 0°C más propensos al fenómeno “zero curtain” que a su congelación estacional.

Termómetro	Altitud	Fase III (Estabilidad)		Temperatura °C	Suelos Helados Estacionales
		Inicio	Fin		
Llambrión	2.535	Noviembre/Diciembre	Julio	De -0,5 a 0	Posible
Peña Vieja	2.510	Marzo	Mayo	De -1 a 0	Posible
Llambrión	2.490	Enero	Julio	De -1,5 a -0,3	Sí
Llambrión	2.360	Noviembre/Diciembre	Julio	De -0,5 a 0	Posible
Peña Vieja	2.325	Noviembre	Julio	De -0,2 a 0,2	Posible
Jou Negro	2.205	Noviembre/Diciembre	Mayo	De -1,5 a -0,5	Sí
Jou Negro (Superficie)	2.190	Diciembre	Junio	De -2,5 a -0,1	Sí
Jou Negro	2.190	Diciembre	Julio	De -1,1 a -0,1	Sí
Jou Negro	2.155	Noviembre/Diciembre	Abril	De -8,5 a 0	Sí
Lloroza	1.865	Diciembre/ Enero	Marzo/Abril	De -0,7 y 0,5	Posible
Áliva	1.720	Enero	Abril/Mayo	De 0 a 0,5	Imposible
Fuente Dé	1.115				Imposible

Tabla 12. Duración y magnitud de la fase de equilibrio térmico.

Fase de fusión (Fase 4)

El año se cierra con un ciclo relámpago asociado a la rápida fusión y adelgazamiento del manto nival (4) en el que normalmente en un solo día se pasa del entorno de los 0°C a temperaturas veraniegas. El momento de fusión total depende del espesor. Esta suele producirse entre Mayo y Julio dependiendo de las condiciones topoclimáticas.

En la mayoría de los termorregistradores la fase (4) es de apenas una jornada excepto en Lloroza (1.865 m) y Jou Negro (2.155 m) debido a la fusión anticipada que permite un espesor menor de la nieve. En el primer caso por menor altitud y en el segundo por mayor pendiente. La fusión temprana de la nieve en estos dos registros en Abril-Mayo permite que se puedan aún producir algunos episodios de hielo/deshielo. En el resto de termorregistradores la desaparición tardía, en Junio-Julio, impide que una vez fundida la nieve se produzcan fenómenos de congelación, ascendiendo los registros rápidamente al entorno de los 10-20°C.

6. Conclusiones

El régimen de temperaturas de los suelos en Picos de Europa viene determinado por el espesor y duración del manto nival.

La acumulación de la nieve a partir de finales de Diciembre y Enero impide la penetración de la onda de frío en el suelo y se anula la amplitud térmica de 4 a 8 meses según las características topoclimáticas del lugar. En consecuencia, los procesos geomorfológicos de origen térmico se anulan y dejan paso únicamente a los procesos nivales y nivokársticos. No obstante los lugares exentos de manto nival si sufren intensamente procesos periglaciares durante el invierno. Además la nieve en Picos de Europa es húmeda e inestable, propia de una montaña atlántica, y ante determinadas situaciones atmosféricas como tormentas, viento intenso, situaciones anticiclónicas con masas de aire tropical o efecto Foëhn (viento del Sur) puede fundirse con rapidez y alterar la estabilidad del manto de nieve.

Se puede apreciar que los meses en los que las temperaturas del suelo son puntualmente más bajas son en Noviembre e incluso Diciembre coincidiendo con la penetración de las primeras masas de aire frío ártico desde el Nordeste cuando la nieve no ha llegado a cubrir completamente el suelo. Es cuando se dan las mayores amplitudes térmicas y ciclos de hielo/deshielo y por lo tanto cuando los procesos periglaciares son más intensos. En el inventario realizado se ha determinado que pueden llegar a ser de hasta 40 ciclos en lugares con delgada cubierta nival. El número de ciclos es mayor en las superficies desprovistas de nieve como crestas, umbrales, cumbres, paredes o extraplomos. En estos lugares la onda de frío logra penetrar hasta el suelo.

El papel atemperador que juega la nieve y el gradiente altitudinal hacen que las amplitudes térmicas sean muy moderadas. En este sentido la amplitud térmica por sí misma no es ningún agente de modelado, máxime cuando a más de 1.800 metros la amplitud térmica anual del suelo es inversamente proporcional a la altitud.

Las temperaturas en determinados lugares pueden llegar a ser de varios grados bajo cero durante los meses centrales del invierno (medias invernales menores de -2°C en el Jou Negro y menores de -1°C en Llambrión y Peña Vieja), lo que origina la formación de suelos helados estacionales. No obstante las temperaturas medias anuales son mayores que los -2°C en todos los lugares conocidos, incluso de los 0°C y por lo tanto no se puede hablar de permafrost

esporádico en el Macizo Central. El límite de la posible existencia de suelo helado estacional se sitúa por encima de la franja de los 1.800 metros (en base a los registros de Lloroza y Áliva) dependiendo siempre de las particulares condiciones topoclimáticas y de la textura de los materiales.

La comprobación espacial de los registros con los principales condicionantes topoclimáticos mediante herramienta SIG (radiación, altitud y orientación) (fig.62) satisface la elección del Jou Negro y el Llambrión como lugares con especiales condiciones criotérmicas. Además nos permite saber los lugares potencialmente más fríos.

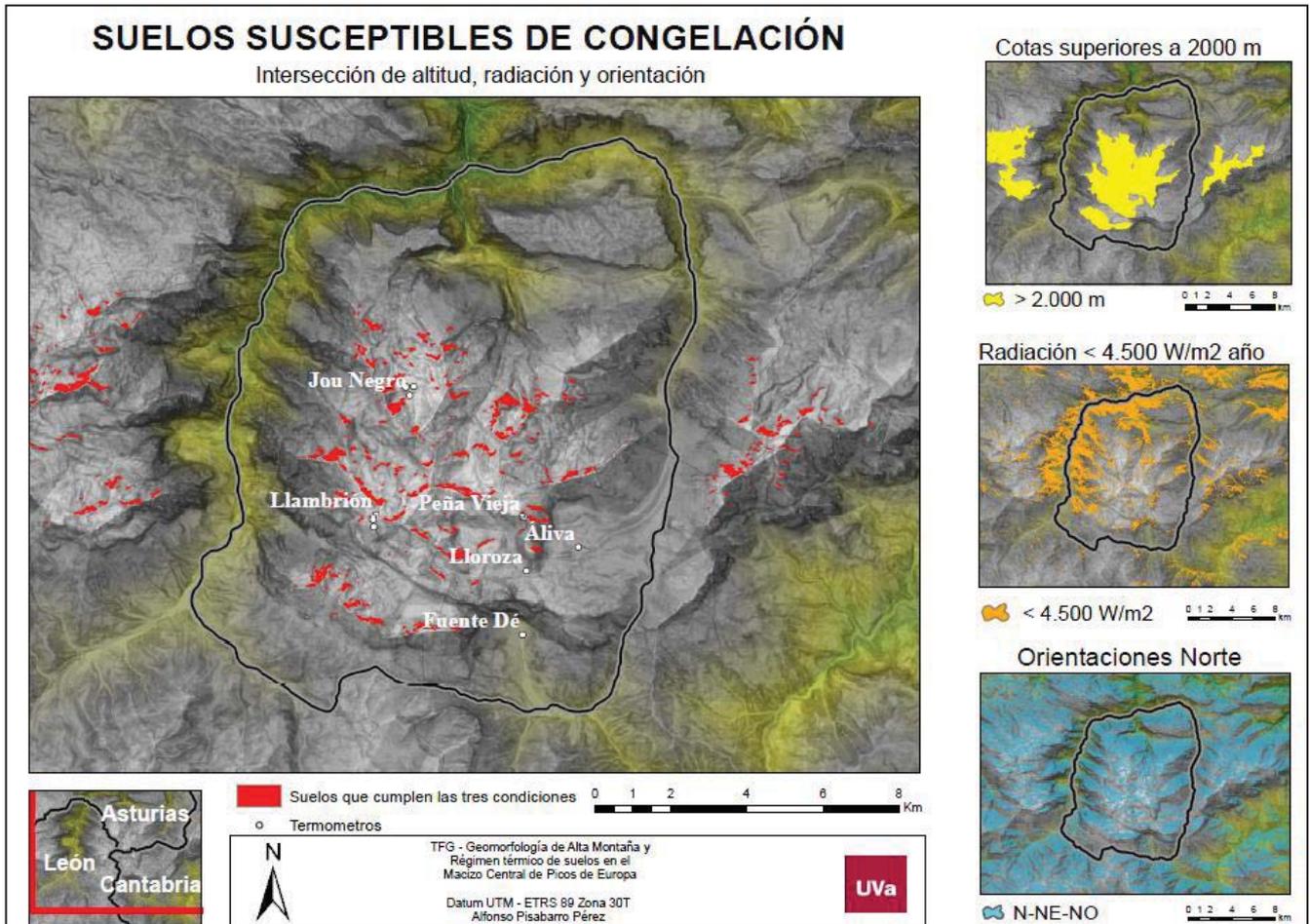


Fig.62. Mapa de susceptibilidad de los suelos a la congelación en función de las variables topoclimáticas principales.

No existe un gradiente altitudinal nítido para la presencia de hielo en el suelo, por lo que desde aproximadamente los 2.000 metros son los factores topoclimáticos, las claves para que exista hielo, ciclos de hielo/deshielo, suelos helados estacionales o permafrost. Estos serían la orientación, radiación, pendientes, acumulación nival, viento y formaciones superficiales.

A cotas más bajas de 2.000 m sí que se aprecia un gradiente en el número de días de helada, ciclos de hielo/deshielo e índice de helada; existe una correlación que no se percibe por encima de esa altitud.

Los registros encontrados en el Jou Negro sí permitirían hablar de la existencia de elementos congelados en invierno que se relacionan con la influencia que ejerce el helero fósil. No queda tan claro en los registros del Llambrión. En todos los lugares hay que tener en cuenta las corrientes convectivas de aire que envían aire frío a la base de las laderas. Este es uno de los motivos por los cuales en varios de los termómetros instalados en un mismo sector la temperatura del suelo sea inversamente proporcional a la altitud. Santos González (2010) recoge que este término recibe el nombre de “Chimmey effect” aplicándolo en su caso al estudio térmico de los glaciares rocosos.

Una posible explicación de la existencia de elementos helados en profundidad puede ser muy similar a la que plantea Mosciki (2008) para suelos con bloques muy aireados en los Montes Tatra, en los Cárpatos Occidentales. Bajo condiciones muy similares a las registradas por nuestros termorregistradores plantea la hipótesis de que en verano y otoño el aire atmosférico más frío penetra entre los bloques profundos. Posteriormente las lluvias otoñales durante episodios fríos o incluso las primeras nieves, penetran y conservan el efecto enfriador pudiendo congelarse durante la noche, generando una fase de procesos de hielo/deshielo a finales de Otoño como las que registramos en Picos de Europa. Una vez se produce la caída masiva de la nieve en invierno, si el agua se encontraba congelada en ese momento, este hielo queda perfectamente protegido y el suelo sujeto a condiciones de congelación.

En lo que respecta al fenómeno del “*zero curtain effect*” debe ser tenidas en cuenta el papel que juegan las fluctuaciones inapreciables de hielo/deshielo en los lugares con períodos de homotermicidad alrededor de 0°C.

El curioso fenómeno de la inversión térmica nocturna explicado en el apartado 4.4.2. es dispar según localizaciones y requiere un análisis físico-químico de los procesos de fusión/solidificación del agua en relación con el sustrato y las condiciones topoclimáticas. La magnitud del fenómeno implica un ascenso repentino de temperaturas durante la noche que puede llegar a los 15°C. Se da preferentemente a finales de primavera con una delgada capa de nieve.

Resulta complicado poder realizar series continuas de temperaturas para ligar la evolución térmica de los suelos a la de la atmósfera con el objetivo de estudiar la evolución del clima, no

solo por las frecuentes averías de los aparatos de medición sino porque los procesos periglaciares y nivales cambian las condiciones topoclimáticas y del sustrato muy rápidamente. En ese sentido la consideración de 4 fases térmicas anuales en los registros de suelos de alta montaña no deja de ser una abstracción discutible ya que, por ejemplo, González Trueba (2006) cita hasta 5 fases. Solo se puede citar una fase con límites claros que es la homotérmica invernal/primaveral. En cualquier caso es útil para saber que procesos ocurren y cuando se dan. También actúan como indicadores de permafrost, suelos helados estacionales o ausencia de hielo.

Bibliografía

Brown, J., Ferrians, O.J., Heginbottom, J.A., Melkinov, E.S. (1998) Circum-arctic map of permafrost and ground ice conditions. National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology, Boulder-Colorado.

Castañón Álvarez, J.C., Frochoso Sánchez, M. (1998). La alta montaña cantábrica: condiciones térmicas y morfodinámicas en los Picos de Europa. En Gómez Ortiz, A., Salvador Franch, F., Schulte, L., García Navarro A. (Eds.), Procesos biofísicos actuales en medios fríos. Universidad de Barcelona, Barcelona, 113-132.

Delaloye, R. (2004). Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale. PhD thesis, Fac. Sciences, Univ. Fribourg, GeoFocus 10.

Etzelmüller, B., Hoelzle, M., Heggem, E.S.F., Isaksen, K., Mittaz, C., Vonder Mühl, D., Ødergard, R.S., Haeberli, W., Sollid, J.L. (2001). Mapping and modelling the occurrence and distribution of mountain permafrost. *Norwegian Journal of Geography*, 55(4), 186 -194.

Farias, P. (1982). La estructura del sector central de los Picos de Europa, *Trabajos de Geología*, 12, 63-72.

Fengqing, J., Yanwei, Z. (2011). Freezing and thawing index. En Singh, V.P., Singh, P., Haritashya, U.K. (Eds.). *Encyclopedia of snow, ice and glaciers*, Springer, Dordrecht – Netherlands, pp.301.

French, H. (1996). *The periglacial environment*. Longman, Essex –United Kingdom, pp.309.

French, H., Shur, Y. (2010). The principles of cryostratigraphy. *Earth-Science Reviews* 101 (3-4), 190–206.

González Trueba, J.J. (2006). El macizo central de los Picos de Europa: Geomorfología y sus implicaciones geoecológicas en la alta montaña cantábrica. Tesis Doctoral. Dpto. de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio, Universidad de Cantabria, Santander.

González Trueba, J.J., Serrano, E. (2007). Cultura y naturaleza en la Montaña Cantábrica. Universidad de Cantabria, Santander, pp.363.

González Trueba, J.J., Serrano, E. (2010) La nieve en los Picos de Europa: Implicaciones geomorfológicas y ambientales, Cuadernos de Investigación Geográfica, 36 (2), 61-84.

Gutiérrez Elorza, M. (2008). Geomorfología. Pearson, Madrid, pp.920.

Haeberli, W. (1985). Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. Mitteilungen Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, 77, pp. 142.

Herz, T., King, L., Gubler, H. (2003). Thermal regime within coarse debris of talus slopes in the alpine periglacial belt and its effect on permafrost. 8th International Conference on Permafrost, Zurich, 21-25 July

Herz, T., Philippi, S., Hof, R., King, L. (2005). The influence of substrate and surface characteristics on the ground thermal regime and mountain permafrost distribution – Examples from the Matter Valley, Swiss Alps. 2nd European Conference on Permafrost, Abstract Vol. 1, 29.

Hoelzle, M. (1992). Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the eastern Swiss Alps. Permafrost and Periglacial Processes, 3(2), 143-147.

Hoelzle, M., Wegmann, M., Krummenacher, B. (1999). Miniature Temperature Dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experience from the Swiss Alps. Permafrost and Periglacial Processes, 10 (2), 113-124.

Hoelzle, M., Haeberli, W., Stocker-Mittaz, C. (2003). Miniature ground temperature data logger measurements 2000-2002 in the Murtèl-Corvatsch area. En Phillips, M., Springman, S., Arenson, L. (Eds), Proceedings 8th International Conference on Permafrost, Swets & Zeitlinger, Lisse, Zürich, 419-424.

Imhof, M., Pierrehumbert, G., Haeberli, W., Kienholz, H. (2000). Permafrost investigation in the Schilthorn Massif, Bernese Alps, Switzerland, Permafrost and Periglacial Processes, 11 (3), 189-206.

Ishikawa, M., (2003). Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology*, 52 (1), 105-120.

Julián, A., Chueca, J. (2004). El permafrost esporádico de la cara norte de la Sierra de Telera (Pirineo Aragonés). En Peña Monné, J.L., Longares Aladrén, L.A. y Sánchez Fabre, M. (eds.). *El medio físico de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. IFC-Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 103-116.

King, L. (1990). Soil and rock temperatures in discontinuous permafrost: Gornergrat and Unterrothorn, Wallis, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1, 177–188.

King, L., Gorbunov, A. P., Evin, M. (1992). Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena. *Permafrost and Periglacial Processes* 3, 73–81.

Marquínez, J. (1989). Mapa geológico de la región del Cuera y Picos de Europa. *Trabajos de Geología*, 18, 137-144.

Moscicki, W.J. (2008). Temperature regime on Northern Slopes of Hala Gasienicowa in the Polish Tatra Mountains and its relationship to permafrost. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 42, 23-40.

Ødegård, R.S., Isaksen, K., Eiken, T., Sollid, J.L. (2008). MAGST in Mountain Permafrost, Dovrefjell, Southern Norway, 2001-2006. En Kane, D.L., Hinkel, K.M. (eds.), *Proc. Volume 2, Ninth International Conference on Permafrost*, University of Alaska Fairbanks.

Outcalt S.I., Nelson F.E., Hinkel, K.M. (1990). The zero-curtain effect: Heat and mass transfer across an isothermal region in freezing soil. *Water Resources Research*, 26 (7), 1509-1516.

Pavlov, A.V., Moskalenko, N.G. (2002). The thermal regime of soils in the North of Western Siberia. *Permafrost and Periglacial Processes*. 13, 43-51.

Pellitero, R., Serrano, E., González Trueba, J.J. (2011). Glaciares rocosos del sector central de la Cordillera Cantábrica: Indicadores paleoambientales, *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37 (2), 119-144.

Salzmann, N., Nötzli, J., Hauck, C., Gruber, S., Hoelzle, M., Haeberli, W. (2007). Ground surface temperature scenarios in complex high-mountain topography based on regional climate model results. *Journal of Geophysical Research*, 112.

