UAB
Universitat Autònoma de Barcelona

Cambio climático y control geomorfológico en procesos hidrodinámicos en altas latitudes y zonas de alta montaña, y sus impactos ambientales

José Gabriel Salminci Panizo

ADVERTIMENT. L'accés als continguts d'aquesta tesi doctoral i la seva utilització ha de respectar els drets de la persona autora. Pot ser utilitzada per a consulta o estudi personal, així com en activitats o materials d'investigació i docència en els termes establerts a l'art. 32 del Text Refós de la Llei de Propietat Intel·lectual (RDL 1/1996). Per altres utilitzacions es requereix l'autorització prèvia i expressa de la persona autora. En qualsevol cas, en la utilització dels seus continguts caldrà indicar de forma clara el nom i cognoms de la persona autora i el títol de la tesi doctoral. No s'autoritza la seva reproducció o altres formes d'explotació efectuades amb finalitats de lucre ni la seva comunicació pública des d'un lloc aliè al servei TDX. Tampoc s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant als continguts de la tesi com als seus resums i índexs.

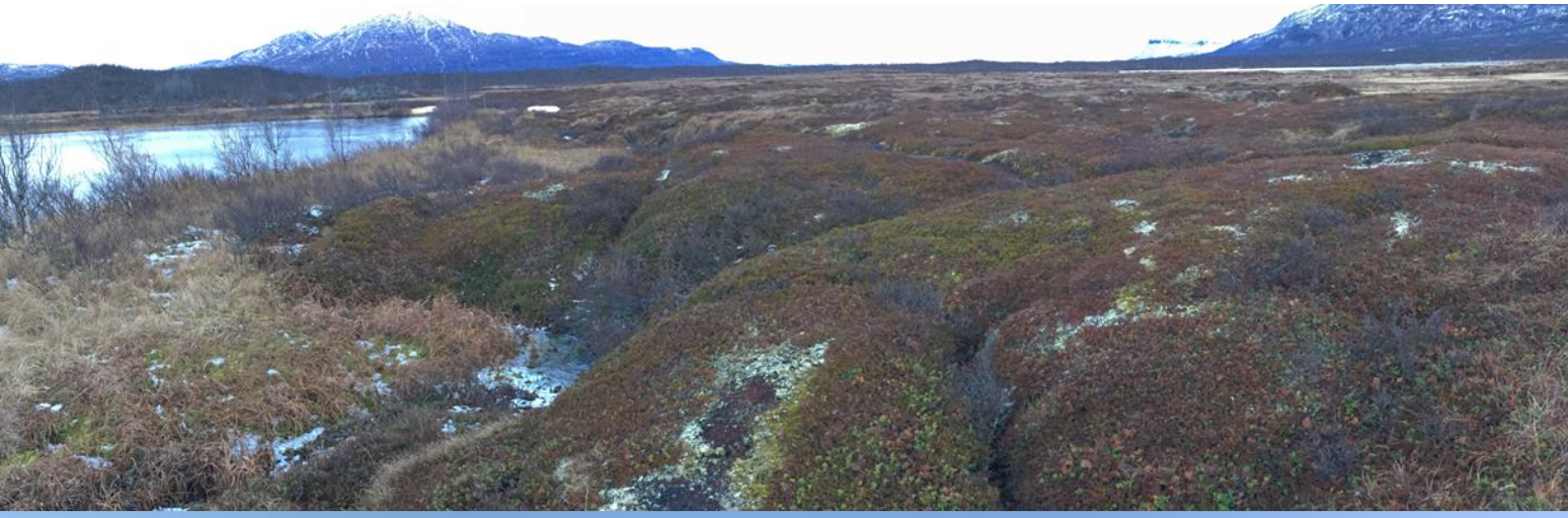
ADVERTENCIA. El acceso a los contenidos de esta tesis doctoral y su utilización debe respetar los derechos de la persona autora. Puede ser utilizada para consulta o estudio personal, así como en actividades o materiales de investigación y docencia en los términos establecidos en el art. 32 del Texto Refundido de la Ley de Propiedad Intelectual (RDL 1/1996). Para otros usos se requiere la autorización previa y expresa de la persona autora. En cualquier caso, en la utilización de sus contenidos se deberá indicar de forma clara el nombre y apellidos de la persona autora y el título de la tesis doctoral. No se autoriza su reproducción u otras formas de explotación efectuadas con fines lucrativos ni su comunicación pública desde un sitio ajeno al servicio TDR. Tampoco se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al contenido de la tesis como a sus resúmenes e índices.

WARNING. The access to the contents of this doctoral thesis and its use must respect the rights of the author. It can be used for reference or private study, as well as research and learning activities or materials in the terms established by the 32nd article of the Spanish Consolidated Copyright Act (RDL 1/1996). Express and previous authorization of the author is required for any other uses. In any case, when using its content, full name of the author and title of the thesis must be clearly indicated. Reproduction or other forms of for profit use or public communication from outside TDX service is not allowed. Presentation of its content in a window or frame external to TDX (framing) is not authorized either. These rights affect both the content of the thesis and its abstracts and indexes.

UAB Universitat Autònoma de Barcelona



Cambio climático y control geomorfológico en procesos hidrodinámicos en altas latitudes y zonas de alta montaña, y sus impactos ambientales







José Gabriel Salminci Panizo
Tesis Doctoral 2024
Dirigida por : Dr. Mario Zarroca Hernández
Departamento de Geología

Facultad de Ciencias

Departamento de Geología

UAB

Universitat Autònoma de Barcelona

Cambio climático y control geomorfológico en procesos hidrodinámicos en altas latitudes y zonas de alta montaña, y sus impactos ambientales.

José Gabriel Salminci Panizo

Tesis Doctoral para optar al título de:

Doctor en Geología

Barcelona, marzo de 2024

Director

Dr. Mario Zarroca Hernández

A mi madre Norma por transmitirme el amor al conocimiento

A mi padre Armando por apoyarme sabiamente en mis proyectos

A mi hermano Pedro por ser guía en la vida y el pensamiento científico

A mi mujer Cynthia por su amor y acompañamiento

A mis hijas Olivia, Dalia y Magalí por existir

Abstract

Climate change threatens high mountain and high latitude periglacial environments, and their hydrogeomorphological dynamics are scaling in response to the recent warming. The changes affect the ice distribution, both on continents and oceans, permafrost degradation rates, the hydrodynamics of both surface and groundwater hydrological systems, and erosion-sedimentation processes. Significant side effects on the ecosystems, collective health and infrastructure of these cold regions have been already observed. The main aim of this research is to identify and analyze the changes that these processes have undergone in some critical environments whose rates of change are rapid enough to be observed on a human scale. The research also aims to explore the suitability of the proposed methodological approach to register the rates of change, and to monitor their evolution in the coming years. To meet the goals, 4 case studies representative of different periglacial environments have been analyzed, such as the high mountains of the Pyrenees (NE Spain), a peat mire in a subarctic environment (Stördalen, Swedish Lapland) and two localities on both sides of the Antarctica Peninsula, a beach environment (King George Island, South Shetland) and a cliff coast (Seymour Island, Weddell Sea). The results obtained here reveal that in all cases, temperature exerts an important control on the hydrogeomorphological dynamics, and that the recent warming would be accelerating some processes such as the alteration in the quality of high-mountain waters (Pyrenees), with acidification processes scaling at ~50 m elevation/decade; permafrost degradation (Swedish Lapland), affecting ~1.8 ha/decade; and both continental and coastal erosion rates, with coastal retreats of ~2 m/decade (King George Island) and ~10 m/decade (Seymour Island). The results also reveal that, in addition to warming, there are other local geomorphological factors that also exert an important control on the processes, so they should be considered before any attempt of analysis. The achieved results may contribute to improving knowledge about the hydrogeomorphological dynamics of periglacial environments and their response to the new warming climate scenario. On the other hand, the methodologies implemented have proven useful for quantifying the processes and their rates of change, so they have strong capabilities for monitoring the evolution of these dynamics in the coming years. This information is critical at achieving sound diagnoses, models, and future projections. And this knowledge is instrumental to designing better conservation and sustainability policies for the natural environment and infrastructure in environments as vulnerable as the Planet's cold regions.

Resumen

El cambio climático amenaza los ambientes periglaciares de alta montaña y altas latitudes, que están experimentando una aceleración en las dinámicas de los procesos hidrogeomorfológicos en respuesta al calentamiento reciente. Los cambios afectan a la distribución de hielo, tanto continental como marino, a la degradación del permafrost, al funcionamiento de los sistemas hidrológicos superficiales y subterráneos, y a los procesos de erosión-sedimentación. El resultado son impactos significativos en los ecosistemas, la salud colectiva y las infraestructuras de estas regiones frías. El principal objetivo de esta investigación es identificar y analizar los cambios que han sufrido dichos procesos en entornos críticos, en los que las tasas de cambio sean suficientemente rápidos para ser observadas a escala humana. A nivel metodológico, también tiene como objeto explorar metodologías que permitan cuantificar las tasas de cambio y que resulten apropiadas para monitorizar su evolución en el futuro. Para cumplir con estos objetivos, se han analizado 4 casos de estudio representativos de diferentes entornos periglaciares, como sería la alta montaña del Pirineo (NE España), una turbera en ambiente subártico (Stördalen, Laponia Sueca) y dos localidades a ambos lados la Península Antártica, una en entorno litoral de playa (Isla 25 de Mayo, Shetland del Sur) y otra de costa acantilada (Isla Marambio, Mar de Weddell). Los resultados obtenidos revelan, que en todos los casos, la temperatura ejerce un control importante en las dinámicas hidrogeomorfológicas, y que el calentamiento reciente estaría acelerando algunos procesos como son la alteración en la calidad de las aguas (Pirineo), con procesos de acidificación que escalan a razón de ~50 m elevación/década; la degradación del permafrost (Laponia Sueca), que afecta a ~1,8 ha/década; y las tasas de erosión tanto continental como costera, con retrocesos de ~2 m/década (Isla 25 de Mayo) y ~10 m/década (Marambio). Los resultados también indican que, además del aumento de la temperatura, hay otros factores geomorfológicos más particulares de cada entorno que también ejercen un control importante sobre los procesos, por lo que deberían ser tenidos muy en cuenta antes de realizar cualquier análisis. Los resultados obtenidos pueden contribuir a mejorar el conocimiento sobre las dinámicas hidrogeomorfológicas de los ambientes periglaciares y su respuesta frente al nuevo escenario climático de calentamiento. Por otra parte, las metodologías implementadas se han mostrado útiles para cuantificar los procesos y sus tasas de cambio, por lo que pueden resultar una buena herramienta para el monitoreo de la evolución de estas dinámicas en los próximos años. Esta información es crítica para poder alcanzar diagnósticos y modelos confiables, que permitan realizar predicciones confiables y diseñar mejores políticas de conservación y sostenibilidad para el medio natural y las infraestructuras en ambientes tan vulnerables como lo son las regiones frías del Planeta.

Resum

El canvi climàtic amenaça els ambients periglaciars d'alta muntanya i latituds, que experimenten una acceleració en les dinàmiques dels processos hidrogeomorfològics, com a resposta a l'escalfament recent. Els canvis afecten la distribució de gel, tant continental com marí, la degradació del permafrost, el funcionament dels sistemes hidrològics superficials i subterranis, i els processos d'erosió-sedimentació. El resultat són impactes significatius als ecosistemes, la salut col·lectiva i les infraestructures d'aquestes regions fredes. L'objectiu principal d'aquesta recerca és identificar i analitzar els canvis que han patit aquests processos en entorns crítics, en quals les taxes de canvi siguin prou ràpids per a ser observades a escala humana. A nivell metodològic, també pretén explorar metodologies que permetin quantificar les taxes de canvi i que resultin apropiades per monitoritzar-ne l'evolució en el futur. Per a complir amb aquests objectius, s'han analitzat 4 casos d'estudi representatius de diferents entorns periglaciars, com són l'alta muntanya del Pirineu (NE Espanya), una mollera en ambient subàrtic (Stördalen, Laponia Sueca) i dues localitats a banda i banda de la Península Antàrtica, una entorn litoral de platja (Illa 25 de Maig, Shetland del Sud) i una altra de costa de penya-segat (Illa Marambio, Mar de Weddell). Els resultats obtinguts revelen que, en tots els casos, la temperatura exerceix un control important sobre les dinàmiques hidrogeomorfològiques, i que l'escalfament recent estaria accelerant alguns processos com són l'alteració en la qualitat de les aigües (Pirineu), amb processos d'acidificació que escalen a raó de ~50 m elevació/dècada; la degradació del permafrost (Lapònia Sueca), que afecta ~1,8 ha/dècada; i les taxes d'erosió tant continental com costanera, amb retrocés de la línia de costa a raó de ~2 m/dècada (Illa 25 de Mayo) i ~10 m/dècada (Marambio). Els resultats també indiquen que, a més de l'augment de la temperatura, hi han altres factors geomorfològics més particulars de cada entorn que també exerceixen un control important sobre els processos, per la qual cosa s'haurien de tenir molt en compte abans de fer qualsevol anàlisi. Els resultats obtinguts poden contribuir a millorar el coneixement sobre les dinàmiques hidrogeomorfològiques dels ambients periglaciars i la seva resposta davant del nou escenari climàtic d'escalfament. D'altra banda, les metodologies implementades s'han mostrat útils per quantificar els processos i les taxes de canvi, per la qual cosa poden resultar una bona eina pel monitoratge de l'evolució d'aquestes dinàmiques els propers anys. Aquesta informació és crítica per a poder assolir diagnòstics i models robustos, que permetin realitzar prediccions fiables i dissenyar millors polítiques de conservació i sostenibilitat per al medi natural i les infraestructures en ambients tan vulnerables com ho són les regions fredes del Planeta.