Santos González, J., González Gutiérrez, R.B., Gómez Villar, A., Redondo, J.M. (2009). Ground thermal regime in the vicinity of relict rock glaciers (Cantabrian Mountains, NW Spain), Finisterra. 44 (87), 35-44.

Serrano E., González Trueba J.J. (2001). El relieve en el Macizo Central de Picos de Europa. Periglaciario en el Grupo Peña Vieja. Trabajo de campo de la V Reunión IPA-España, Potes (Cantabria).

Serrano, E., González-Trueba, J.J., San José, J.J., Del Río, L.M. (2011). Ice patch origin, evolution and dynamics in a temperate maritime high mountain: the Jou Negro, Picos de Europa (NW Spain). *Geografiska Annaler*, 93 (2), 97-70.

Serrano, E., González Trueba, J.J. (2004). Morfodinámica periglaciario en el grupo Peña Vieja (Macizo Central de los Picos de Europa – Cantabria). *Cuaternario y Geomorfología*, 18 (3-4), 73-88.

Serrano, E., González Trueba, J.J. (2008). Picos de Europa: El macizo de los Urrielles. En Ruiz Flaño, P., Serrano, E., Poblete, M.A., Ruiz Fernández, J. De Castilla Al Mar. La naturaleza del paisaje en la Montaña Cantábrica. . Asociación de Geógrafos Españoles (AGE), Universidad de Valladolid., Universidad de Oviedo, Valladolid, pp.69-98.

Serrano, E., San José, J.J., González Trueba, J.J., Del Río, M., Ruiz Flaño, P., Atkinson, A., Martín, R., Rico, I., Fernández, A. (2011). Análisis y control de indicadores geomorfológicos en el parque nacional de Picos de Europa, En Ramírez, L. & Asensio, B. (Eds.). *Proyectos de Investigación en Parques Nacionales: 2007 – 2010*. Organismo Autónomo de Parques Nacionales. Madrid, 7-32.

Thorn, C.E., Schlyter, P.L., Darmody, R.G., Dixon, J.C. (1999). Statistical relationships between daily and monthly air and shallow-ground temperatures in Kärkevagge, Swedish Lapland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10, 317-330.

Vieira, G.T., Mora, C., Ramos, M. (2003). Ground temperatura regimes and geomorphological implications in a Mediterranean mountain (Serra da Estrela, Portugal). *Geomorphology*, 52, 57-72.

Vonder Mühl, D. Haeberli, W. (1990). Thermal characteristics of the permafrost within an active rock glacier (Murtèl/Corvatsch, Grisons, Swiss Alps). *Journal of Glaciology*, 36/123, 151-158.

Washburn, A.L. (1979). *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments.* Arnold, pp. 406.

Fuentes web

Red de Seguimiento Del Cambio Global en Parques Nacionales. Red de Parques Nacionales. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Disponible en <http://reddeparquesnacionales.mma.es/parques/rcg/index.htm>

Geo-Portal del Sistema de Información Geográfico Agrario (SIGA). Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Disponible en <http://sig.mapa.es/siga/>

Recursos Esri <http://resources.arcgis.com/es/help/main/10.1/index.html#/na/009z000000tm000000/>

AEMET: <http://www.aemet.es/es/web/eltiempo/observacion/ultimosdatos>

Iberpix, visor del IGN: <http://www2.ign.es/iberpix/visoriberpix/visorign.html>

Instituto de La Construcción de Castilla y León. Constantes de materiales. <http://cte-web.iccl.es/materiales.php?a=1>

Cartografía

Modelos Digitales Del Terreno y Mapa Topográfico Nacional. <http://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/catalogo.do>

Tablas y figuras

Tabla 1. Registros de precipitación media anual en los municipios del entorno del Macizo Central

Tabla 2. Precipitaciones en la estación meteorológica de Cabaña Verónica

Tabla 3. Periodos registrados y localización de los termómetros

Tabla 4. Condiciones utilizadas para el mapa de intersección de factores topoclimáticos (altitud, orientación y radiación)

Tabla 5. Clasificación térmica del permafrost (Delaloye, 2004, en González Trueba, 2007)

Tabla 6. Datos térmicos de las estaciones meteorológicas del SIGA (Sistema de Información Geográfica Agraria)

Tabla 7. Análisis térmico de la estación meteorológica de Cabaña Verónica siguiendo la metodología de los datos de suelos

Tabla 8. Días de inversión térmica nocturna en Áliva, Llambrión y Jou Negro

Tabla 9. Indicadores de la magnitud del frío en el Macizo Central

Tabla 10. Total de ciclos de hielo/deshielo a lo largo de un año

Tabla 11. Distribución mensual de los ciclos de hielo/deshielo

Tabla 12. Duración y magnitud de la fase de equilibrio térmico

Fig 1. Vista general de los Picos de Europa (Serrano et al.2011)

Fig 2. Vista general del Macizo Central.

Fig 3. Mapa geológico (Marquínez, 1989)

Fig 4. Corte topográfico que muestra las morfoestructuras dominantes y la alternancia de materiales N-S del Macizo Central. Tomado de (González Trueba y Serrano, 2008)

Fig 5. Frente cabalgante de Collado Jermoso. Frente del escarpe hacia el Sur. Al fondo el Macizo Occidental con Peña Santa de Castilla.

Fig 6 Mar de nubes que trata de superar el Macizo

Fig.7. Termopluviograma que genera el ascenso de estas masas de aire húmedas

Fig 8. Límite altitudinal de la vegetación arbórea sometida a intensos fenómenos de ladera en la Canal de Asotín

Fig 9. *Carduus carlinoides* Gouan. (Jou de Cabrones)

Fig.10. *Aster alpinus* L. (Canal de Asotín)

Fig 11. prados supraforestales con especies almohadilladas y rebecos en junto al Naranjo de Bulnes (*Rupicabra rupicabra* L.)

Fig. 12. Mapa de los sondeos BTS con la distribución del permafrost en el Macizo Schilthorn (Suiza). Imhof et al. (2000)

Fig.13. Estación meteorológica OAPN de Cabaña Verónica (2.239m)

Fig. 14. Cubierta de nieve en el mes de Agosto en Tiro Llago y Madejuno al frente los Horcados Rojos y Cabaña Verónica

Fig. 15. Grosor del hielo en la rimaya del helero del Llambrión.

Fig 16. Diagrama esquemático que ilustra los límites de la zona periglacial de una montaña alpina y la continuidad espacial del permafrost. (French, 1996)

Fig. 17. Discontinuidades comunes en sedimentos de hielo perenne. A) Permafrost de las regiones árticas. B) Hielo estacional en profundidad de las regiones subárticas. (French y Shur, 2010).

Fig 18. Montículos de hielo sobre un lóbulo de gelifluxión en el Jou Negro.

Fig 19. Leyenda del Atlas Mundial del Permafrost (Brown et al.2008)

Fig. 20. Canales de aludes del escarpe que mira hacia Fuente Dé

Fig. 21. Nicho de nivación cerca del Neverón de Urriello

Fig. 22 taludes y corrientes de piedras de la canal de Asotín

Fig.23. Conos y taludes de derrubios al norte del Naranjo de Bulnes

Fig. 24. Depresión glaciokárstica con dolinas de recubrimiento (Jou de Boches)

Fig.25. Karst de acanaladura y de ranura en las proximidades de Cabaña Verónica

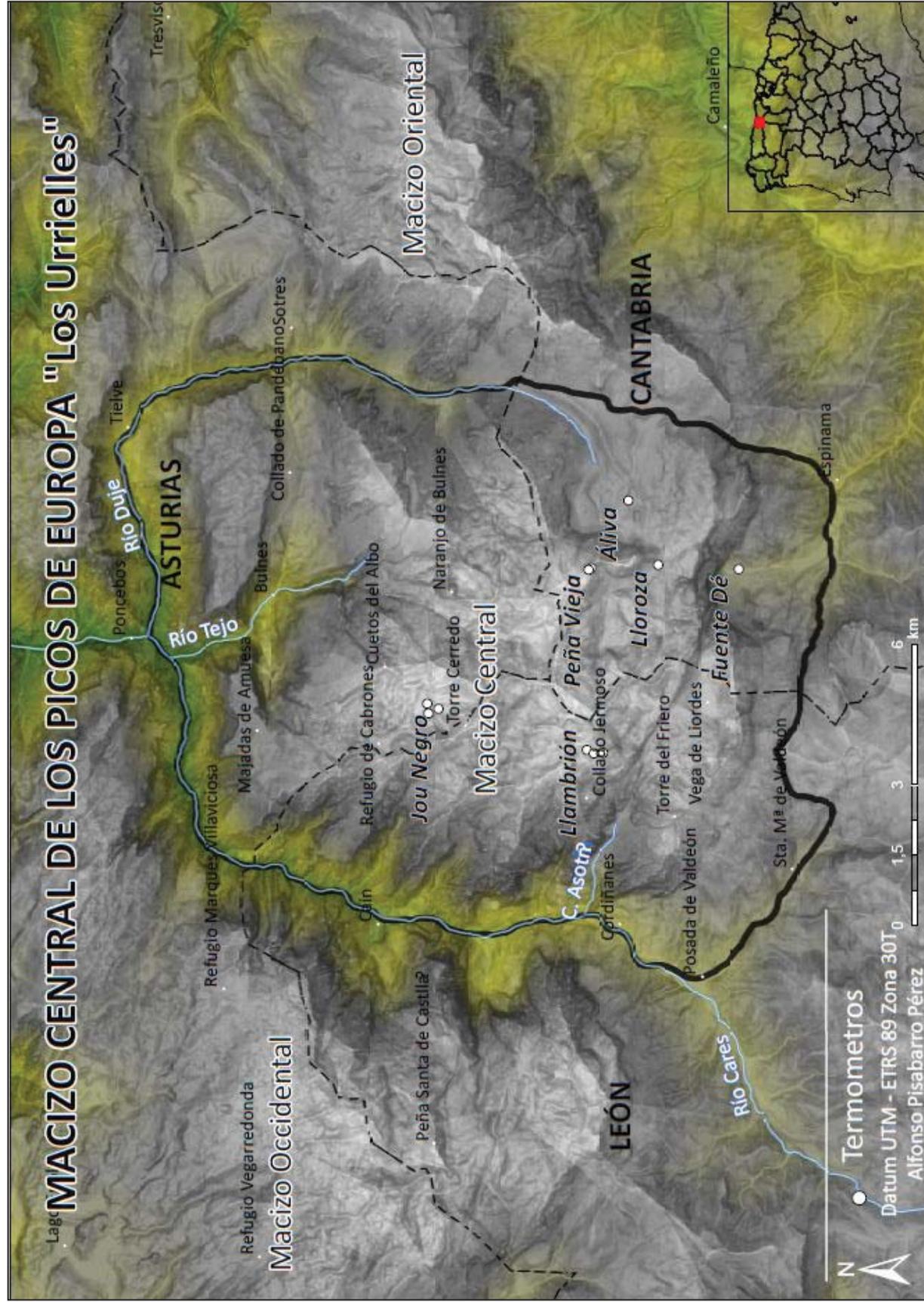
Fig.26. Lóbulos de gelifluxión que recubren el helero fósil del Jou Negro

Fig.27.Glaciador rocoso de Lloroza. En blanco se señala la morrena y dentro el glaciador (Tomado de Pellitero et al. 2008)

- Fig.28. A la izquierda el complejo morrénico del Hoyo de Llagos y a la derecha la artesa glaciar que avanza desde el Jou de Boches hasta el umbral del Naranjo de Bulnes
- Fig.29. Esquema geomorfológico del Llambrión en su cara norte
- Fig.30. Esquema geomorfológico del Jou Negro
- Fig.31. Puertos de Áliva. Complejo morrénico
- Fig.32. Jou Negro entre nieblas orográficas
- Fig.33. Lago de Lloroza en invierno.
- Fig. 34. Ladera norte de Peña Vieja. Derrubios en el dorso
- Fig. 35. Escarpe de Fuente Dé
- Fig. 36. Llambrión en invierno.
- Fig. 37. Lago Cimero en el Hoyo de los Llagos
- Fig.38. Alineación Cuetos del Albo, Neverón de Urriello, Torre de la Párida desde Collada del Agua. Jou de Cabrones abajo.
- Fig.39. Conos y taludes de derrubios de la Vueltona
- Fig. 40. El mar al fondo desde cerca del Llambrión
- Fig.41. Refugio de Cabaña Verónica y Torres de los Horcados Rojos
- Fig.42. Sector de Áliva con la Sierra de Juan de la Cuadra y la morrena de valle de la Lomba del Toro
- Fig.43. Canal de aludes, cono y talud de derrubios que enlaza con la morrena frontal del Jou Negro
- Fig.44. Morrena frontal del Jou Negro. (Parte interior)
- Fig. 45. Régimen de temperaturas medias del termorregistrador del Llambrión (2.360m)
- Fig.46. Lugar del termorregistrador más bajo del Llambrión
- Fig.47. Helero fósil del Jou Trasllambrión
- Fig.48. Evolución de las temperaturas medias entre 1973 y 2012 en las estaciones meteorológicas de primer orden de León, Oviedo y Santander.
- Fig.49. Régimen térmico obtenido en la cara sur del Nevadín (Santos-González et al. 2009; Santos González, 2010)
- Fig. 50. Días de nieve en León, Oviedo y Santander entre 1973 y 2012
- Fig. 51. Mapa de la radiación solar anual en el Macizo de Picos de Europa
- Fig. 52. Principales estadísticos del régimen térmico en el termómetro situado en el Talud del Jou Negro a 2.205m
- Fig.53. Mapa de interpolación del promedio de temperaturas mínimas anuales.
- Fig.54. Régimen nocturno de temperaturas en Áliva
- Fig.55. Régimen nocturno de temperaturas en el Llambrión
- Fig. 56. Régimen nocturno de temperaturas en el Jou Negro (talud)
- Fig.57. Régimen de temperaturas medias en el Llambrión a 2.535 m
- Fig. 58. Ciclos de hielo/deshielo en diferentes puntos de la Cordillera Cantábrica y el Alto Sil (Santos González et al. 2009)
- Fig. 59. Fases y ciclos térmicos en el talud del Jou Negro (2.205 m)
- Fig.60. Fases y ciclos térmicos en el Llambrión (2.490 m)
- Fig.61. Efecto “zero curtain” perfecto en registro BTS con lectura en 4 canales en los Montes Tatra, Cárpatos Occidentales, Polonia. Una montaña con unas características muy parecidas a los Picos de Europa. Moscicki (2008)
- Fig.62. Mapa de susceptibilidad de los suelos a la congelación en función de las variables topoclimáticas principales.

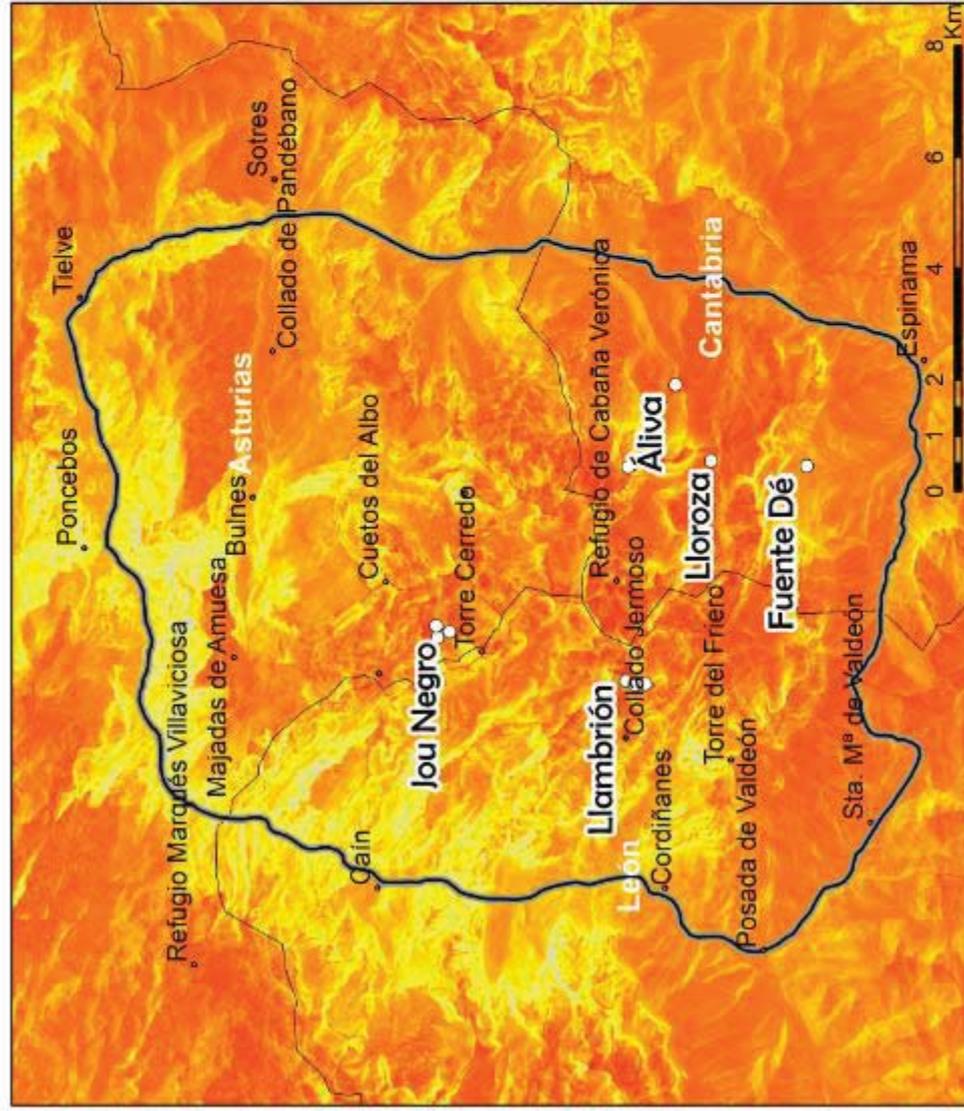
ANEXO I

CARTOGRAFÍA



RADIACION SOLAR EN PICOS DE EUROPA (W/m²)