Agradecimientos

Me gustaría agradecer en primer lugar a mi director de Tesis, el Dr. Mario Zarroca Hernández por guiarme en la investigación científica a lo largo de estos años, por integrarme en su grupo de trabajo, por motivarme a trabajar en técnicas geofísicas, por abrirme la posibilidad de trabajar en diversas zonas geográficas y sobre todo por su calidad humana.

También quisiera agradecer a los geólogos Mg. Lic. Fabio S. Luna y Lic. Cristian Cocchiarale por apoyarme en distintos momentos del desarrollo de la tesis.

Al Lic. Lucas Nicolini, por el envío de los datos de los dataloggers de la Base Antártica Carlini, al Ing. Fernando Romero por su colaboración en los trabajos de campo de la CAV 2020 y a Aitor Ormazabal por su colaboración en la realización de los SEV en la misma campaña.

Por último, a la Dra. Tunstall por sus recomendaciones generales a lo largo de estos años.

Índice

Estructura de la tesis **1**
Financiación **3**
Acrónimos **4**
1 Introducción y antecedentes **5**
1.1 Hipótesis y objetivos 18
1.2 Justificación de la investigación 20
1.3 Definiciones adoptadas 22
1.4 Introducción a los casos de estudio 23
1.4.1 Ambiente periglaciar de alta montaña. Alt Pirineu, España. 27
1.4.2 Ambiente periglaciar de altas latitudes. Stördalen. Suecia. 28
1.4.3 Ambiente periglaciar de altas latitudes. Isla 25 de Mayo, Antártida 30
1.4.4 Ambiente periglaciar de altas latitudes. Isla Marambio, Antártida. 31
2 Metodología **34**
2.1 Análisis de antecedentes y sensoramiento remoto 34
2.2 Medidas directas 36
2.2.1 Levantamiento hidro-geomorfológico y geotécnico 36
2.2.2 Medición directa del techo del permafrost 38
2.2.3 Sistema de monitoreo de temperaturas del suelo y montaje 39
2.2.4 Medición multiparamétrica y muestreos 41
2.3 Mediciones indirectas – exploración geofísica 42
2.3.1 Sondeo eléctrico vertical (SEV) 44
2.3.2 Tomografía eléctrica de resistividades (ERT) 46
2.3.3 Tomografía símica de refracción (SRT) 48
2.4 Ensayos de laboratorio 49
2.5 Análisis hidro-meteorológicos: 51
3 Caso de estudio en ambiente periglaciar de alta montaña. Valle del río Noguera de Vallferrera. Parque Natural Alt Pirineu. Pirineos Centrales. **53**
3.1 Introducción 53
3.1.1 El DAN y sus precipitados 56
3.1.2 El calentamiento global y su relación el DAN 57
3.1.3 Objetivos 58
3.2 Contexto geológico de la zona de estudio 59
3.2.1 Características del permafrost 63

3.3 Resultados 65
3.3.1 Teledetección de evidencias de DAN 65
3.3.2 Hidroquímica y geoquímica 68
3.3.3 Patrones espacio-temporales de DAN durante el período 1945-2018 74
3.3.4 Anomalías de temperatura y precipitación 75
3.4 Discusión 76
3.4.1 Metales traza en aguas 76
3.4.2 Control climático 77
3.4.3 Calentamiento dependiente de la elevación y rango de elevación de DAN 81
3.4.4 Control geomorfológico 83
3.5 Conclusiones 86
4 Caso de estudio en ambiente periglaciar de altas latitudes. Stördalen, Abisko, Suecia. 90
4.1 Introducción 90
4.1.1 Calentamiento reciente en la turbera de Stördalen 93
4.1.2 Terminología utilizada 95
4.1.3 Procesos vinculados con la degradación de Palsas 96
4.1.4 Contexto geológico 98
4.1.5 Contexto hidro-geomorfológico 101
4.2 Metodología 104
4.3 Resultados 106
4.3.1 Caracterización geomorfológica de la Palsa 106
4.3.2 Caracterización geofísica y geocriológica de la Palsa y la Turbera de Stördalen 110
4.4 Discusión 114
4.4.1 Evolución geomorfológica de la palsa 114
4.4.2 Mecanismos de termoerosión del permafrost. 118
4.5 Conclusiones 125
5 Caso de estudio en ambiente periglaciar de altas latitudes. Península Potter, Isla 25 de mayo (King George), Antártida. 127
5.1 Introducción 127
5.2 Calentamiento reciente en la Península Antártica 129
5.3 Contexto hidrogeomorfológico de la Península Potter 131
5.3.1 Dinámicas litorales y rebote glacio-sisotático 133
5.3.2 Procesos vinculados con la erosión marina 135
5.4 Metodología 137

5.5 Resultados 138
5.5.1 Geomorfología 138
5.5.2 Caracterización geofísica - geotécnica y su correlación geomorfológica en el entorno de la base: 146
5.5.3 Clima 151
5.6 Discusión 154
5.6.1 Disminución del hielo marino 154
5.6.2 Factores geomorfológicos 157
5.6.3 Factores geotécnicos 159
5.7 Conclusiones 162
6 Caso de estudio en ambiente periglaciar de altas latitudes. Bahía de López Bertodano, Isla Vice comodoro Marambio (Seymour), Antártida. 165
6.1 Introducción 165
6.2 El rápido calentamiento y su relación con el aumento de las tasas de erosión 166
6.3 Contexto hidrogeomorfológico 169
6.3.1 Características del permafrost 171
6.4 Metodología 172
6.5 Resultados 173
6.5.1 Geomorfología 173
6.5.2 Geotecnia y geocriología 184
6.5.3 Incidencia del clima en el permafrost y la formación de hielo marino 193
6.6 Discusión 199
6.6.1 Retroceso del acantilado marino 201
6.6.2 Erosión hídrica superficial 202
6.7 Conclusiones 207
7 Discusión 209
7.1 Marco conceptual 209
7.1.1 Aceleración, amplificación e irreversibilidad de los procesos hidro-geomorfológicos 209
7.2 Resultados e implicaciones 214
7.2.1 Consecuencias directas del aumento de temperaturas 219
7.2.2 Consecuencias indirectas del aumento de temperaturas 224
7.2.3 Características del análisis de los resultados 227
7.3 Limitaciones del presente estudio y nuevas vías de investigación 228
7.3.1 Series de datos de temperaturas 228
7.3.2 Única campaña de relevamiento in-situ 229

7.3.3 Limitaciones en las técnicas geofísicas implementadas 230
8 Conclusiones 232
Bibliografía 234

Índice de figuras

Figura 1.1: (A). Incremento de temperatura del aire en superficie desde el último máximo glaciar (LGM), mostrando el incremento de temperatura hasta la época Preindustrial. Las masas de hielo están sobre impuestas en blanco (Tierney et al., 2020). (B) Gráfico que muestra el cambio temperatura media anual a escala global (*global mean surface temperature*-GMST) en comparación con el promedio a largo plazo de 1951 a 1980 (estrellas sobreimpuestas al gráfico). La temperatura superficial promedio de la Tierra en 2023 fue la más cálida registrada hasta la fecha (fuente: climate.nasa.gov). (C) Variación de la variación de la temperatura global en superficie respecto el promedio, en 1984 (C1) y (C2) (fuente: climate.nasa.gov). 6

Figura 1.2: (A). Aumento del nivel medio global del mar desde 1900 hasta 2022. Fuentes: Palmer (2021); CMEMS-Copernicus Marine Service con correcciones de Legeais et al. (2020) y Peltier (2004). (B) Proyecciones globales del nivel medio del mar bajo diferentes escenarios de Vías Socioeconómicas Compartidas (SSP). Fuente European Environment Agency (https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/figures/observed-change-in-global-mean-3). 9

Figura 1.3: (A) Zonas morfoclimáticas actuales, excluyendo las altas montañas (Büdel, 1997) y localización de las zonas de estudio, su elevación sobre el nivel del mar (m s.n.m.) y Latitud. (B) Principales zonas morfoclimáticas clasificadas según temperatura media anual (ºC), precipitación media anual (mm), número medio de meses húmedos (450 mm) y temperatura media del mes más cálido (ºC) Chorley et al. (1984).....11

Figura 1.4: Temperatura del permafrost y tasa de cambio cerca de la profundidad de amplitud anual cero. (a, b) Temperatura media anual del suelo para 2014-2016 en el hemisferio norte y la Antártida. (c, d). Tasa de cambio ºC/década del permafrost de 2007 a 2016. Zona de permafrost continua (cobertura >90%); Zonas de permafrost discontinuas (cobertura <90%). Las zonas de permafrost se derivan del mapa de la Asociación Internacional de Permafrost (IPA) (Brown, J. et al. (1998). (Biskaborn et al., 2019).....13

Figura 1.5: Cambio anual de temperatura del permafrost en diferentes regiones climáticas, en el periodo 2008 a 2016 a partir de las temperaturas medias anuales registradas en perforaciones a baja profundidad. El tamaño de la muestra se expresa de número de puntos de observación (sites) para cada lugar y año (Biskaborn et al., 2019).....14

Figura 1.6: Localización de las bases antárticas, temporales y permanentes. Las estrellas amarillas indican la localización de las bases argentinas de Carlini y Marambio (fuente: https://www.geoscience.scar.org/). 16

Figura 1.7: Ubicación de los casos de estudio donde se indica el nombre, localización geográfica aproximada, altura y ambiente. Fuente de imagen base: ESRI Satellite.....19

Figura 1.8: Cantidad de artículos en revistas de impacto por temáticas.....21

Figura 1.9: Mapa de permafrost de montaña en los Pirineos Españoles. Las flechas rojas indican las zonas con mayor probabilidad de desarrollo de permafrost en el área de estudio, cumbres de la Pica d'Estats (3.143 m s.n.m.) i Monteixo (2.905 m s.n.m.) (Serrano et al. 2009). 25

Figura 1.10: Mapas de permafrost y temperatura en el techo del permafrost (TTOP). (A) Mapa de temperatura del TTOP del norte de la Península Antártica y diferencias entre el pozo y el MAGT modelado, los puntos son sitios donde se controla la temperatura con datos de campo. Las flechas negras indican las zonas de trabajo de la presente tesis. Modificado de Obu et al. (2020). (B) MAGT promedio en TTOP de todas las realizaciones de modelos para el hemisferio norte. La flecha negra indica una de las zonas de trabajo de la presente tesis. Modificado de Obu et al. (2019). 27

Figura 2.1: Estudios in-situ (A) desarrollo de calicata manual. (B) Equipo de DCPL donde se observa la maza de 8 kg, la varilla de hincado y la varilla guía graduada.....38

Figura 2.2: Medición directa del techo del permafrost. (A) Taladro rotopercutor utilizado en la Isla Marambio. (B) Lanza para golpeo con maza utilizada en la Isla 25 de Mayo. (C) Jabalina graduada utilizada en Stördalen. 39

Figura 2.3: Sistema de monitoreo y montaje. A) Cable de 6 m, B) cable de 1,8 m, C) *datalogger*, D) utilización de martillo neumático para colocación de termistores en el suelo en península Potter, E) montaje de los *dataloggers*.....41

Figura 2.4: Mediciones y toma de muestras. A) medidores de HANNA en Pirineos, B) toma de muestra de suelos disturbada en Marambio.....42

Figura 2.5: Dispositivo utilizado. A la izquierda se muestran las distancias entre electrodos y a la derecha el esquema del dispositivo.....45

Figura 2.6: SEV. A) tendido del dispositivo de SEV paralelo a la costa enIisla Marambio, Antártida. B) unidad de emisión y registro.....45

Figura 2.7: Tendido de ERT en palsas de Stördalen, Abisko, Suecia.....47

Figura 2.8: Línea sísmica perpendicular a la costa en Península Potter. En primer plano cable sísmico y geófonos. Al fondo sismógrado Geode 24 (E&G Geometrics de 24 canales). 49

Figura 3.1: Ejemplos de precipitación de AHPs en distintos sitios de los Pirineos centrales y orientales. (A) Lecho del río Cinqueta en el Parque Natural Posets de Maladeta (octubre de 2018). (B y C) Lecho del arroyo Coma de l´Embut en el Parque Natural de las Cabeceras del Ter y Freser (mayo de 2023).....54

Figura 3.2: Ubicación del área de estudio. Se señala la zona de cabecera con máscara color amarillo. Fuente de imagen base: ESRI Satellite. Proyección mapa global: WGS 84 / Pseudo-Mercator. Proyección Mapa local: WGS 84 / UTM zone 31N.....55