Radiación media anual



High : 7504,79

Low : 56,6033

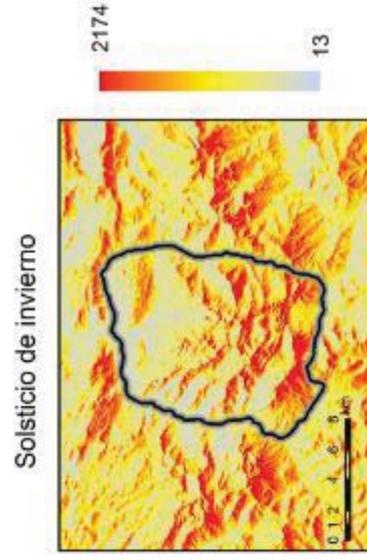
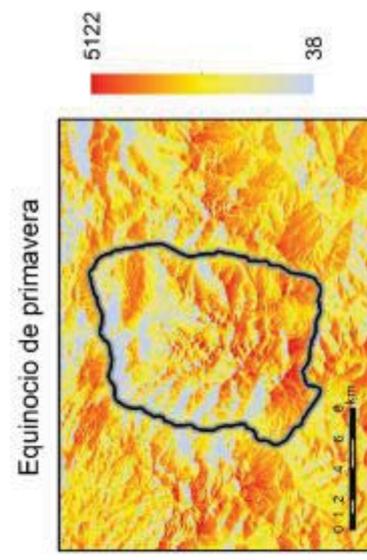
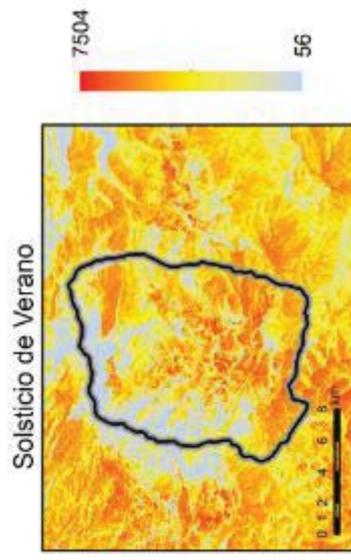




 TFG - Geomorfología de Alta Montaña y Régimen térmico de suelos en el Macizo Central de Picos de Europa

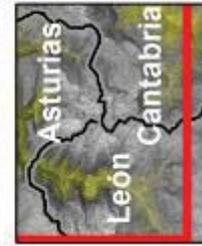
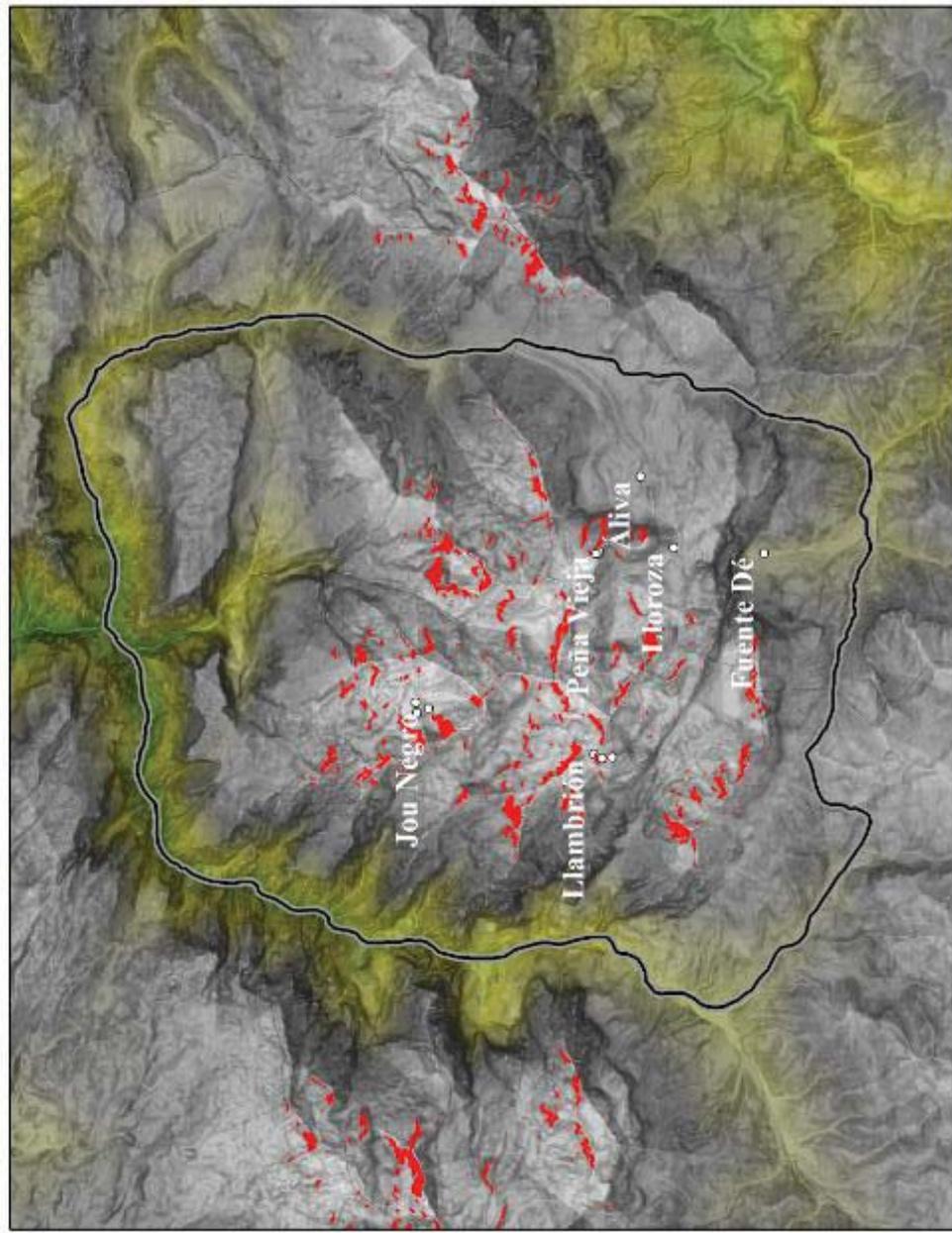
 Datum UTM - ETRS 89 Zona 30T

 Alfonso Pisabarro Pérez



SUELOS SUSCEPTIBLES DE CONGELACIÓN

Intersección de altitud, radiación y orientación



■ Suelos que cumplen las tres condiciones
○ Termómetros

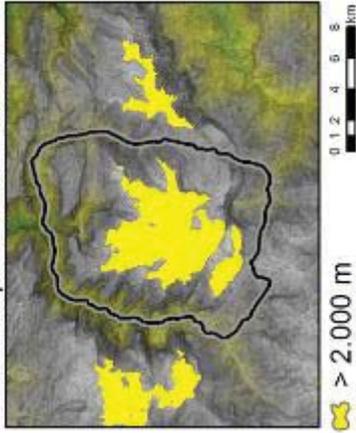
0 1 2 4 6 8 Km

N

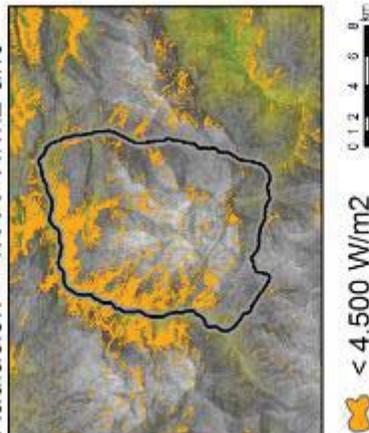
TFG - Geomorfología de Alta Montaña y Régimen térmico de suelos en el Macizo Central de Picos de Europa
 Datum UTM - ETRS 89 Zona 30T
 Alfonso Pisabarro Pérez

UVa

Cotas superiores a 2000 m

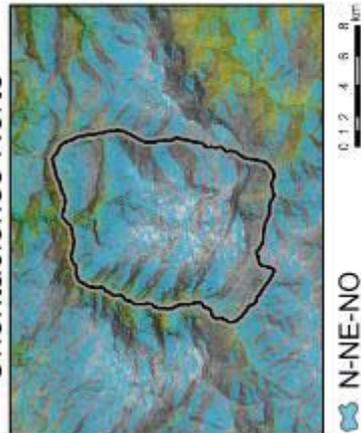


Radiación < 4.500 W/m2 año



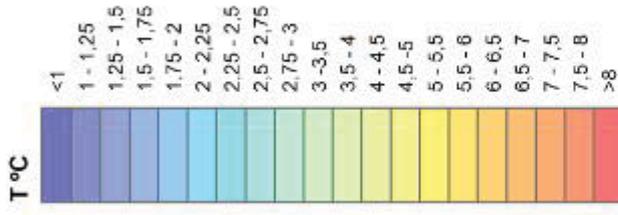
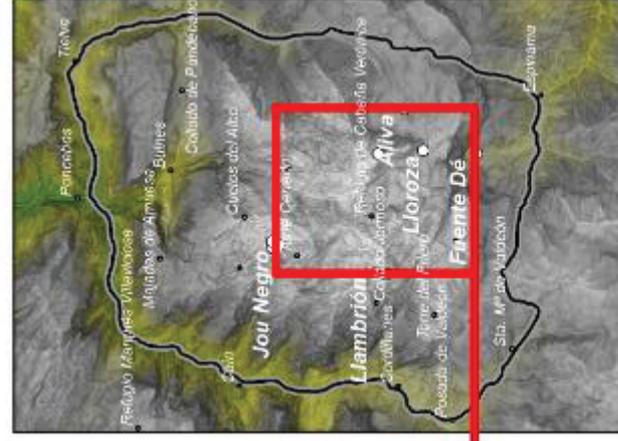
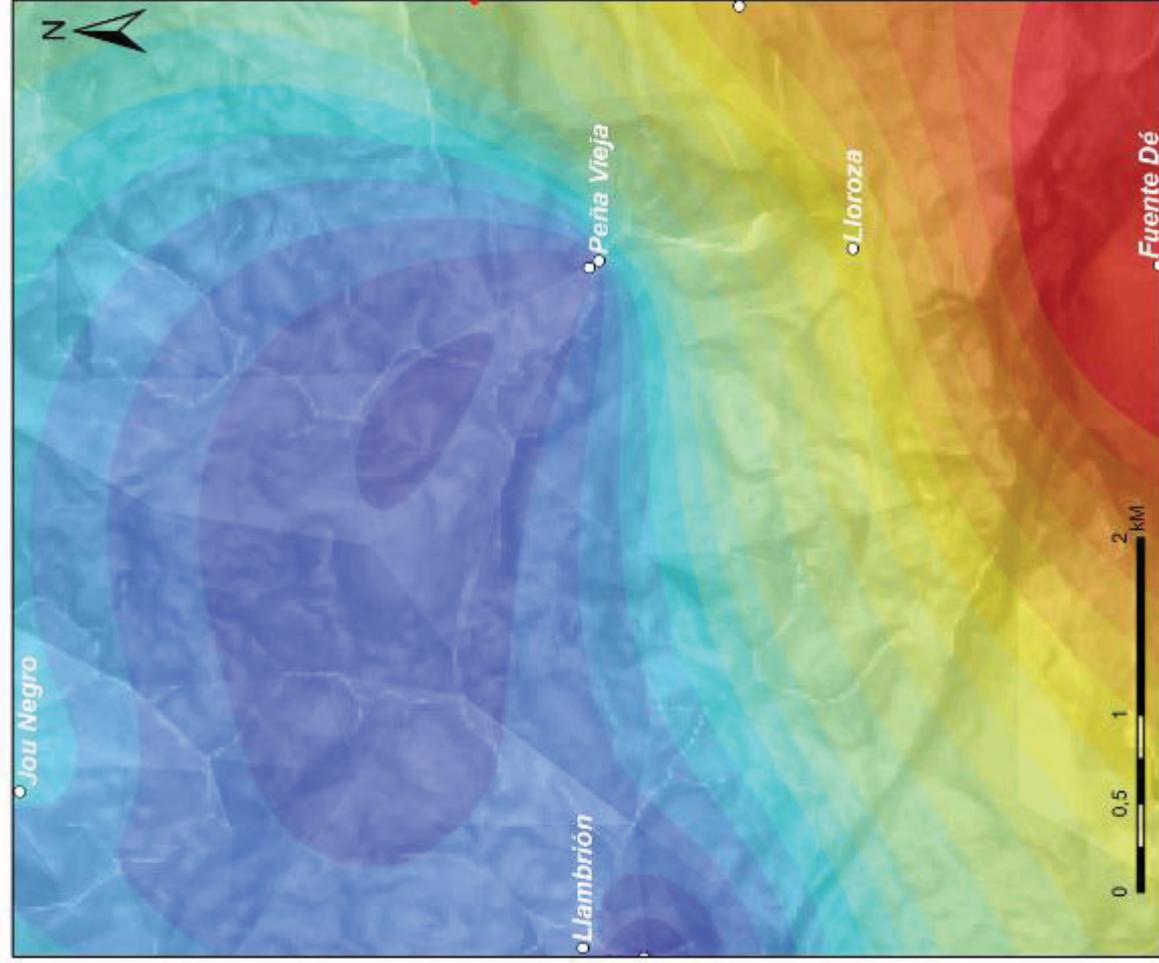
< 4.500 W/m2

Orientaciones Norte



N-NE-NO

PROMEDIO DE T^a MÍNIMAS ANUALES DE SUELOS EN EL MACIZO CENTRAL DE PICOS DE EUROPA



* Tomar con precaución este mapa.
 Ha sido realizado por interpolación de datos térmicos y no es más que una aproximación metodológica a lo que sería un mapa de isotermas de suelo.
 Haber analizado tan solo seis lugares no permite realizar un mapa representativo del macizo con todas sus variables topoclimáticas.
 Si que queda relativamente fiable la parte sur del mapa pues hay una concentración mayor de datos y se puede apreciar el gradiente altitudinal del escape sur.

TFG - Geomorfología de Alta Montaña y Régimen térmico de suelos en el Macizo Central de Picos de Europa
 Datum UTM - ETRS 89 Zona 30T
 Alfonso Pisabarro Pérez

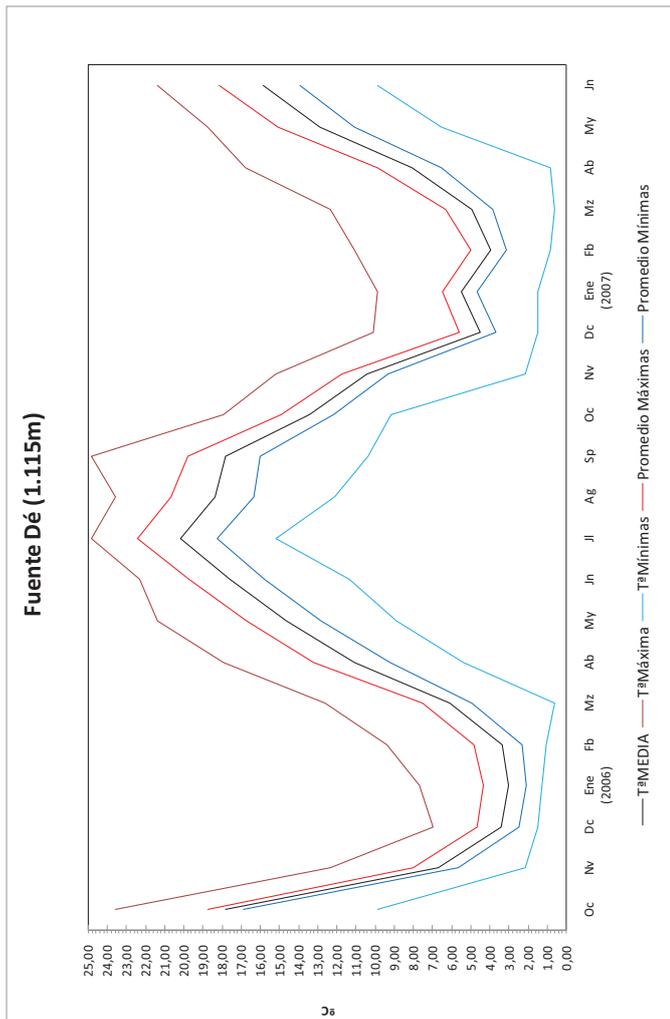


ANEXO II – (A)