Figura 3.3: Marco geológico de la zona de estudio. (A) Esquema geológico de los Pirineos mostrando las principales unidades estructurales (según Rosell y Linares, 2001). (B) Distribución de áreas con evidencias de drenaje ácido natural de roca (DAN) en la zona axial pirenaica, que se producen en cuencas de alta montaña principalmente en presencia de rocas metasedimentarias sulfurosas. (C) Mapa geológico simplificado del sector este del Parque Natural del Alt Pirineu. La cuenca de Noguera de Vallfererra (NVF) está asociada a la zona de cizalla de Mérens, donde aflora una potente secuencia de formaciones metasedimentarias del Silúrico al Ordovícico inferior, entre las que se encuentran las pizarras ricas en pirita de la Unidad Lladorre en la Sierra de Monteixo-Norís. 60

Figura 3.4: Entorno geomorfológico de la cuenca de la NVF. (A) Mapa geomorfológico que muestra abundantes características periglaciares y paraglaciares desarrolladas en un paisaje glaciar relicto. Los procesos periglaciares y la deformación de la pendiente gravitacional dominan en la zona de cabecera. (1) Lagos de Baiau, (2) Lagos de Escorbes, (3) Lagos de Port Vell y (4) Lagos de Aixeus. (B) Sección transversal a través de la Cordillera Monteixo-Noris que muestra la interpretación de una deformación de talud gravitacional profunda (DSGSD) asociada con la zona de cizalla de Mérens. Nótese el recodo del arroyo Noguera de Vallferrera en consonancia con el desplazamiento hacia el norte del DSGSD. 62

Figura 3.5: Diagrama esquemático que ilustra el concepto de zona periglacial en áreas de gran altitud (tipo alpinas), tomado de French (2007). 64

Figura 3.6: Mapa topográfico en base a un DEM con resolución de 5x5 m (fuente: ICGC), se toma como límite de la zona posible de permafrost la cota 2.500 m s.n.m. Arriba a la izquierda, vista oblicua que ilustra como la zona posible de permafrost únicamente se ubica en las altas cumbres del macizo. 64

Figura 3.7: Serie de fotografías aéreas ortorectificadas, históricas, del sector de la cabecera de la Noguera de Vallferrera, Parque Natutal del Alt Pirineu (PNAP), para el periodo 1945-2018 (fuente: Insituto Cartográfico y Geológico de Catalunya, orientación norte). Al pie de las fotos, a la derecha, el Estanyet de Baiau (pH<5), en el Río Baiau y al pie, a la izquierda, el Estanys de'Escorbes, cuya descarga origina el torrente de Escorbes (Barranc d'Escorbes) (pH ~ 8,2). La precipitación de pátinas blanquecinas se produce en las aguas de mezcla (pH ~ 5,2 – 5,8), medidas de pH tomadas en agosto-2018. Las flechas amarillas indican el punto en el que se inician los precipitados de manera clara, a partir de 1993 hasta 2005, en la confluencia entre el Barranc d'Escorbes y el río ácido de Baiau. Las flechas naranjas indican los puntos en los que se aprecia también precipitación de compuestos blanquecinos, pero de menor intensidad.....66

Figura 3.8: Ortofotografías históricas aéreas en color verdadero e infrarrojo de un tramo del río Baiau en la llanura del Pla de Baiau (2170–2175 m s.n.m., con centro en WGS84 UTM N31T 370220E 4.718.950N), capturadas durante días húmedos (octubre-2009) y secos (agosto-agosto). 2011) temporadas (fuente cartográfica e Instituto Geológico de Catalunya-ICGC, España). Las corrientes de agua muestran un patrón de color diferente dependiendo de si están afectadas o no por los precipitados de aluminio (AHP), independientemente del régimen de flujo. Las aguas afectadas aparecen turquesa en color verdadero y azul brillante en las imágenes infrarrojas, mientras que las aguas no afectadas se ven negras (color verdadero) o verde oscuro (infrarrojo). Fotografía inferior, vista panorámica de un tramo del río Baiau aguas arriba del Pla de Baiau (UTMN31T 370630E 4,718,325N; ver localización enFigura 3.6). Nótese el color turquesa de las aguas de los arroyos, característico de los ríos afectados por AHP. 67

Figura 3.9: Ejemplo de series históricas de fotografías aéreas y ortoimágenes desde 1945-46 hasta 2018 que muestran la evolución de los precipitados de Hidroxisulfatos de Aluminio (AHPs) en el mismo tramo de la Figura 4. Todas las imágenes fueron capturadas durante la temporada sin cobertura de nieve [1945- 46 desconocidos; 1988 (septiembre), 1997

(julio-agosto), 2003 y 2007 (julio), 2009 (octubre), 2012 (junio), 2018 (agosto). Las flechas amarillas indican áreas con AHP. Los AHP son escasos hasta la ortoimagen de 1997, y posteriormente se vuelven generalizados y muy conspicuos, con un máximo en 2007 y 2012. Los AHP no son tan evidentes en 2009 debido al mayor caudal de agua de la corriente en ese momento. 68

Figura 3.10: Características físico-químicas de las muestras de agua tomadas durante el verano de 2018 en los sectores de Baiau (etiquetado como BM-) y de Port Vell-Pica Roja (etiquetado como APM-) (ver datos adicionales en la Tabla x). Se distinguen tres tipos de agua: ácida (pH < 5,6, enriquecida en metales), no ácida (pH > 6,5, no enriquecida en metales) y mezclas de agua (pH ~ 5,6–6,5). Se destacan las marcadas diferencias en la calidad del agua de los lagos cercanos Escorbes (2370 m s.n.m.) y Baiau (2480 m s.n.m.) (Figura 3.13B), a pesar de su elevación y orientación similares en el lado norte de la cresta y la litología del lecho rocoso. 69

Figura 3.11: Mezcla de agua aguas abajo de los lagos de Baiau (pH 4,9; 4890 µgL-1-AL). La precipitación de hidroxisulfatos de aluminio (AHP) ocurre en áreas donde el río Baiau ácido (enriquecido en aluminio) converge con el arroyo Escorbes meteórico. La flecha amarilla indica la posición de la vista panorámica en la Figura 3.8. La flecha blanca apunta a N (vista oblicua de Google Earth, centrada en YTM 31 T 370320E 4,718,200 N). 70

Figura 3.12: Coeficientes de correlación multivariante de las correlaciones entre pH - conductividad eléctrica (CE) y concentración de metales traza, para las campañas realizadas en los sectores de Baiau (BA) y Port Vell-Pica Roja (PV) en verano y otoño de 2019. 71