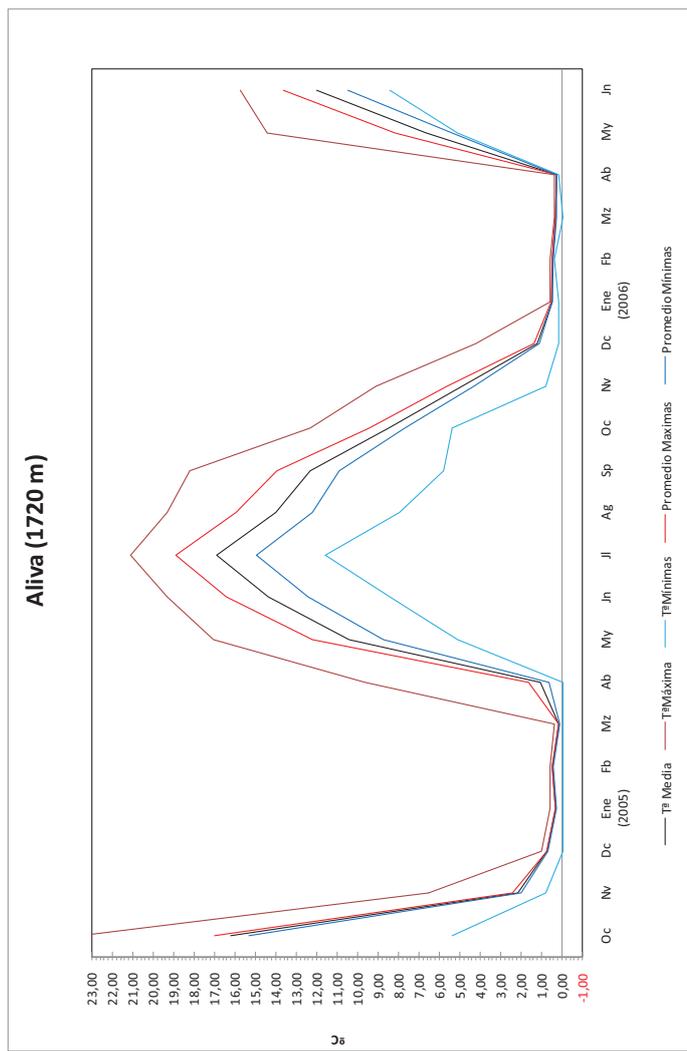
TABLAS Y GRÁFICOS

ESTADÍSTICOS MENSUALES DE TEMPERATURAS DEL SUELO

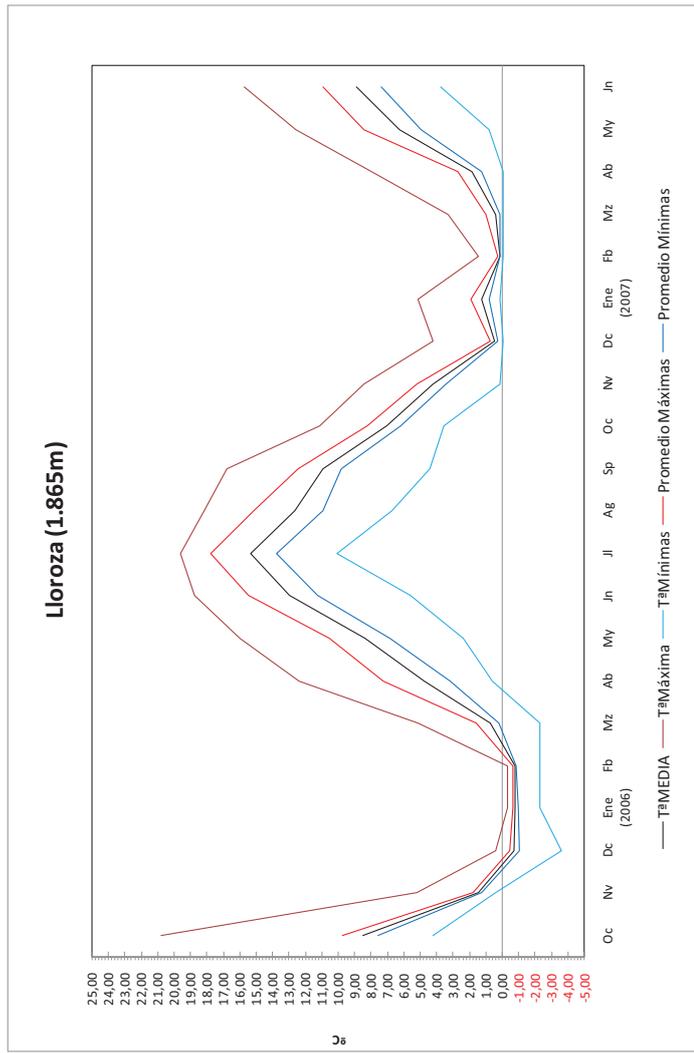
FUENTE DÉ (1.115M)												
	Promedio	Máximas	Mínimas	Amplitud térmica	Promedio Máximas	Promedio Mínimas	Promedio amplitud	díasMin<0	díasMin<-2	I. de Helada	Días>0	Días T°><0
Oc	17.80	23.56	9.86	13.7	18.74	16.87	1.87	0	0	0	31	0
Nv	6.71	12.34	2.15	10.19	7.98	5.67	2.31	0	0	0	30	0
Dc	3.42	6.98	1.47	5.51	4.68	2.49	2.19	0	0	0	31	0
Ene (2006)												
Fb	2.99	7.69	1.25	6.44	4.31	2.08	2.24	0	0	0	31	0
Fb	3.34	9.37	1.02	8.35	4.84	2.29	2.54	0	0	0	28	0
Mz	6.08	12.6	0.58	12.02	7.53	4.92	2.60	0	0	0	31	0
Ab	11.07	17.91	5.35	12.56	13.24	9.22	4.02	0	0	0	30	0
My	14.62	21.4	8.89	12.51	16.74	12.80	3.94	0	0	0	30	0
Jh	17.60	22.31	11.33	10.98	19.72	15.77	3.95	0	0	0	31	0
Jl	20.18	24.85	15.18	9.67	22.42	18.27	4.14	0	0	0	31	0
Ag	18.37	23.56	12.09	11.47	20.65	16.35	4.30	0	0	0	31	0
Sp	17.83	24.85	10.34	14.51	19.79	16.03	3.76	0	0	0	30	0
Oc	13.41	17.91	9.13	8.78	14.93	12.19	2.75	0	0	0	31	0
Nv	10.43	15.18	2.15	13.03	11.73	9.34	2.39	0	0	0	30	0
Dc	4.48	10.1	1.47	8.63	5.59	3.69	1.90	0	0	0	31	0
Ene (2007)												
Fb	5.49	9.86	1.47	8.39	6.49	4.67	1.82	0	0	0	31	0
Fb	3.92	11.09	0.8	10.29	5.01	3.13	1.88	0	0	0	28	0
Mz	4.91	12.34	0.58	11.76	6.29	3.82	2.47	0	0	0	31	0
Ab	8.06	16.8	0.8	16	9.86	6.50	3.36	0	0	0	30	0
My	12.87	18.77	6.51	12.26	15.05	11.08	3.98	0	0	0	31	0
Jh	15.87	21.4	9.86	11.54	18.15	13.93	4.22	0	0	0	30	0
TOTAL 2006	11.70	24.85	0.58	Amplitud Máxima	13.46	10.25	3.21	0	0	0	365	0
				14,51								
				Amplitud Mínima								
				6,44								



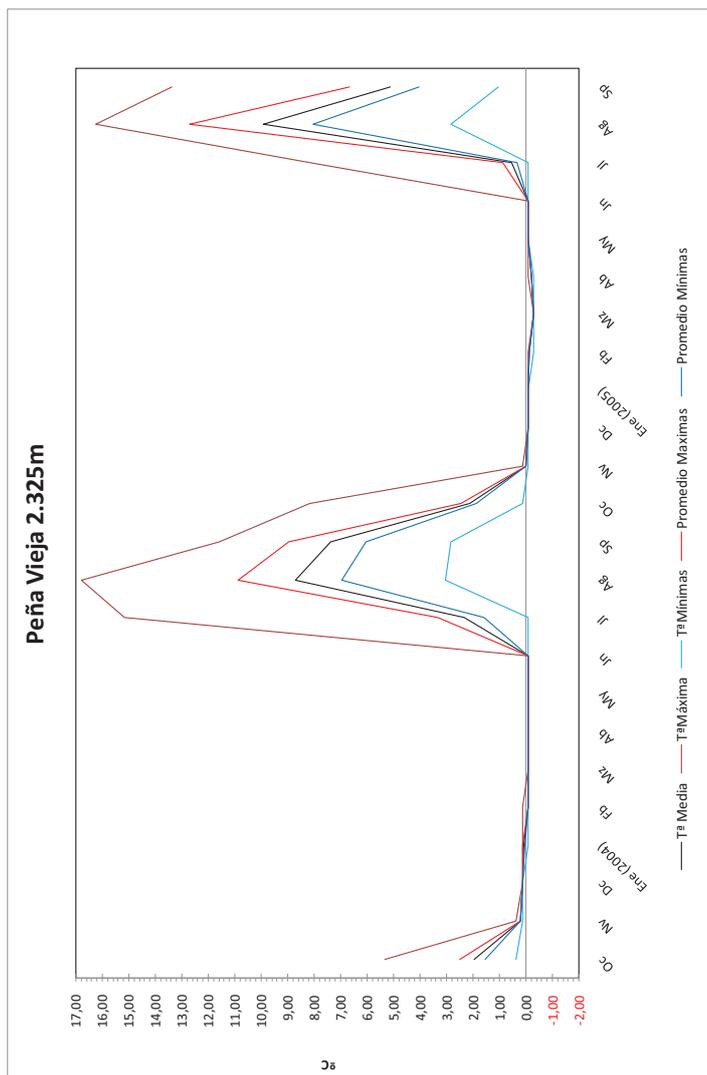
ALIVA 1720m	Tª Media	Tª Máxima	Tª Mínimas	Amplitud térmica	Promedio Máximas	Promedio Mínimas	Amplitud media	díasMin<0	díasMin<-2	Indice Helada	Días>0	Días Tªs<0
Oc	16,21	23,56	5,35	18,21	17,01	15,32	1,69	0	0	0	0	31
Nv	2,17	6,51	0,8	5,71	2,41	1,98	0,43	0	0	0	0	30
Dc	0,72	1,02	-0,08	1,1	0,74	0,69	0,06	2	0	0,16	29	1
Ene (2005)	0,29	0,58	-0,08	0,66	0,31	0,27	0,04	2	0	0,16	29	1
Fb	0,45	0,58	-0,08	0,66	0,47	0,44	0,03	0	0	0	28	1
Mz	0,14	0,36	-0,08	0,44	0,16	0,11	0,04	8	0	0,64	23	3
Ab	1,07	9,62	-0,08	9,7	1,63	0,61	1,02	24	0	1,84	6	1
My	10,41	17,08	5,12	11,96	12,19	8,73	3,46	0	0	0	31	0
Jn	14,38	19,34	8,41	10,93	16,40	12,42	3,99	0	0	0	30	0
Jl	16,91	21,11	11,59	9,52	18,88	14,95	3,93	0	0	0	31	0
Ag	14,03	19,34	7,93	11,41	15,98	12,21	3,77	0	0	0	31	0
Sp	12,30	18,19	5,81	12,38	13,92	10,88	3,04	0	0	0	30	0
Oc	8,48	12,34	5,35	6,99	9,40	7,68	1,72	0	0	0	31	0
Nv	4,89	9,13	0,8	8,33	5,64	4,29	1,34	0	0	0	30	0
Dc	1,21	4,2	0,13	4,07	1,35	1,09	0,26	0	0	0	31	0
Ene (2006)	0,50	0,58	0,13	0,45	0,51	0,47	0,04	0	0	0	31	0
Fb	0,45	0,58	0,36	0,22	0,45	0,44	0,01	0	0	0	28	0
Mz	0,29	0,36	-0,08	0,44	0,31	0,26	0,05	0	0	0	31	1
Ab	0,24	0,36	0,13	0,23	0,25	0,24	0,02	0	0	0	30	0
My	6,61	14,4	5,12	9,28	8,16	5,38	2,79	0	0	0	31	0
Jn	11,99	15,72	8,41	7,31	13,61	10,49	3,12	0	0	0	30	0
TOTAL 2005	7,05	21,11	-0,08	Amplitud máxima	8,03	6,14	1,89	34	0	2,64	331	6
				12,38								
				Amplitud mínima								
				0,44								



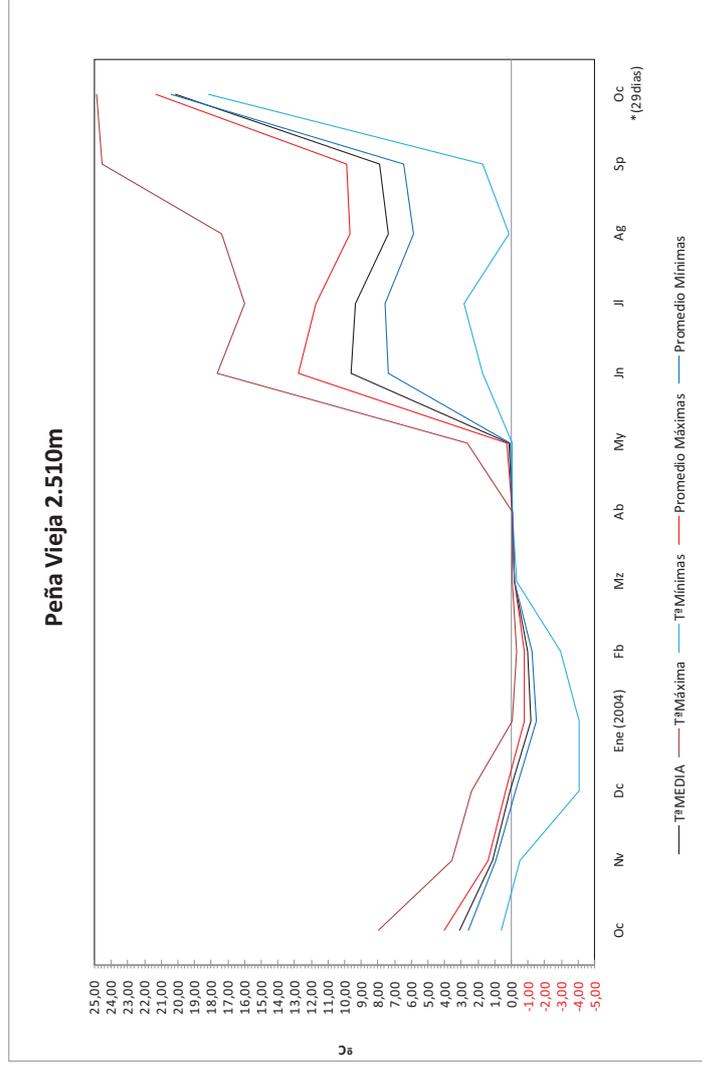
LLOROZA (1.865m)												
	Promedio	Máximas	Mínimas	Amplitud térmica	Promedio Máximas	Promedio Mínimas	Promedio amplitud	díasMin<0	díasMin<-2	Indice Helada	Días>0	Días T°><0
Oc	8,47	20,79	4,2	16,59	9,72	7,54	2,18	0	0	0	31	0
Nv	1,45	5,20	0,36	4,84	1,78	1,26	0,52	0	0	0	30	0
Dc	-0,76	0,36	-3,64	4,00	-0,47	-1,07	0,60	21	7	25,27	10	1
Ene (2006)	-0,82	-0,31	-2,31	2,00	-0,67	-0,97	0,30	31	1	25,51	0	0
Fb	-0,79	-0,31	-2,31	2,00	-0,69	-0,87	0,18	28	1	22,07	0	0
Mz	0,74	5,12	-2,31	7,43	1,60	0,23	1,37	11	0	6,89	20	7
Ab	4,75	12,34	0,58	11,76	7,21	3,15	4,06	0	0	0	30	0
My	8,34	15,99	2,38	13,61	10,50	6,84	3,66	0	0	0	31	0
Jn	12,95	18,77	5,58	13,19	15,48	11,27	4,21	0	0	0	30	0
Jl	15,36	19,63	10,1	9,53	17,78	13,75	4,04	0	0	0	31	0
Ag	12,61	18,19	6,74	11,45	15,11	10,92	4,19	0	0	0	31	0
Sp	10,90	16,80	4,43	12,37	12,44	9,81	2,63	0	0	0	30	0
Oc	7,04	11,09	3,52	7,57	8,21	6,17	2,04	0	0	0	31	0
Nv	4,19	8,41	0,13	8,28	5,20	3,40	1,81	0	0	0	30	0
Dc	0,48	4,20	-0,08	4,28	0,75	0,26	0,48	9	0	0,7	22	1
Ene (2007)	1,22	5,12	0,13	4,99	1,88	0,76	1,12	0	0	0	31	0
Fb	0,15	1,47	-0,08	1,55	0,24	0,11	0,13	10	0	0,8	18	3
Mz	0,42	3,29	-0,08	3,37	0,97	0,16	0,81	13	0	1,04	18	8
Ab	1,84	7,93	-0,08	8,01	2,71	1,26	1,45	15	0	1,2	15	1
My	6,28	12,60	0,8	11,80	8,41	4,92	3,48	0	0	0	31	0
Jn	8,91	15,72	3,74	11,98	10,90	7,40	3,50	0	0	0	30	0
Jl	6,31	19,63	-2,31	Amplitud Máxima	7,74	5,33	2,41	79	2	55,17	286	8
				13,61								
				Amplitud Mínima								
				2,00								



PENIA VIEJA (2325m)												
	Promedio	Máximas	Mínimas	Amplitud térmica	Promedio Máximas	Promedio Min	Promedio amplitud	díasMin<0	díasMin<-2	Indice de Helada	Días>0	Días T ^h >0
Oc	1,96	5,35	0,36	4,99	2,50	1,54	0,96	0	0	0	31	0
Nv	0,22	0,36	0,13	0,23	0,22	0,21	0,01	0	0	0	30	0
Dc	0,13	0,13	0,13	0	0,13	0,13	0,00	0	0	0	31	0
Ene (2004)	0,06	0,13	-0,08	0,21	0,11	0,02	0,09	7	0	2	24	13
Fb	-0,08	0,13	-0,08	0,21	-0,07	-0,08	0,01	29	0	0	2,29	0
Mz	-0,08	-0,08	-0,08	0	-0,08	-0,08	0,00	31	0	0	2,48	0
Ab	-0,08	-0,08	-0,08	0	-0,08	-0,08	0,00	30	0	0	2,4	0
My	-0,08	-0,08	-0,08	0	-0,08	-0,08	0,00	31	0	0	2,48	0
Jn	-0,08	-0,08	-0,08	0	-0,08	-0,08	0,00	30	0	0	2,4	0
Jl	2,31	15,18	-0,08	15,26	3,33	1,56	1,77	23	0	1,84	8	1
Ag	8,73	16,8	3,06	13,74	10,87	6,97	3,90	0	0	0	31	0
Sp	7,37	11,59	2,83	8,76	8,95	6,05	2,90	0	0	0	30	0
Oc	2,12	8,17	0,13	8,04	2,45	1,88	0,57	0	0	0	31	0
Nv	0,01	0,13	-0,08	0,21	0,01	0,00	0,01	18	0	0	1,37	0
Dc	-0,08	-0,08	-0,08	0	-0,08	-0,08	0,00	31	0	0	2,48	0
Ene (2005)	-0,08	-0,08	-0,08	0	-0,08	-0,08	0,00	31	0	0	2,48	0
Fb	-0,12	-0,08	-0,31	0,23	-0,11	-0,13	0,02	28	0	0	3,43	0
Mz	-0,31	-0,31	-0,31	0	-0,31	-0,31	0,00	31	0	0	9,61	0
Ab	-0,22	-0,08	-0,31	0,23	-0,22	-0,22	0,00	30	0	0	6,54	0
My	-0,08	-0,08	-0,08	0	-0,08	-0,08	0,00	31	0	0	2,48	0
Jn	-0,08	-0,08	-0,08	0	-0,08	-0,08	0,00	30	0	0	2,4	0
Jl	8,55	8,17	-0,08	8,25	0,87	0,32	0,55	25	0	2	6	0
Ag	9,91	16,26	2,83	13,43	12,73	8,02	4,70	0	0	0	31	0
Sp	5,14	13,37	1,02	12,35	6,68	4,03	2,65	0	0	0	30	0
TOTAL 2005	1,68	16,8	-0,08	15,26	2,10	1,33	0,77	230	0	19,74	136	15
				Amplitud máxima								
				Amplitud mínima								

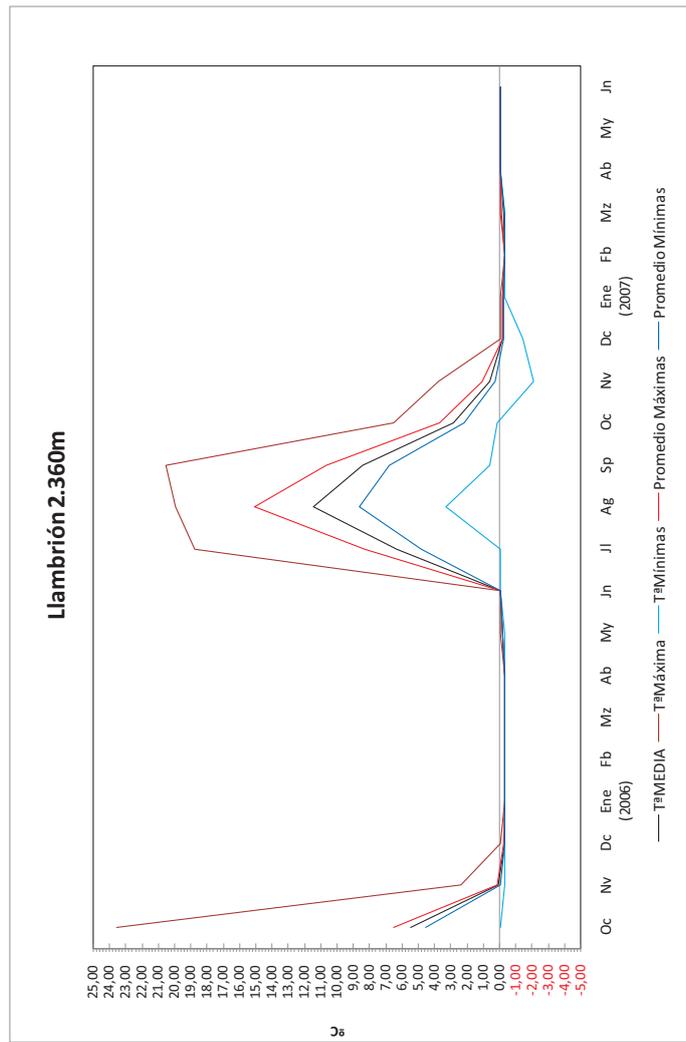


PEÑA VIEJA (2.510m)												
	Promedio	Máximas	Mínimas	Amplitud térmica	Promedio Máximas	Promedio Min	Promedio amplitud	díasMin<0	díasMin<-2	Helada	Días>0	Días T ^{ra} >0
Oc	3,11	7,93	0,58	7,35	4,01	2,59	1,42	0	0	0	31	0
Nv	1,12	3,52	-0,53	4,05	1,40	0,89	0,51	1	0	0,31	29	3
Dc	0,07	2,38	-4,09	6,47	0,35	-0,26	0,61	13	4	21,02	18	1
Ene (2004)												
Ene	-1,16	-0,08	-4,09	4,01	-0,79	-1,51	0,72	31	9	35,83	0	0
Fb	-1,02	-0,31	-2,98	2,67	-0,78	-1,22	0,44	29	4	29,5	0	0
Mz	-0,19	-0,08	-0,31	0,23	-0,18	-0,19	0,01	31	0	5,89	0	0
Ab	-0,08	-0,08	-0,08	0	-0,08	-0,08	0,00	30	0	2,4	0	0
My	0,15	2,61	-0,08	2,69	0,25	0,09	0,16	11	0	0,67	20	5
Jh	9,58	17,63	1,7	15,93	12,74	7,39	5,35	0	0	0	30	0
Jl	9,36	15,99	2,83	13,16	11,71	7,54	4,17	0	0	0	31	0
Ag	7,37	17,36	0,13	17,23	9,64	5,85	3,79	0	0	0	31	0
Sp	7,91	24,52	1,7	22,82	9,86	6,44	3,42	0	0	0	30	0
Oc*(29días)	20,15	24,85	18,19	6,66	21,34	20,37	0,97	0	0	0	31	0
TOTAL OCT 03- Nov 04	3,02	24,52	-4,09	Amplitud Máxima	4,01	2,29	1,72	146	17	95,62	67	9
				22,82								
				Amplitud Mínima								
				0								

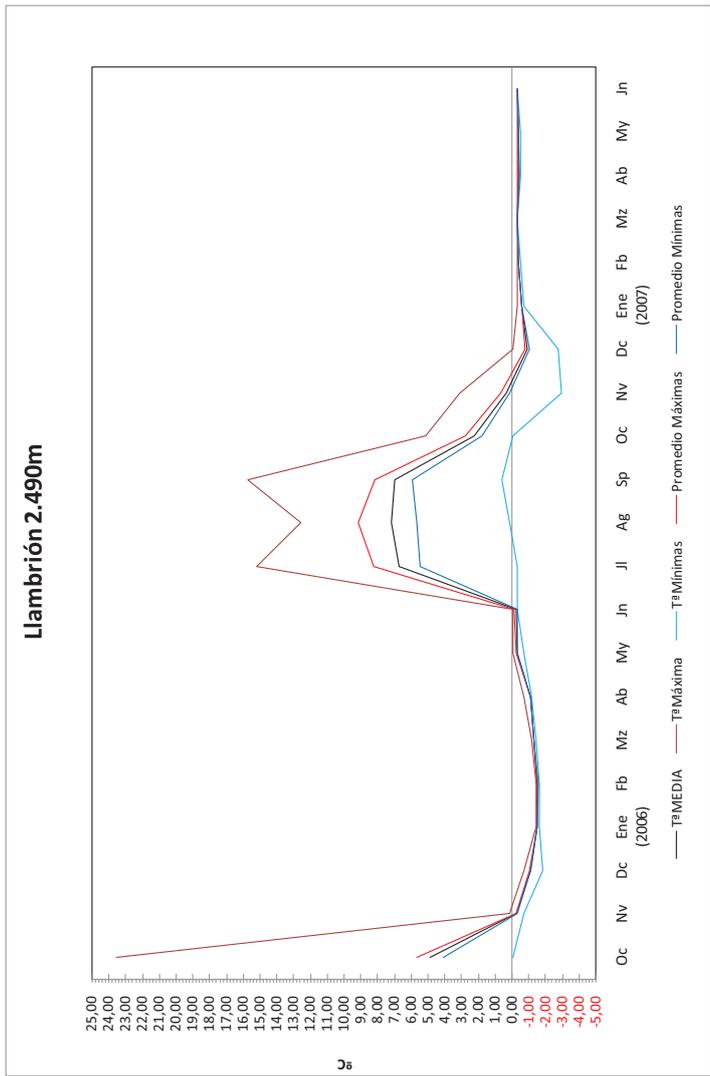


LLAMBRIÓN 2.360	Promedio	Máximas	Mínimas	Amplitud térmica	Promedio Máximas	Promedio Mínima	Promedio amplitud	días/Mín<0	días/Mín<-2	Índice Helada	Días>0
Oc	5,47	23,56	-0,08	23,64	6,51	4,52	1,99	0	0	0	31
Nv	0,04	2,38	-0,31	2,69	0,10	-0,05	0,16	25	0	2,65	5
Dc	-0,31	-0,08	-0,31	0,23	-0,30	-0,31	0,01	31	0	9,57	0
Ene (2006)	-0,31	-0,31	-0,31	0,00	-0,31	-0,31	0,00	31	0	9,61	0
Fb	-0,31	-0,31	-0,31	0,00	-0,31	-0,31	0,00	28	0	8,68	0
Mz	-0,31	-0,31	-0,31	0,00	-0,31	-0,31	0,00	31	0	9,61	0
Ab	-0,31	-0,31	-0,31	0,00	-0,31	-0,31	0,00	30	0	9,3	0
My	-0,21	-0,08	-0,31	0,23	-0,21	-0,22	0,01	31	0	6,62	0
Jn	-0,08	-0,08	-0,08	0,00	-0,08	-0,08	0,00	30	0	2,4	0
Jl	6,34	18,77	-0,08	18,85	8,26	4,83	3,43	12	0	0,96	19
Ag	11,43	19,93	3,29	16,64	15,08	8,64	6,45	0	0	0	31
Sp	8,45	20,51	0,58	19,93	10,65	6,78	3,87	0	0	0	30
Oc	2,86	6,51	0,13	6,38	3,66	2,16	1,50	0	0	0	31
Nv	0,60	3,74	-2,09	5,83	1,08	0,27	0,81	14	0	5,22	16
Dc	-0,21	-0,08	-1,42	1,34	-0,17	-0,25	0,08	31	0	6,43	0
Ene (2007)	-0,22	-0,08	-0,31	0,23	-0,20	-0,24	0,04	31	0	6,91	0
Fb	-0,31	-0,31	-0,31	0,00	-0,31	-0,31	0,00	28	0	8,68	0
Mz	-0,24	-0,08	-0,31	0,23	-0,15	-0,30	0,16	31	0	7,35	0
Ab	-0,08	-0,08	-0,08	0,00	-0,08	-0,08	0,00	30	0	2,4	0
My	-0,08	-0,08	-0,08	0,00	-0,08	-0,08	0,00	31	0	0	0
Jn	-0,08	-0,08	-0,08	0,00	-0,08	-0,08	0,00	30	0	0	0
TOTAL (2006)	2,33	20,51	-2,09	19,93	3,09	1,74	1,35	238	0	58,83	127
				Amplitud Máxima							
				0,00							
				Amplitud Mínima							
				0,00							

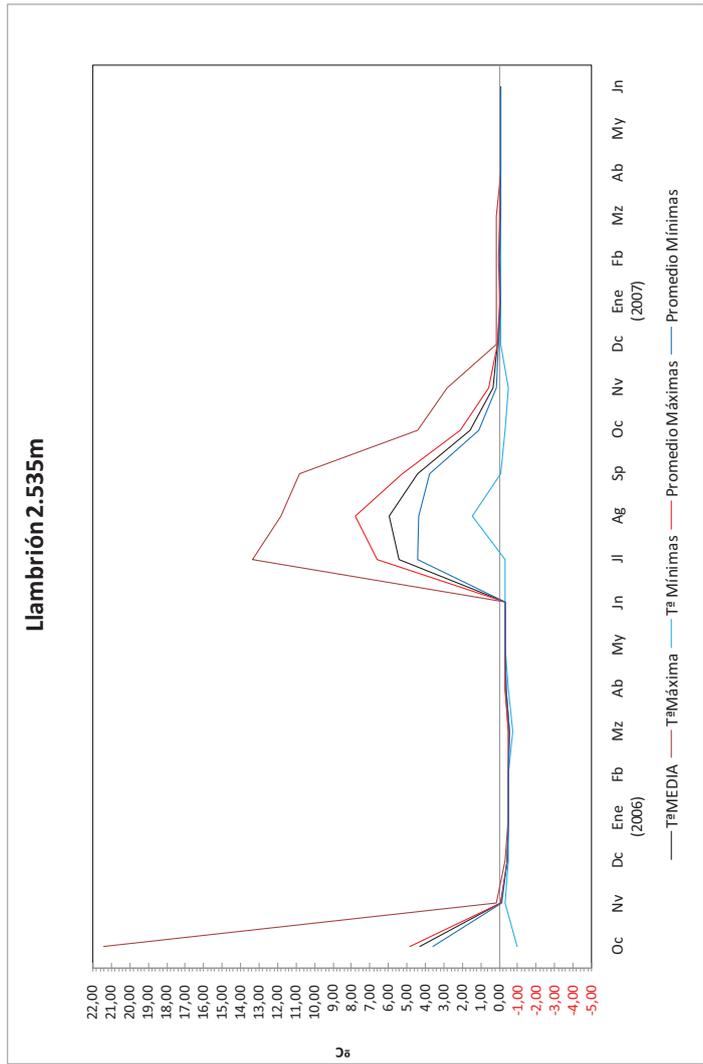
Amplitud Máxima
19,93
Amplitud Mínima
0,00



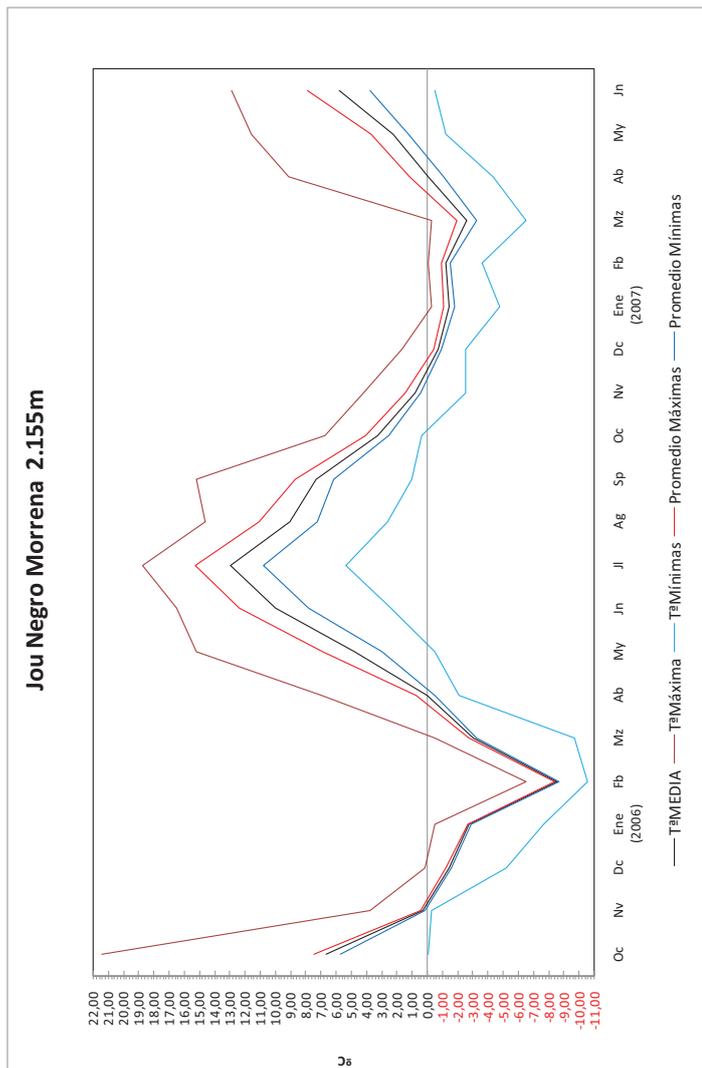
LLAMBRIÓN 2.490m												
	Promedio	Máximas	Mínimas	Amplitud térmica	Promedio Máximas	Promedio Mínimas	Promedio amplitud	díasMin<0	díasMin<-2	ind.helada	Días>0	Días T ³ >0
Oc	4,89	23,56	-0,08	23,64	5,69	4,11	1,58	0	0	0	31	3
Nv	-0,27	0,13	-0,75	0,88	-0,24	-0,31	0,08	24	0	0	8,48	6
Dc	-1,11	-0,75	-1,87	1,12	-1,08	-1,14	0,06	31	0	0	34,44	0
Ene (2006)												
Fb	-1,49	-1,42	-1,64	0,22	-1,48	-1,51	0,03	31	0	0	46,28	0
Mz	-1,55	-1,42	-1,64	0,22	-1,54	-1,55	0,02	28	0	0	43,37	0
Ab	-1,34	-1,20	-1,42	0,22	-1,33	-1,35	0,01	31	0	0	41,6	0
Mj	-1,11	-0,75	-1,20	0,45	-1,10	-1,12	0,01	30	0	0	33,19	0
My	-0,32	-0,08	-0,75	0,67	-0,26	-0,35	0,09	31	0	0	9,94	0
Jn	-0,27	-0,08	-0,31	0,23	-0,16	-0,31	0,15	30	0	0	8,21	0
Jl	6,74	15,18	-0,31	15,49	8,23	5,47	2,76	9	0	0	2,37	22
Ag	7,17	12,60	0,13	12,47	9,16	5,63	3,53	0	0	0	0	31
Sp	6,98	15,72	0,58	15,14	8,17	5,92	2,25	0	0	0	0	30
Oc	2,21	5,12	-0,08	5,20	2,76	1,75	1,01	0	0	0	0	31
Nv	0,31	3,06	-2,98	6,04	0,64	0,11	0,52	13	1	1	4,89	17
Dc	-0,93	-0,08	-2,76	2,68	-0,81	-1,05	0,24	31	1	1	28,86	0
Ene (2007)												
Fb	-0,60	-0,31	-0,75	0,44	-0,59	-0,62	0,02	31	0	0	18,61	0
Mz	-0,41	-0,31	-0,53	0,22	-0,40	-0,41	0,01	28	0	0	11,38	0
Ab	-0,31	-0,31	-0,31	0,00	-0,31	-0,31	0,00	31	0	0	9,61	0
Mj	-0,42	-0,31	-0,53	0,22	-0,41	-0,44	0,04	30	0	0	12,67	0
My	-0,38	-0,31	-0,53	0,22	-0,38	-0,39	0,01	31	0	0	11,87	0
Jn	-0,31	-0,31	-0,31	0,00	-0,31	-0,31	0,00	30	0	0	9,3	0
TOTAL (2006)	1,37	15,72	-2,98	15,49	1,86	0,97	0,89	234	2	218,71	131	8
Amplitud Máxima												
15,49												
Amplitud Mínima												
0,22												