Figura 3.13: Características geomorfológicas y signos de precipitación de hidroxisulfatos de aluminio (AHP) en los sectores (A) Port Vell-Pica Roja y (B) Baiau (UTM N31T). Las aguas ácidas y moderadamente ácidas (pH < 5,6) provienen de las laderas de Pica Roja y de los lagos ácidos de Baiau. Los AHP se inician aguas abajo de las filtraciones ácidas de Pica Roja y los lagos de Baiau y cambian de efímeros a perennes en el arroyo del Port Vell y aguas abajo de la confluencia entre el río Baiau y el arroyo de Escorbes. Las aguas ácidas drenan las laderas orientadas al norte de la cresta de Pica Roja y del circo de Baiau, con extensos depósitos periglaciares, mientras que las aguas de las zonas de los lagos del Port Vell y Escorbes, con depósitos periglaciares menos abundantes, son circumneutrales a moderadamente básicas, apoyando un control geomorfológico de los AHP. 73

Figura 3.14: Mapa que muestra la evolución temporal (1945 a 2018) y espacial de las áreas afectadas por la precipitación natural de compuestos de aluminio (PHA) en la cuenca de captación de Noguera de Vallferrera (CNV). El patrón temporal indica que los AHP se han propagado significativamente desde la década de 1990, con picos de precipitación en 1997–98, 2007 y un máximo en 2012. La longitud total de los arroyos y arroyos afectados aumentó de ca. 5 km (1945–56) a 38,3 km (2012). Es notable que las elevaciones en las que se inician los AHP han subido ca. 100 a 400 m, llegando hasta los 2580 m s.n.m., lo que coincide con la cota del límite potencial del permafrost de montaña en los Pirineos (Serrano et al., 2009; Oliva et al., 2016).....74

Figura 3.15: Índice de Precipitación Normalizado para una escala temporal de 12 meses (SPI12) para el periodo 1955-2017 a partir de los datos meteorológicos recogidos en la estación de Esterri d'Àneu (UTM N31T 345637E 4.721.441N), y temperatura mínima media mensual (Tmin) en la estación de Vielha (UTM N31T 319310E 4.729.700N) para el mismo periodo (fuente: Servicio Meteorológico de Catalunya). Se observa un cambio de tendencia tanto en la precipitación (negativa) como en la temperatura (positiva) desde la década de 1980. Los principales picos de precipitación de Aluminio (AHPs) detectados en la Cuenca de Noguera de Vallferrera (CNV) se producen tras periodos de sequía, y especialmente episodios de altas temperaturas. 76

Figura 3.16: Datos meteorológicos del periodo 2003-18 de la estación automatizada de Certascan (a 15 km-NNW de la cuenca de la Noguera de Vallferrera, UTM 31T 358470E 4.728.981N) (fuente Servicio Meteorológico de Catalunya). El gráfico muestra una buena correlación entre el período de baja precipitación de 2003–2007 y el pico de precipitación de aluminio (AHP) en 2007. La relación con la precipitación en el caso del pico de 2012 no es tan clara, mientras que coincide con un pico de amplitud térmica. Nótese también que la temperatura media en el 2011 es casi la máxima del registro instrumental. 80

Figura 3.17: Modelo conceptual para los diferentes drenajes ácidos naturales de roca (ARD) y compuestos de precipitación de Aluminio (AHP) observados en la cuenca de Noguera de Vallferrera (NVC) controlados por factores climáticos y geomorfológicos. Los depósitos periglaciares y los deslizamientos de rocas favorecen el desarrollo de ARD a partir de flujos de agua subterránea poco profundos, mientras que las deformaciones gravitatorias de taludes profundos (DSGSD, por sus siglas en inglés) facilitan una interacción agua-roca más profunda. Los AHP se forman cuando las aguas ácidas se mezclan con las no ácidas. El Cambio climático y las sequías potencian el fenómeno y la elevación a la que se inicia, que ha escalado cientos de metros en los últimos tiempos. Las

tasas crecientes son comparables con las tasas ascendentes estimadas de los límites periglaciales en la región, lo que sustenta la relación propuesta entre los efectos del calentamiento dependiente de la elevación y la intensificación de ARD.....82

Figura 4.1: Distribución y cobertura regional de paisajes termokarst en la región de permafrost circumpolar boreal norte y tundra (Olefeldt et al., 2016). La cobertura se clasifica como "Muy alta" (60% a 100% de cobertura regional), "Alta" (30% a 60%), "Moderada" (10% a 30%), "Baja" (1% a 10%) y "Ninguna". (0–1%). Los símbolos de estrellas amarillas indican sitios de estudio, descritos en la literatura, de accidentes geográficos termokarst característicos de cada paisaje termokarst (Tabla complementaria 4-6) en Olefeldt et al. (2016). 91

Figura 4.2: Ubicación del área de estudio. Fuente de imagen base: ESRI Satellite. Proyección mapa global: WGS 84 / Pseudo-Mercator. Proyección Mapa local: WGS 84 / UTM zone 34N.....93

Figura 4.3: Modelo general de formación del núcleo congelado (1) de la palsa en la turbera (2) con sustrato de Till limoso (3). (A): el comienzo de la temporada de deshielo. (B): el final de la primera temporada de deshielo. (C): palsa embrionaria. (D): palsa joven. €: palsa madura. (F): antigua palsa derrumbada rodeada por un gran cuerpo de agua. (G): palsa completamente descongelada formando un estanque circular en el lodo (5). La turba descongelada se descompone (4). (H): comienza la formación de nueva turba (6) en el estanque. (Seppälä, 2006).....96

Figura 4.4: Mapa del basamento geológico (fuente: Servicio Geológico Sueco, http://www.sgu.se/sgu/sv/produkter-tjanster/kartvisare/index.html) 99

Figura 4.5: Afloramiento de los *esquistos duros de Abisko*. (A) Vista panorámica en límite oeste de la Palsa de Stördalen. (B) Detalle del afloramiento donde se observa una foliación definida por bandas leucocráticas y melanocráticas de 2 a 3 mm de espesor y plegadas. 100

Figura 4.6: Modelo de circulación de flujo en la turbera en el sector NO de la turbera de Stördalen. (modificado de Olefeldt y Roulet, 2012) (fuente ortofotografía CNES-Airbus, 2022). 103

Figura 4.7: Aspecto de cada zona de la Palsa en imagen satelital (fuente: ortofotografía CNES-Airbus, 2022) en la que se identifican los diferentes dominios cartigrafiados.