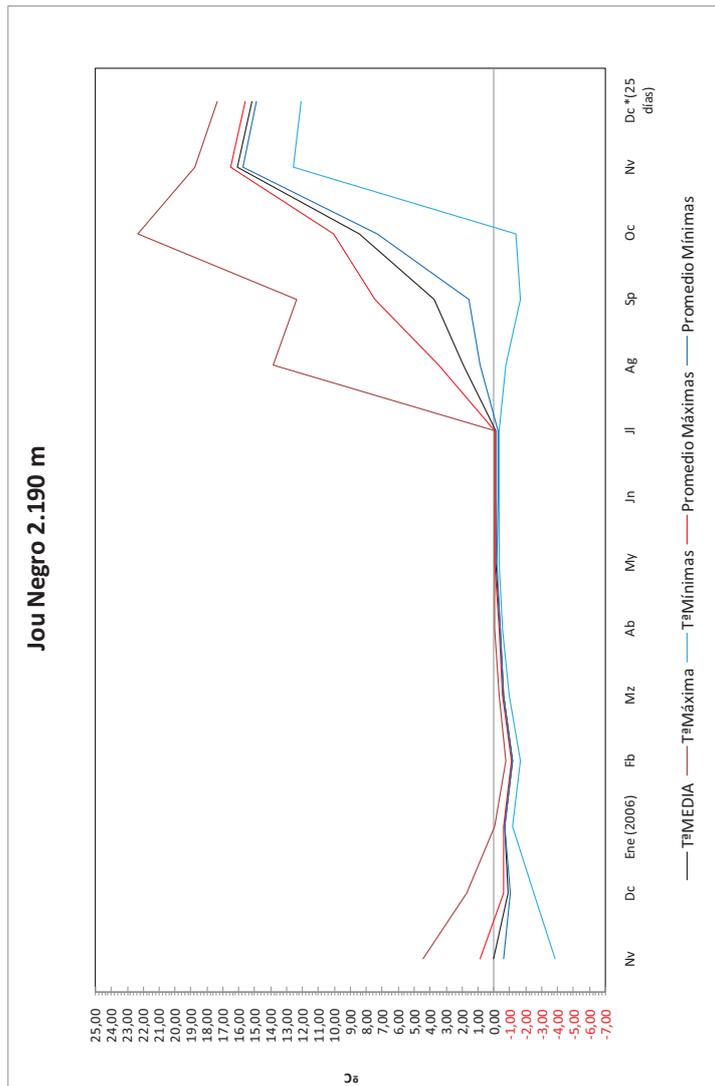
	Promedio	Máximas	Mínimas	Amplitud térmica	Promedio Máximas	Promedio Mínimas	Promedio amplitud	diasMin<0	diasMin<-2	Ind.Helada	Dias>0	Dias T ³ >0
LLAMBRIÓN 2.535m												
Oc	4,28	21,40	-0,97	22,37	4,84	3,58	1,27	4	0	1,17	27	6
Nv	-0,11	0,13	-0,31	0,44	-0,08	-0,15	0,07	23	0	4,28	7	4
Dc	-0,43	-0,31	-0,53	0,22	-0,42	-0,43	-0,01	31	0	13,19	0	0
Ene (2006)												
Fb	-0,53	-0,53	-0,53	0,00	-0,53	-0,53	0,00	31	0	16,43	0	0
Mz	-0,53	-0,53	-0,53	0,00	-0,53	-0,53	0,00	28	0	14,84	0	0
Ab	-0,54	-0,53	-0,75	0,22	-0,53	-0,54	0,01	31	0	16,71	0	0
My	-0,37	-0,31	-0,53	0,22	-0,34	-0,40	0,06	30	0	11,06	0	0
Jn	-0,31	-0,31	-0,31	0,00	-0,31	-0,31	0,00	30	0	9,3	0	0
Jl	5,43	13,37	-0,31	13,68	6,59	4,41	2,18	12	0	3,7	19	1
Ag	5,97	11,84	1,47	10,37	7,79	4,36	3,43	0	0	0	31	0
Sp	4,43	10,84	-0,08	10,92	5,22	3,75	1,47	0	0	0	30	1
Oc	1,57	4,43	-0,31	4,74	2,10	1,11	0,99	3	0	0,28	28	2
Nv	0,33	2,83	-0,53	3,36	0,58	0,16	0,42	14	0	2,38	16	2
Dc	0,08	0,13	-0,08	0,21	0,10	0,04	0,06	7	0	0,46	24	9
Ene (2007)												
Fb	-0,06	0,13	-0,08	0,21	-0,03	-0,07	0,04	28	0	2,12	3	6
Mz	0,00	0,13	-0,08	0,21	0,03	-0,02	0,05	17	0	1,24	11	6
Ab	-0,06	0,13	-0,08	0,21	-0,05	-0,08	0,03	29	0	2,18	2	4
My	-0,08	-0,08	-0,08	0,00	-0,08	-0,08	0,00	30	0	2,4	0	0
Jn	-0,08	-0,08	-0,08	0,00	-0,08	-0,08	0,00	31	0	2,48	0	0
TOTAL 2006	1,27	13,37	-0,75	13,68	1,65	0,93	0,72	217	0	84,77	148	15
				Amplitud Máxima								
				13,68								
				Amplitud Mínima								
				0,00								



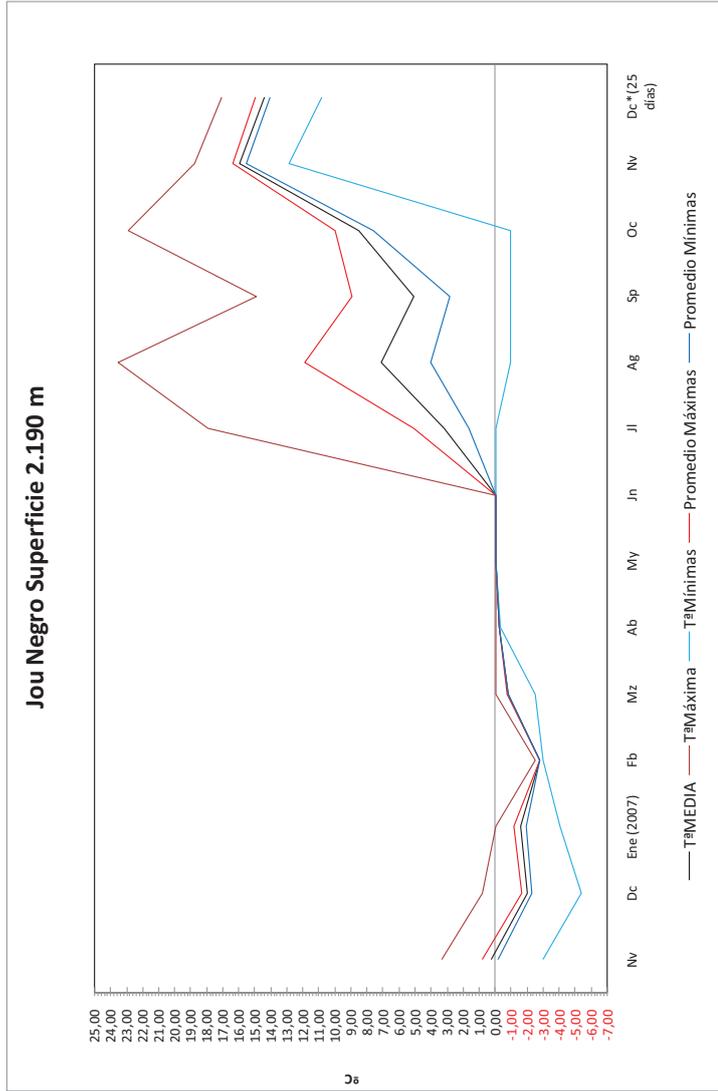
Jou Negro Morrena 2.155m	Promedio	Máximas	Mínimas	Amplitud térmica	Promedio Máximas	Promedio Mínimas	Promedio amplitud	díasMin<0	díasMin<=2	Índice Helada	Días>0	Días T°>=0
Oc	6.65	21.4	-0.08	21.48	7.48	5.68	1.79	0	0	0	31	1
Nv	0.27	3.74	-0.31	4.05	0.42	0.13	0.28	19	0	0	1.91	2
Dc	-1.46	0.13	-5.19	5.32	-1.26	-1.59	0.33	29	10	45.3	2	2
Ene (2006)	-2.77	-0.53	-7.64	7.11	-2.66	-2.88	0.22	31	14	85.86	0	0
Fb	-8.57	-6.52	-10.58	4.06	-8.40	-8.70	0.31	28	28	239.87	0	0
Mz	-3.01	-0.53	-9.67	9.14	-2.78	-3.24	0.47	31	17	93.37	0	0
Ab	0.01	6.98	-2.09	9.07	0.70	-0.54	1.24	24	0	14.02	6	4
My	4.75	15.18	-0.53	15.71	6.86	2.97	3.89	1	0	0.25	30	4
Jn	9.99	16.53	2.38	14.15	12.40	7.81	4.58	6	0	0	24	0
Jl	12.96	18.77	5.35	13.42	15.26	10.78	4.48	25	0	0	6	0
Ag	9.06	14.66	2.61	12.05	11.09	7.26	3.83	0	0	0	31	0
Sp	7.32	15.18	1.02	14.16	8.69	6.16	2.53	0	0	0	30	0
Oc	3.28	6.74	0.36	6.38	4.09	2.56	1.53	0	0	0	31	0
Nv	0.83	4.2	-2.53	6.73	1.44	0.41	1.03	5	1	3.68	25	6
Dc	-0.71	1.7	-2.53	4.23	-0.44	-0.91	0.47	25	3	24.29	6	4
Ene (2007)	-1.43	-0.31	-4.75	4.44	-1.05	-1.81	0.75	31	6	44.39	0	0
Fb	-1.24	-0.08	-3.64	3.56	-0.93	-1.53	0.61	28	6	34.77	0	0
Mz	-2.63	-0.31	-6.52	6.21	-1.92	-3.23	1.31	31	21	81.43	0	0
Ab	-0.08	9.13	-4.31	13.44	1.15	-1.09	2.24	20	8	34.56	10	4
My	2.27	11.59	-1.2	12.79	3.69	2.47	2.47	11	0	5.5	20	4
Jn	5.77	12.86	-0.53	13.39	7.92	3.77	4.16	0	0	0	30	1
TOTAL (2006)	2.76	18.77	-10.58	Amplitud Máxima	3.85	1.81	2.05	176	63	461.34	189	18
				Amplitud Mínima	15.71							
					4.06							



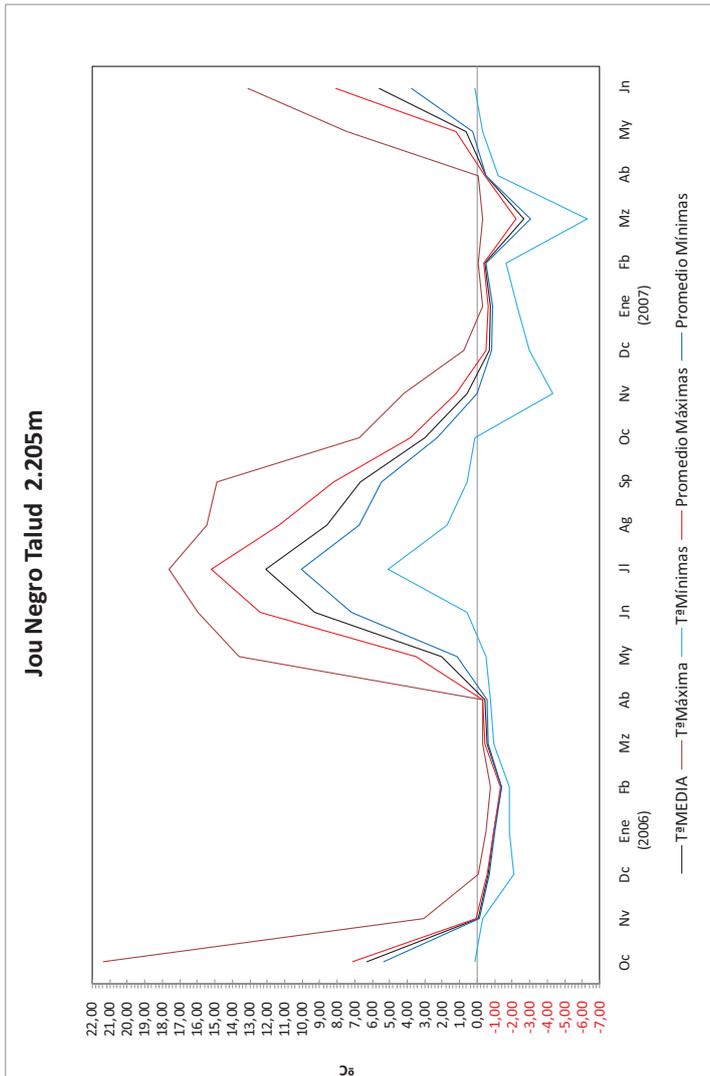
JOU NEGRO 2.190 m												
	Promedio	Máximas	Mínimas	Amplitud térmica	Promedio Máximas	Promedio Mínimas	Promedio amplitud	díasMin<0	díasMin<-2	Indice Helada	Días>0	Días T ^{ns} >0
Nv	0,04	4,43	-3,87	8,30	0,83	-0,62	1,45	16	1	12,19	14	4
Dc	-0,88	1,70	-2,53	4,23	-0,64	-1,02	0,39	29	0	28,75	2	14
Ene (2006)	-0,68	-0,08	-1,20	1,12	-0,63	-0,72	0,09	31	0	21,08	0	4
Fb	-1,15	-0,75	-1,64	0,89	-1,12	-1,16	0,05	28	0	31,14	0	0
Mz	-0,58	-0,31	-0,97	0,66	-0,56	-0,59	0,04	31	0	18,12	0	0
Ab	-0,38	-0,08	-0,53	0,45	-0,34	-0,42	0,08	30	0	11,43	0	0
My	-0,11	-0,08	-0,31	0,23	-0,08	-0,20	0,12	31	0	3,44	0	0
Jn	-0,13	-0,08	-0,31	0,23	-0,08	-0,23	0,15	30	0	3,93	0	0
Jl	-0,14	-0,08	-0,31	0,23	-0,08	-0,24	0,16	31	0	4,28	0	0
Ag	1,91	13,88	-0,75	14,63	3,44	0,89	2,55	15	0	1,97	16	4
Sp	3,75	12,34	-1,64	13,98	7,48	1,59	5,89	3	0	1,55	27	4
Oc	8,42	22,31	-1,42	23,73	10,03	7,32	2,71	2	0	0,25	29	10
Nv	16,11	18,77	12,60	6,17	16,52	15,77	0,75	0	0	0	30	0
Dc *(25 días)	15,18	17,36	12,09	5,27	15,59	14,91	0,68	0	0	0	25	0
TOTAL Nov05-Nov06	2,01	22,31	-3,87	Amplitud Máxima	2,68	1,57	1,11	277	1	138	118	40
				23,73								
				Amplitud Mínima								
				0,23								



JOU NEGRO Sup. 2.190												
	Promedio	Máximas	Mínimas	Amplitud térmica	Promedio Máximas	Promedio Mínimas	Promedio amplitud	díasMin<0	díasMin<-2	Indice Helada	Días>0	Días T*≤<0
Nv	0,25	3,29	-2,98	6,27	0,82	-0,17	0,98	13	1	6,06	17	14
Dc	-2,01	0,80	-5,41	6,21	-1,63	-2,30	0,67	28	16	62,78	3	4
Ene (2007)	-1,57	-0,08	-4,09	4,01	-1,20	-1,94	0,74	31	15	48,67	0	0
Fb	-2,79	-2,53	-2,98	0,45	-2,77	-2,81	0,04	28	28	78,06	0	0
Mz	-0,80	-0,08	-2,53	2,45	-0,75	-0,84	0,09	31	5	24,84	0	0
Ab	-0,26	-0,08	-0,31	0,23	-0,26	-0,26	0,00	30	0	7,92	0	0
My	-0,08	-0,08	-0,08	0,00	-0,08	-0,08	0,00	31	0	2,48	0	0
Jun	-0,08	-0,08	-0,08	0,00	-0,08	-0,08	0,00	30	0	2,4	0	0
Jl	3,14	17,91	-0,08	17,99	5,04	1,64	3,41	12	0	0,96	19	1
Ag	7,11	23,56	-0,97	24,53	11,86	4,02	7,84	0	0	0	31	2
Sp	5,10	14,92	-0,97	15,89	8,97	2,82	6,14	2	0	1,06	30	5
Oc	8,54	22,93	-0,97	23,90	10,01	7,62	2,39	2	0	0,17	29	8
Nv	15,94	18,77	12,86	5,91	16,38	15,51	0,87	0	0	0	30	0
Dc *(25 días)	14,42	17,08	10,84	6,24	14,97	14,04	0,93	0	0	0	29	0
Total Nov 06 - Nov 07	2,50	23,56	-5,41	Amplitud Máxima	3,56	1,78	1,78	238	65	235,40	159	34
				24,53								
				Amplitud Mínima								