Sobreimpuesto se indica la traza del perfil ERT 6 que atraviesa las interfases entre los tres dominios. 105

Figura 4.8: Situación de perfiles geofísicos ERT, los perfiles largos se capturaron con espaciados interelectródicos de 0,5 m y los largos de 2 (fuente: ortofotografía CNES-Airbus, 2022). 106

Figura 4.9: Cartografía geomorfológica de los diferentes dominios evolutivos en la turbera de Stördalen, sobre base ortofotográfica (fuente: CNES-Airbus, 2022). Proyección WGS 84 / Datum: UTM-34N.....107

Figura 4.10: Vistas del límite entre la palsa intacta y la palsa colapsada. (A) Vista hacia el este donde puede observarse la zona deprimida de palsa colapsada al frente de la foto y la zona de mesa elevada (palsa intacta) detrás. Arriba a la izquierda puede verse el Lago Villasjön. (B) Vista hacia el norte. (C) Vista hacia el sur del dominio de palsa intacta en transición a la palsa degradada en la que se generan *rills* que evolucionan a *thermokarst water tracks*. 108

Figura 4.11: Morfología de la Palsa degradada. Vista hacia el sureste ubicada en el sector sur de la turbera.....109

Figura 4.12: Morfología de la Palsa colapsada ubicada en el sector sur de la Palsa.....109

Figura 4.13: Morfología superficial de la Palsa. (A) Fotografía de depresión subcircular. (B) Fotografía de depresión lineal (*thermokarst water track*) con presencia de agua congelada en el momento de la campaña (noviembre 2018). (C) Ortofotografía donde se indica con flechas naranjas la depresión lineal y en flechas azules las depresiones subcirculares (*thaw holes*).....110

Figura 4.14: Interpretación de imágenes de inversión de resistividad de los perfiles de la zona norte de la turbera. (A) ERT6 y (B) ERT4, donde se aprecia la correlación entre los distintos dominios de resistividad y estadios evolutivos de e degradación de la palsa. Escala vertical logarítmica. Situación en Figura 4.8.....112

Figura 4.15: Perfiles geoeléctricos largo y corto del sector norte. (A) Imagen satelital con el detalle de la ubicación de los perfiles ERT 4 y ERT6. (B) Imágenes de inversión de resistividad que atraviesan distintos sectores de la palsa (intacta, degradada y colapsada), sobre cada sección se muestra un recorte de la imagen satelital donde se aprecia una

correspondencia entre la morfología superficial de la palsa y los grupos de resistividades (fuente: ortofotografía CNES-Airbus, 2022). 113

Figura 4.16: Perfiles geoeléctricos para sección quasi-3D. (A) Imagen satelital con el detalle de la ubicación de los perfiles ERT 1, ERT 2 y ERT3. (B) Imágenes de inversión de resistividad que atraviesan distintos sectores de la palsa (intacta, degradada y colapsada), sobre cada sección se muestra un recorte de la imagen satelital donde se aprecia una correspondencia entre la morfología superficial de la palsa, en transición a la zona pantanosa sur, y los grupos de resistividades (fuente: ortofotografía CNES-Airbus, 2022). 114

Figura 4.17: Clasificación morfológica de la turbera principal de Stördalen. La máscara blanca corresponde a la palsa en desarrollo elevada (intacta), la máscara amarilla a la palsa degradada con relieve más bajo y heterogéneo, la máscara naranja a la palsa colapsada con alta presencia de depresiones húmedas y relieve local nulo. (A) Estado de turbera en 2008. (B) Turbera en 2022. El recuadro indica la posición de la Figura 4.20. Fuente: Lantmäteriet/Metria (captura de la imagen correspondiente al 01/01/2008) y CNES-Airbus (captura de la imagen correspondiente al 24/08/2022). 115

Figura 4.18: Evolución en las tasas de degradación de los ambientes ombrotróficos de permafrost a ambientes minerotróficos húmedos en las últimas 5 décadas. Christensen et al. (2004) y Varner et al. (2021) para el periodo 1970-2014 y este trabajo para el 2008-2022. 117

Figura 4.19: Condiciones de transmisión de calor en sistemas de talik aislado (a) o conectado con a la circulación sub-permafrost (b) (Scheidegger y Bense, 2014). 120

Figura 4.20: Estimación de las tasas de erosión latera del permafrost (equivalente al retroceso de los ambientes de palsa y palsa degradada respecto de la palsa colapsada), en la zona sur de la turbera de Stördalen (Figura 4.17), para el periodo 2008-2022:.....121

Figura 4.21: Interpretación de imágenes de inversión de resistividad. A) ERT01: Zona sur de la Palsa. B) ERT 04: Zona norte de la Palsa. 123

Figura 4.22: Perfil vertical de temperatura de Kursflaket para el periodo 1980-2002 (datos de septiembre) y 2009 (media anual). Las líneas discontinuas indican el espesor aproximado del permafrost (datos actualizados de Johansson et al. 2008) en (Johansson et al., 2011).....124

Figura 5.1: Ubicación del área de estudio. Fuente de imagen base: Google Satellite. Proyección mapa global: WGS 84 / Pseudo-Mercator. Proyección Mapa local: WGS 84 / UTM zone 21S. 128

Figura 5.2: Distribución del permafrost en la Antártida (Bockheim y Hall, 2002). Las áreas sin hielo se presentan en negro, la distribución probable del permafrost subglacial debajo de la capa de hielo antártica se presenta como áreas sombreadas, los lagos subglaciales se representan con una cruz; Las isotermas de temperatura media anual del aire de −8 °C y −1 °C se toman de Weyandt (1967). 129

Figura 5.3: Situación de perfiles geofísicos y ubicación de los sensores de temperatura del suelo. 137

Figura 5.4: Mapa geomorfológico de la Base Carlini. 138

Figura 5.5: Depósitos de till sobre los cuales se apoyan los edificios. Al fondo el cuello volcánico del Cerro Tres Hermanos. 139

Figura 5.6: Depósitos de fondo del valle del arroyo Matías hacia su desembocadura en el ámbito de la Base Carlini. 140

Figura 5.7: Laguna costera en la desembocadura del arroyo Matías. 141

Figura 5.8: Nivel de terraza marina a +5 m s.n.m.. A) Expresión de la terraza al oeste. B) Expresión de la terraza al este....141

Figura 5.9: Morfologías de playa emergidas. A) vista panorámica. B) Vista lateral. 142

Figura 5.10: Faja de cordones litorales parcialmente cubiertos por vegetación. 142

Figura 5.11: Vistas de la playa actual. (A) Vista hacia el oeste. (B) Vista hacia el este de los diferentes dominios de playa. 1. Playa húmeda; 2. Intramareal. 3. Playa seca. 143

Figura 5.12: Retroceso de la línea de costa para el periodo 2009-2023. Se estima un retroceso una tasa de retroceso de ~18,5 cm/año. 145

Figura 5.13: Perfiles de tomografía sísmica de refracción. 148

Figura 5.14: principales unidades geomorfológicas en el entorno de la base Carlini. 149

Figura 5.15: Resultados de la tomografía eléctrica de resistividades ERI01, llevada a cabo sobre la traza del perfil SRT04.....150