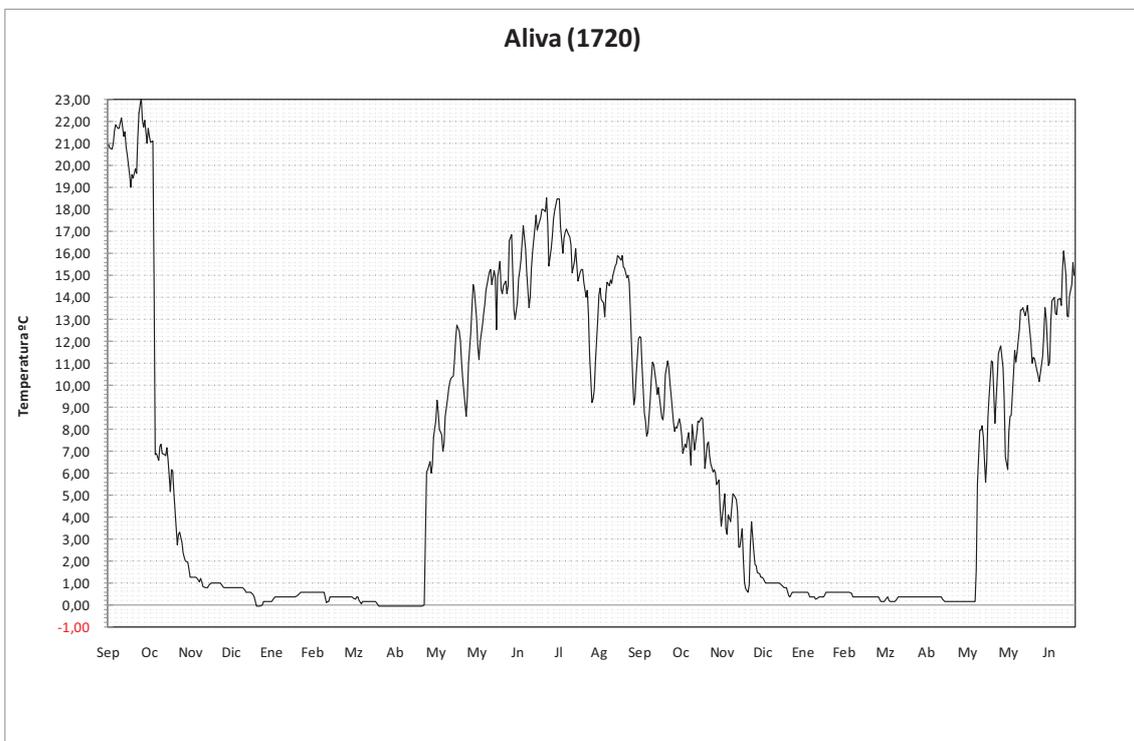
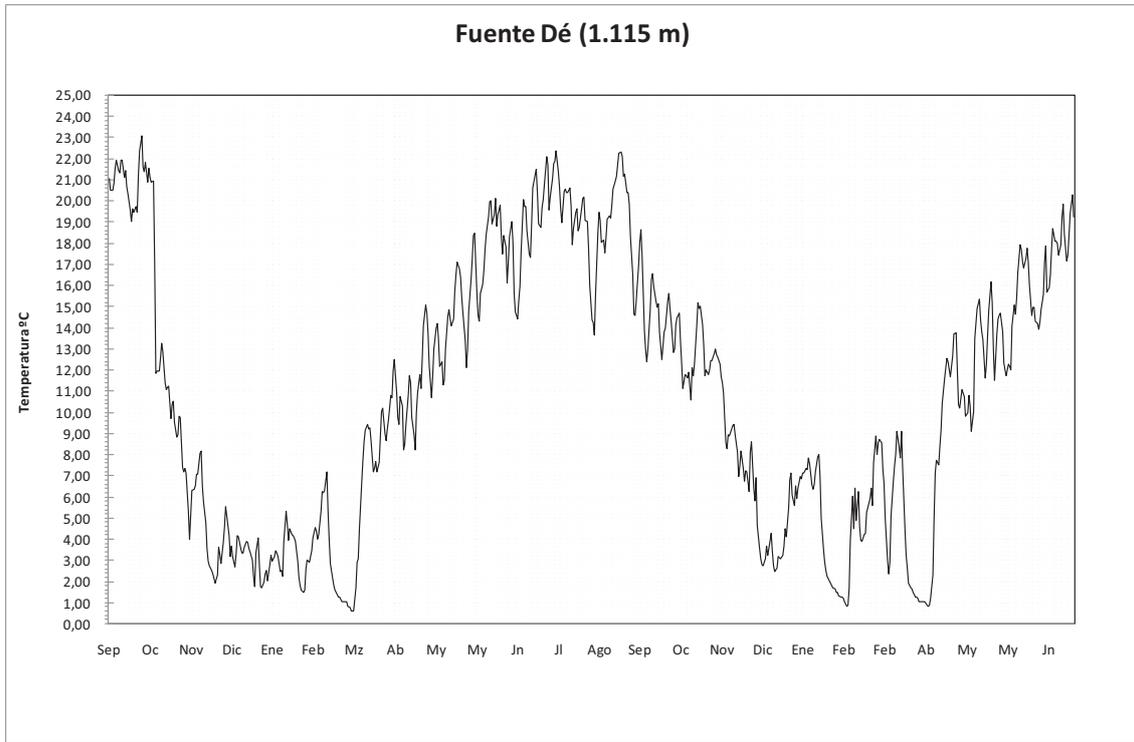
Jou Negro Talud 2.205	Promedio	Máximas	Mínimas	Amplitud térmica	Promedio Máximas	Promedio Mínimas	Promedio amplitud	diasMin<0	diasMin<2	Indice Helada	Días>0	Días T ^a >0
Oc	6,28	21,40	0,13	21,27	7,16	5,35	1,81	0	0	0	0	31
Nv	-0,06	3,06	-0,31	3,37	0,05	-0,15	0,20	25	0	0	7,06	5
Dc	-0,63	-0,08	-2,09	2,01	-0,56	-0,68	0,12	31	0	0	19,68	0
Ene (2006)	-0,95	-0,53	-1,87	1,34	-0,94	-0,98	0,04	31	0	0	29,45	0
Fb	-1,39	-0,75	-1,87	1,12	-1,36	-1,41	0,06	28	0	0	38,88	0
Mz	-0,58	-0,31	-0,97	0,66	-0,45	-0,63	0,18	31	0	0	17,99	0
Ab	-0,43	-0,31	-0,75	0,44	-0,32	-0,54	0,22	24	0	0	12,95	6
My	2,07	13,63	-0,53	14,16	3,50	1,12	2,38	1	0	0	4,25	30
Jn	9,28	15,99	0,58	15,41	12,41	7,20	5,21	0	0	0	0	30
Jl	12,12	17,63	5,12	12,51	15,19	10,07	5,12	0	0	0	0	31
Ag	8,58	15,45	1,70	13,75	11,36	6,74	4,62	0	0	0	0	31
Sp	6,70	14,92	0,58	14,34	8,23	5,50	2,73	0	0	0	0	30
Oc	3,01	6,74	0,13	6,61	3,85	2,29	1,56	0	0	0	0	31
Nv	0,56	4,20	-4,31	8,51	1,22	0,03	1,19	0	1	0	0	30
Dc	-0,67	0,80	-2,98	3,78	-0,49	-0,82	0,33	6	1	0	9,23	25
Ene (2007)	-0,73	-0,31	-2,31	2,00	-0,60	-0,86	0,26	25	1	0	20,82	6
Fb	-0,45	-0,08	-1,64	1,56	-0,38	-0,52	0,14	31	0	0	22,74	0
Mz	-2,67	-0,31	-6,30	5,99	-2,25	-3,05	0,80	28	18	0	12,54	0
Ab	-0,49	-0,08	-1,20	1,12	-0,46	-0,51	0,05	30	0	0	82,73	0
My	0,64	7,46	-0,31	7,77	1,22	0,28	0,94	31	0	0	14,83	0
Jn	5,59	13,11	0,13	12,98	8,08	3,77	4,31	22	0	0	1,71	8
TOTAL (2006)	3,19	17,63	-4,31	12,98	4,35	2,38	1,97	121	2	112,75	244	10
				Amplitud Máxima	15,41							
				Amplitud Mínima	0,44							

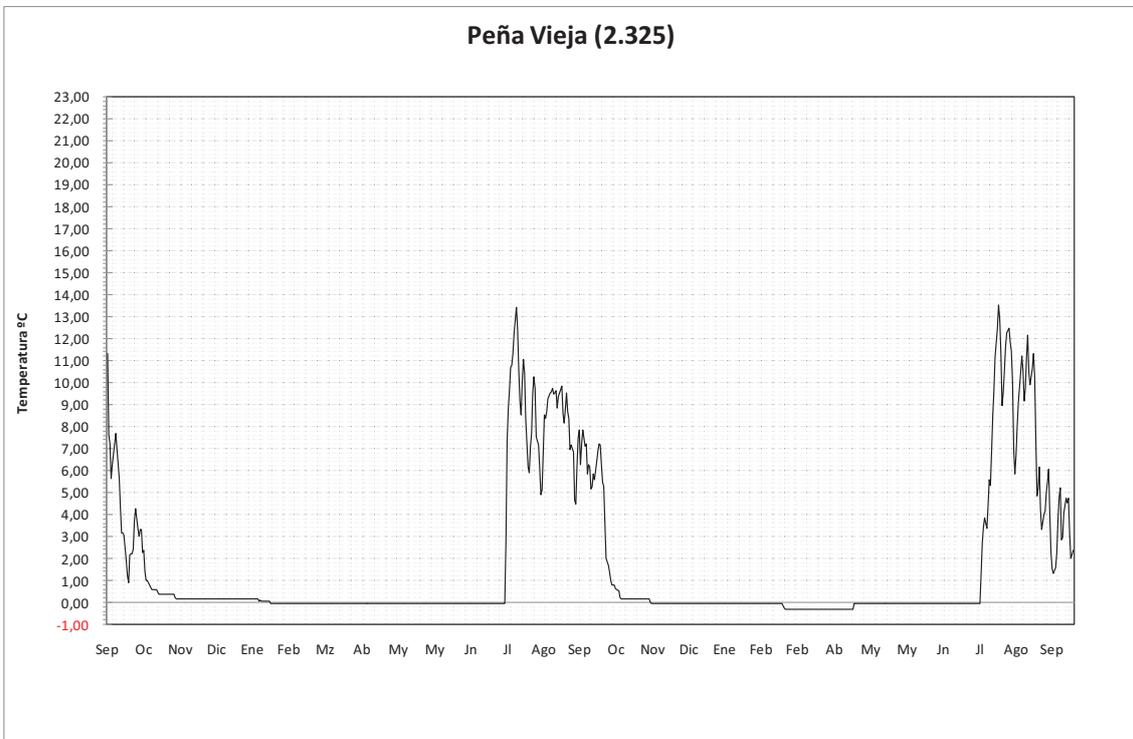
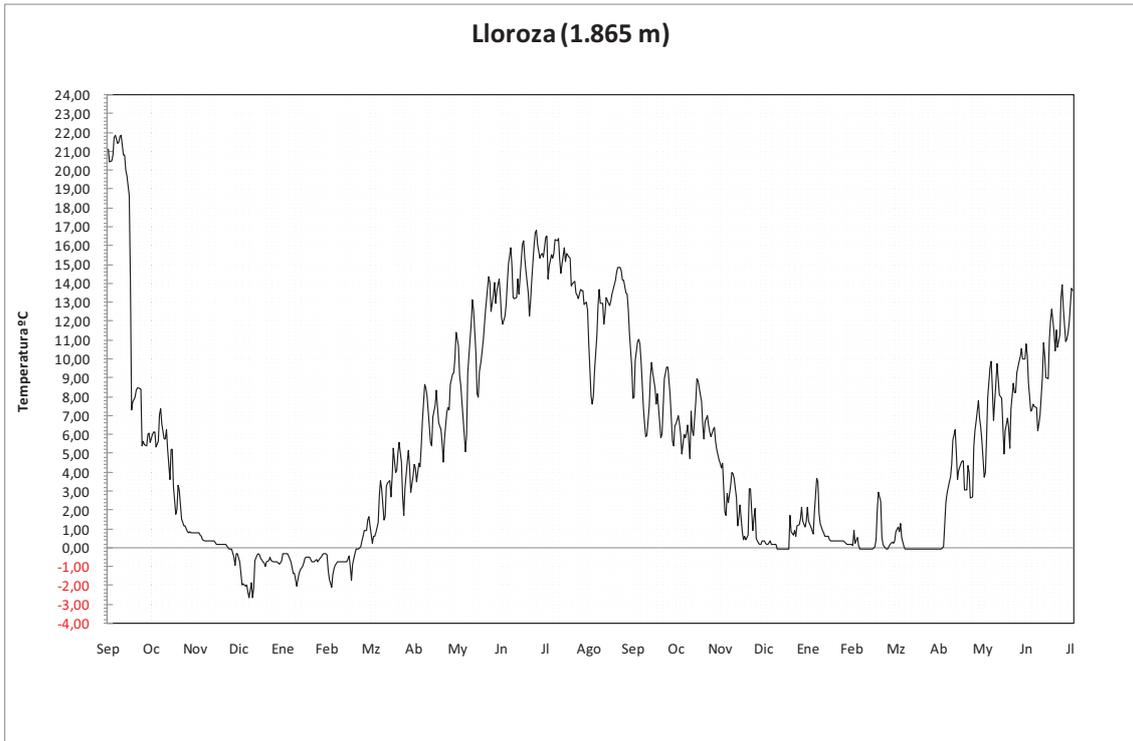


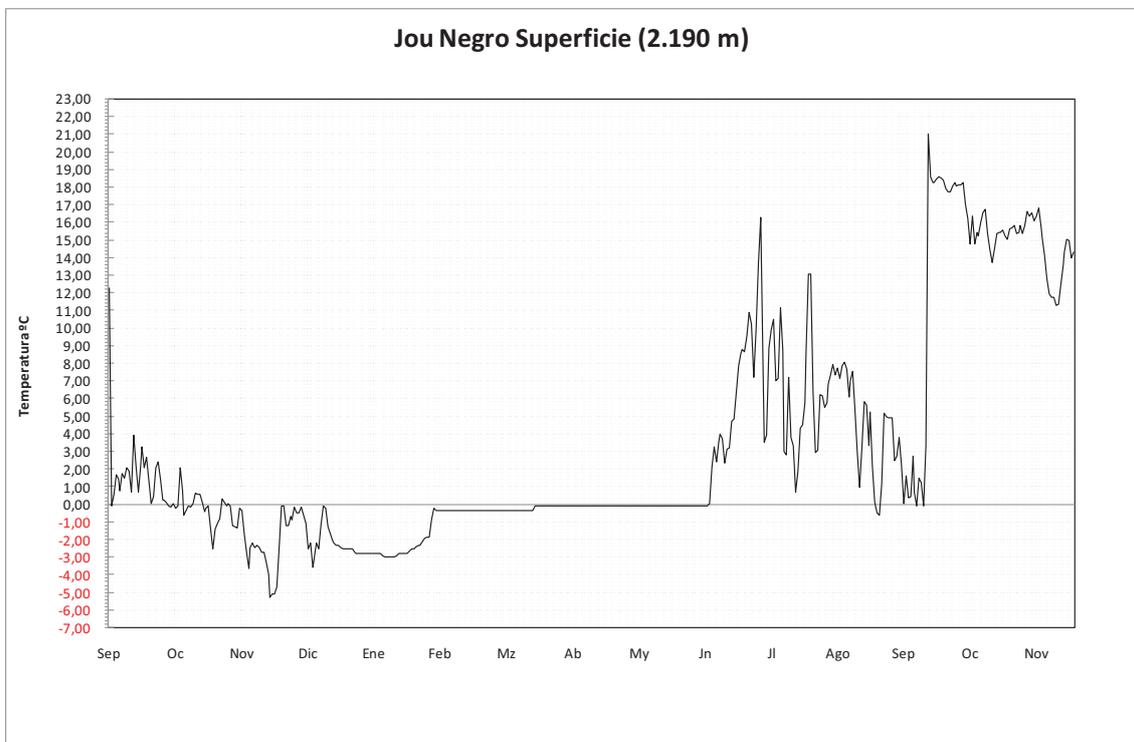
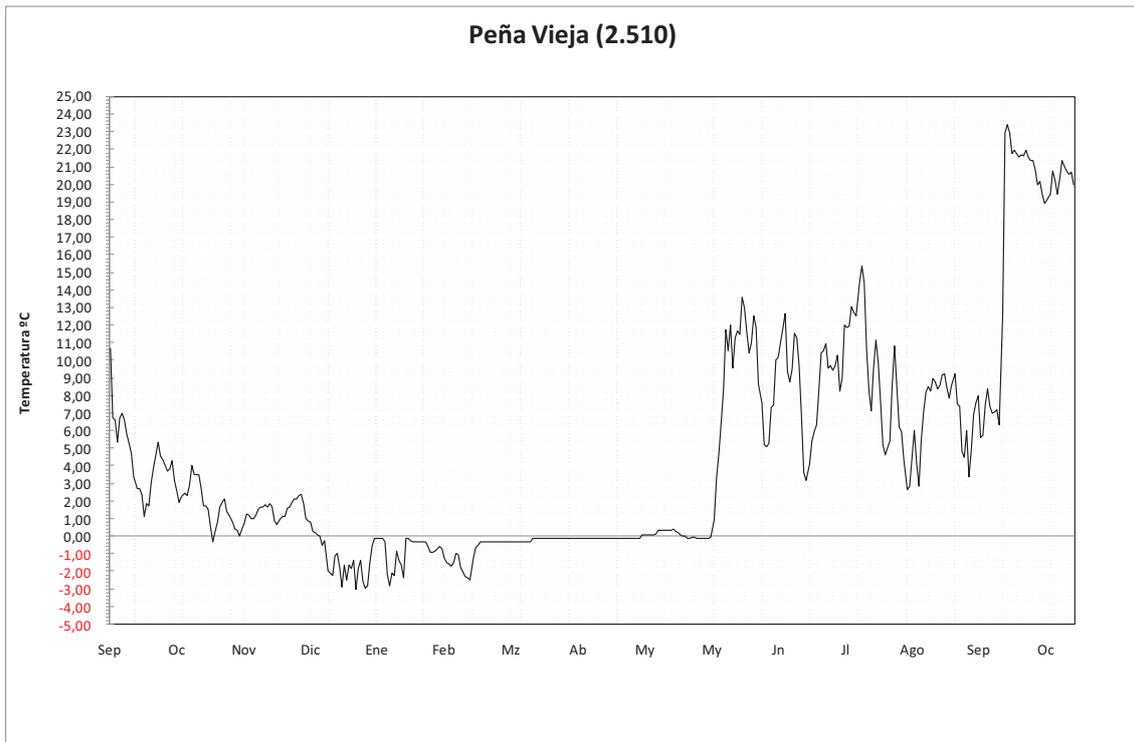
ANEXO II – (B)

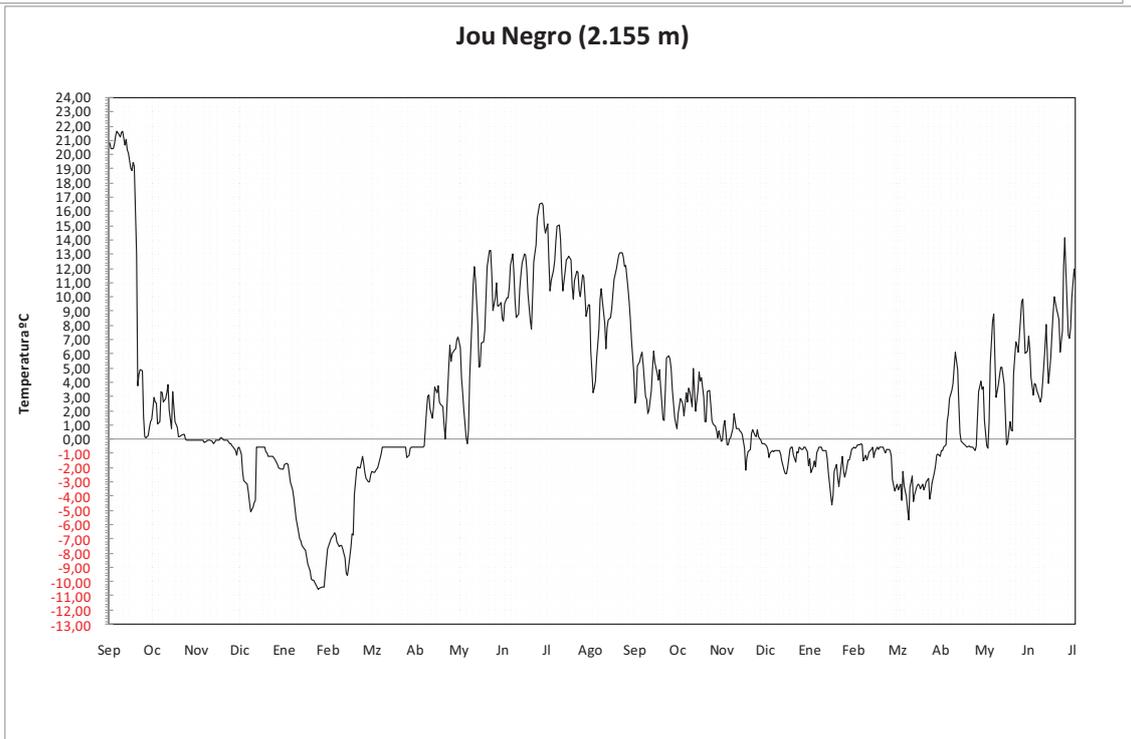
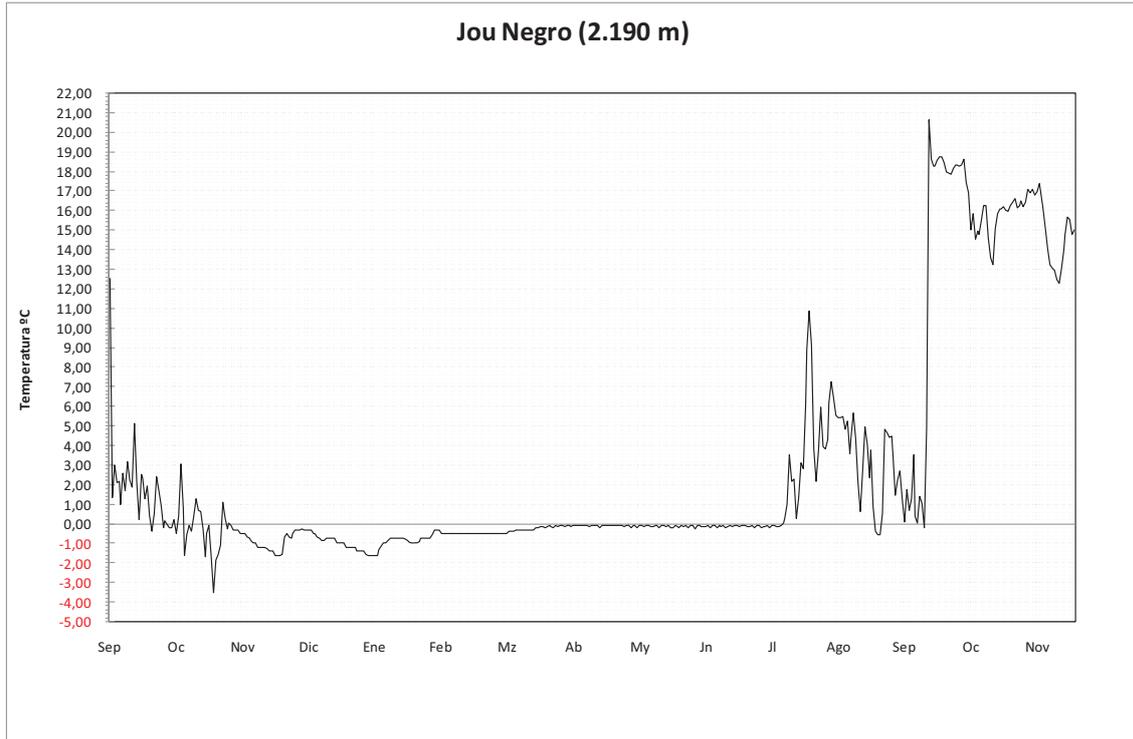
GRÁFICOS ANUALES DE TEMPERATURAS

HORARIAS

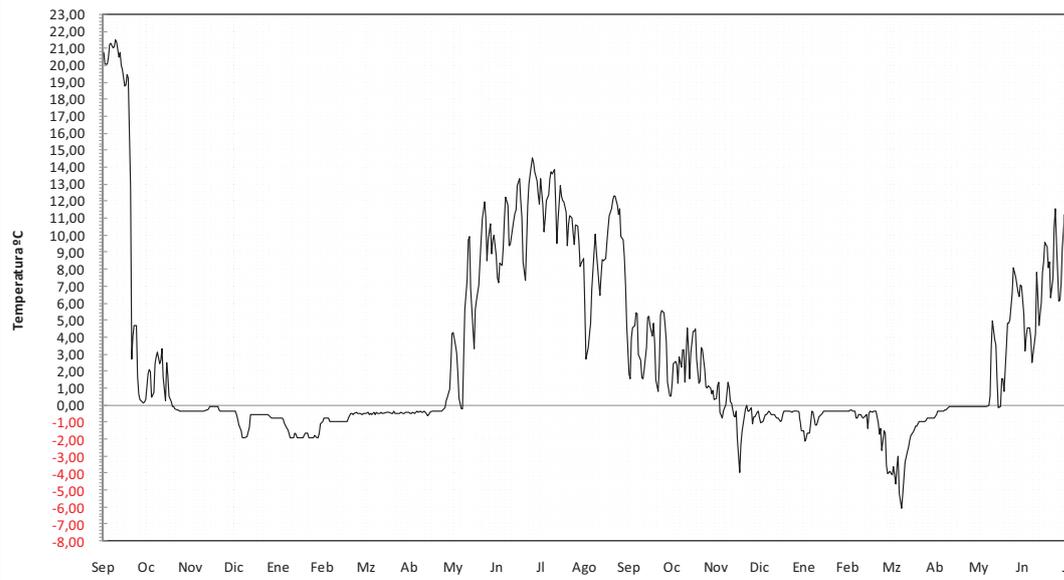




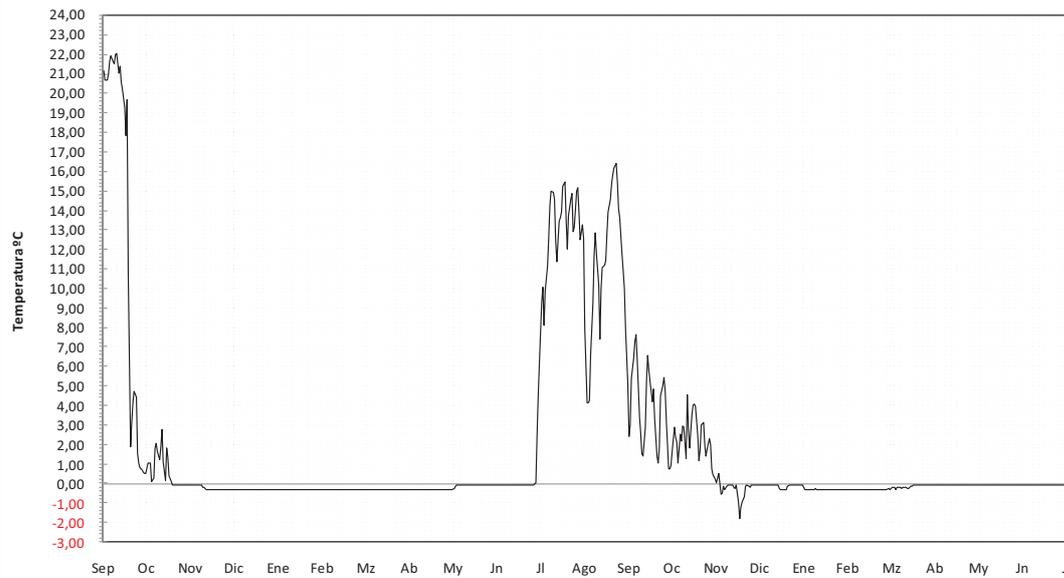




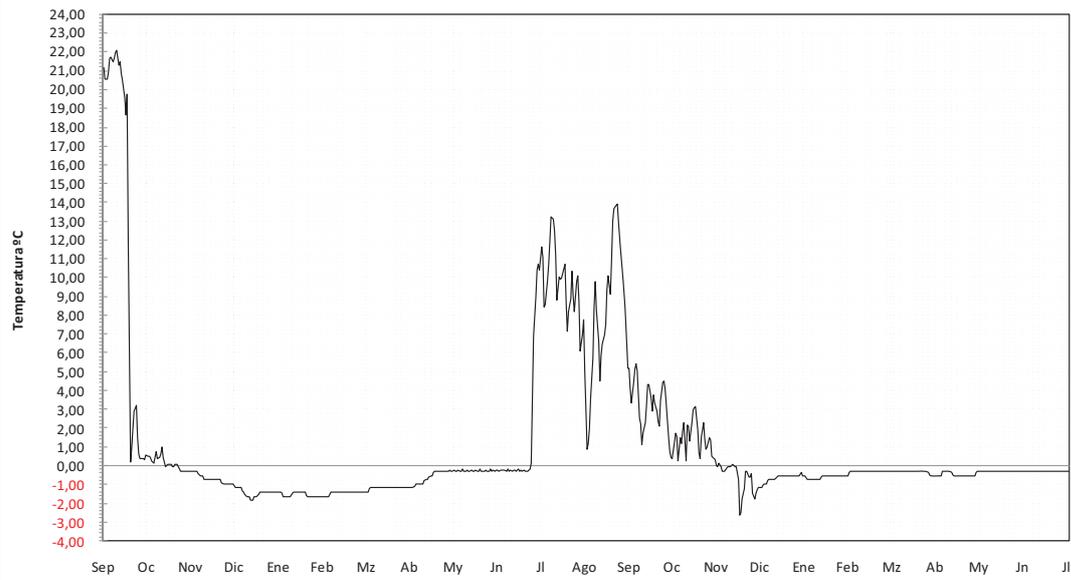
Jou Negro (2.205 m)



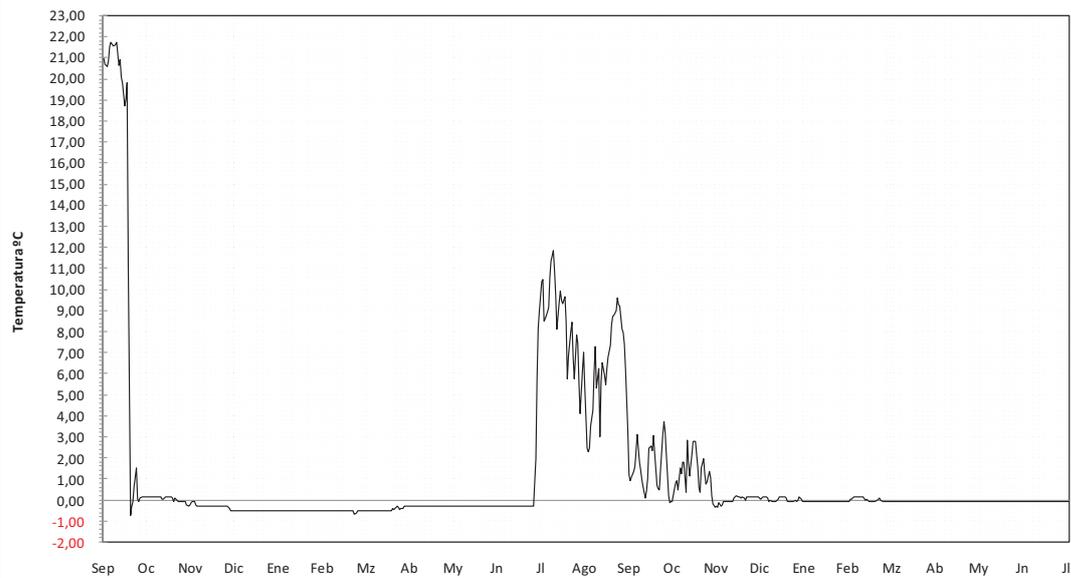
Llambrión(2.360 m)



Llambrión(2.490 m)



Llambrión(2.535 m)



ANEXO III

FICHAS DE LOS TERMÓMETROS

TERMÓMETROS DEL CIRCO DEL LLAMBRIÓN

NOMBRE	LLAMBRIÓN	AÑO	COORDENADAS
ALTITUD	2.535	20/9/05-14/5/2007	43° 10' 24.97" N 4° 51' 18.65" W
PROFUNDIDAD	5-10 cm.	ORIENTACIÓN	N
TIPO	UTL-1	INTÉRVALO	2 horas
SUSTRATO	Calizas		
FORMA	Umbral con material morrénico.		
FORMACIÓN SUPERFICIAL	Till derrubiado		

NOMBRE	LLAMBRIÓN	AÑO	COORDENADAS
ALTITUD	2490 cm.	20/9/05-14/5/2007	43° 10' 33.27" N 4° 51' 14.65" W
PROFUNDIDAD	5-10 CMS	ORIENTACIÓN	N
TIPO	UTL-1	INTÉRVALO	2 horas
SUSTRATO	Calizas		
FORMA	Umbral con material morrénico.		
FORMACIÓN SUPERFICIAL	Till derrubiado		

NOMBRE	LLAMBRIÓN	AÑO	COORDENADAS
ALTITUD	2.360	20/9/05-14/5/2007	43° 10' 44.73" N 4° 51' 11.72" W
PROFUNDIDAD	5-10 cm.	ORIENTACIÓN	N
TIPO	UTL-1	INTÉRVALO	2 horas
SUSTRATO	Calizas		
FORMA	Talud de derrubios		
FORMACIÓN SUPERFICIAL	Coluvión de gruesos		

TERMÓMETROS DE PEÑA VIEJA

NOMBRE	PEÑA VIEJA	AÑO	COORDENADAS
ALTITUD	2.510	21/09/03-29/10/04	43° 10' 29.23" N 4° 48' 38.09" W
PROFUNDIDAD	5-10 cm.	ORIENTACIÓN	NW
TIPO	UTL-1	INTÉRVALO	2 horas
SUSTRATO	Calizas		
FORMA	Canal donde se inicia cono de derrubios.		
FORMACIÓN SUPERFICIAL	Coluvión, derrubios de gravedad finos y homométrico con matriz.		

NOMBRE	PEÑA VIEJA	AÑO	COORDENADAS
ALTITUD	2.325	21/09/03-10/05/2005	43° 10' 31.21" N 4° 48' 43.82" W
PROFUNDIDAD	5-10 cm.	ORIENTACIÓN	NW
TIPO	UTL-1	INTÉRVALO	2 horas
SUSTRATO	Calizas		
FORMA	Depresión kárstica con recubrimiento de ladera		
FORMACIÓN SUPERFICIAL	Coluvión, derrubios de gravedad heterométricos con matriz		

TERMÓMETROS DEL JOU NEGRO

NOMBRE	JOU NEGRO	AÑO	COORDENADAS
ALTITUD	2.190	13/9/2006-25/12/07	43° 12' 7.43" N 4° 51' 9.17" W
PROFUNDIDAD	superficie	ORIENTACIÓN	N
TIPO	UTL-1	INTÉRVALO	4 horas
SUSTRATO	Calizas		
FORMA	Deslizamiento de la morrena con suelos ordenados		
FORMACIÓN SUPERFICIAL	Till retrabajado por procesos periglaciares		

NOMBRE	JOU NEGRO	AÑO	COORDENADAS
ALTITUD	2.190	13/9/2006-25/12/07	43° 12' 7.43" N 4° 51' 9.17" W
PROFUNDIDAD	5-10 cm	ORIENTACIÓN	N
TIPO	UTL-1	INTÉRVALO	4 horas
SUSTRATO	Calizas		
FORMA	Deslizamiento de la morrena con suelos ordenados		
FORMACIÓN SUPERFICIAL	Till retrabajado por procesos periglaciares		

NOMBRE	JOU NEGRO	AÑO	COORDENADAS
ALTITUD	2.205	20/9/2005-14/7/2007	43° 12' 10.05" N 4° 50' 59.68" W
PROFUNDIDAD	5-10 cm	ORIENTACIÓN	N
TIPO	UTL-1	INTÉRVALO	2 horas
SUSTRATO	Calizas		
FORMA	Talud de derrubios que enlaza con la morrena lateral		
FORMACIÓN SUPERFICIAL	Derrubios de gravedad muy heterométrico, estructura abierta.		

NOMBRE	JOU NEGRO	AÑO	COORDENADAS
ALTITUD	2.155	20/9/2005-14/7/2007	43° 12' 7.84" N 4° 51' 7.59" W
PROFUNDIDAD	5-10 cm.	ORIENTACIÓN	N
TIPO	UTL-1	INTÉRVALO	2 horas
SUSTRATO	Calizas		
FORMA	Morrena lateral, zona inferior.		
FORMACIÓN SUPERFICIAL	Till		

TERMÓMETRO DE LOS LAGOS DE LLOROZA

NOMBRE	LLOROZA	AÑO	COORDENADAS
ALTITUD	1.865	20/9/2005-14/7/2007	43° 9' 35.4" N 4° 48' 43.32" W
PROFUNDIDAD	5-10 cm.	ORIENTACIÓN	N
TIPO	UTL-1	INTÉRVALO	2 horas
SUSTRATO	Calizas		
FORMA	Morrenas del tardiglacial		
FORMACIÓN SUPERFICIAL	Till		

TERMÓMETRO DE LOS PUERTOS DE ÁLIVA

NOMBRE	ÁLIVA	AÑO	COORDENADAS
ALTITUD	1.735	20/9/2005-14/7/2007	43° 11' 39.71"N 4° 46' 17.06"W
PROFUNDIDAD	5-10 cm.	ORIENTACIÓN	N
TIPO	UTL-1	INTÉRVALO	2 horas
SUSTRATO	<i>Pizarras (Fm Lebeña)</i>		
FORMA	<i>Ladera regularizada, bloques dispersos</i>		
FORMACIÓN SUPERFICIAL	<i>Coluvión de finos.</i>		

TERMÓMETRO DE FUENTE DÉ

NOMBRE	FUENTE DÉ	AÑO	COORDENADAS
ALTITUD	1.115 m	20/9/2005-14/7/2007	43° 8' 56.76" N 4° 48' 35.27" W
PROFUNDIDAD	5-10 cm.	ORIENTACIÓN	N
TIPO	UTL-1	INTÉRVALO	2 horas
SUSTRATO	<i>Calizas</i>		
FORMA	<i>Cono mixto, torrencial-aludes.</i>		
FORMACIÓN SUPERFICIAL	<i>Aluvial, gruesos con matriz.</i>		