Figura 5.16: Datos climáticos y su incidencia en la temperatura del suelo. A) Temperatura media mensual atmosférica serie histórica desde 1988 al 2022; B) Temperatura media mensual atmosférica serie 2012-2022. C) Temperatura del suelo a distintas profundidades (T1, T2, T3 y T4) y Temperatura media diaria atmosférica (y la representación de la media móvil). Las escalas de las Temperaturas del suelo y las atmosféricas son distintas para su mejor visualización. 153

Figura 5.17: Secuencia de congelamiento de la superficie del mar y concentración de hielo marino en la Caleta Potter entre los días 08/08/2023 al 13/08/2023. 154

Figura 5.18: Relación entre la temperatura local y el índice de concentración de hielo marino (%SIC), para el periodo 1979-2019. (A) índices de correlación (Pearson) entre la temperatura a 2m y el SIC para la región antártica. El punto amarillo indica la posición de la caleta Potter (B) Anomalía en % del SIC para la Caleta Poter (62.24ºS, 58.66ºW) y (C) Anomalía en la temperatura a 2 m para el mismo periodo (fuente datos de temperatura: ECMWF *European Reanalysis Interim* (ERAI) [0.75°x0.75°]; datos de SIC: *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC); créditos imagen ClimateReanalizer, Climate Change Institute, University of Maine. 156

Figura 6.1: Ubicación del área de estudio. Fuente de imagen base: ESRI Satellite. Proyección mapa global: WGS 84 / Pseudo-Mercator. Proyección Mapa local: WGS 84 / UTM zone 21S.....166

Figura 6.2 : Contexto geomofológico de detalle de la Casa de Botes y sus inmediaciones. (A) Vista hacia el sur, FM) Frente montañoso, PM) Piedemonte, TM) Terraza marina, FV) Fondo de valle, LV) Laboratorio Valverdú; (B) FM) Frente montañoso, TM) Terraza marina, FA) Frente acantilado, Pl) Playa, PF) Planicie fangosa CB) Casa de botes. 171

Figura 6.3: Mapa de ubicación de los ensayos in-situ y localización de muestras.....173

Figura 6.4: Mapa Geomorfológico, con la ubicación de los edificios.....174

Figura 6.5: Frente acantilado. A) Vista desde el oeste donde se observa la altura máxima del escarpe (indicado con flecha roja) y las ondulaciones sobre la terraza (flecha verde); B) Vista desde el N del frente del escarpe con distintas alturas (la foto se encuentra distorsionada por ser de tipo panorámica) en línea punteada el se indica el talud. 175

Figura 6.6: Movimientos gravitatorios asociados al acantilado marino. A) La estaca se encuentra subvertical indicando desprendimiento mediante rotura plana; B) Vista del escarpe donde se indica mediante flechas verdes las grietas de tracción y mediante una flecha roja la cicatriz curva de un deslizamiento. 177

Figura 6.7: Otras morfologías asociadas al retroceso costero. A) Pilar marino. B) Valle colgado. 178

Figura 6.8: Características fluviales. A) Imagen satelital donde se indica con corchete azul las cabeceras de los arroyos lindantes a la terraza y flechas verdes ejemplos de cursos con desarrollo de canal principal y tributarios; con flechas anaranjadas los pequeños (imagen satelital del 24/10/2016 provista por Maxar Technologies Airbus) Nótese la presencia de heleros permanentes o semipermanentes hacia las cabeceras. B) Erosión de borde de canal, con flecha roja se señala la base de la CB a metros del meandro y con flecha verde el aporte de agua por derretimiento del acopio de hielo. C) Diseño subparalelo en zonas de cabecera; D) Diseño dendrítico de textura gruesa en zona de transferencia y desembocadura. 180

Figura 6.9: Carcavamiento en las inmediaciones del laboratorio. A) Cárcava 1: vista general de la cárcava donde se muestra que uno de los brazos ya está próxima al laboratorio y detalle de la vista desde la desembocadura; B) Cárcava 2: vista general de la cárcava donde se muestra que ya está próxima al laboratorio; C) Cárcava 3: vista general de la cárcava próxima al Laboratorio. 181

Figura 6.10: Evidencias de tubificación. A y B) presencia de tubos en otras terrazas marinas al oeste; C) vista del frente acantilado donde la persona indica la orientación de la cárcava, con flecha roja los tubos y con flecha verde la discontinuidad subvertical y detalle de la salida de los tubos visa de frente; D) Cárcava en superficie correspondiente a las fotografías anteriores E) superficie pop-corn; F) Superficie pop-corn desarrollada por el escurrimiento lento debido a la estructura metálica.....183

Figura 6.11: Geoforma característica de erosión dispersiva, ejemplo de “sombrero de hadas” vista de dos ángulos distintos. 184

Figura 6.12: Vista del frente acantilado. A) Separación en sector Oeste (U2) y Este (U1); B) Contacto entre las U1 y U2; C) Contacto entre las U1 y U3; D) Detalle de U1 sin cobertura de la U3; E) Vista en planta de la U1 Conglomerado polimíctico con clastos sub angulosos a redondeados y tamaño de megaclastos guija y guijarro. F) Contacto entre unidad 1 (U1)

y 2 (U2) F) sobre lateral de valle en la terraza inmediatamente contigua al oeste, al fondo se ubica la Casa de Botes. 186

Figura 6.13: Resultados de DCPL. A) N° 04 sector Norte; B) N° 08 sector Norte; C) N° 15 sector Este; D) N° 19 sector Este; E) N° 21 sector sureste y F) N° 23 sector Sureste. ..188

Figura 6.14: Calicata. A) Perfil de suelos. B) Contenido de hielo en sedimentos de la base de la calicata. C) Termómetro de contacto midiendo temperatura del permafrost. 189

Figura 6.15. Representación del permafrost. A) Perfil topográfico, espesor de capa activa y techo del permafrost con dirección aproximada Norte Sur; B) Perfil geoeléctrico mediante pseudosección (figura superior) y resistividades reales (figura inferior). C) Curvas de resisitivadad de campo, modelizada y real características del estudio. 191

Figura 6.16: Datos climáticos y su incidencia en el suelo y el pack de hielo marino. A) Temperatura media mensual atmosférica serie histórica desde 1972 al 2022; B) Temperatura media mensual atmosférica serie 2013-2022 y representación de los ciclos de congelamiento y descongelamiento del pack de hielo marino. C) Temperatura del suelo a distintas profundidades (T1, T2, T3 y T4) y Temperatura media diaria atmosférica (y la representación de la media móvil). Las escalas de las Temperaturas del suelo y las atmosféricas son distintas para su mejor visualización 195

Figura 6.17: Análisis multitemporal de imágenes satelitales con identificación del ciclo de congelamiento y descongelamiento del pack de hielo marino. Fuente: Landsat 8-9 OLI/TIRS.....199

Figura 6.18: Depósitos de heleros permanentes o semipermanentes y erosión fluvial. A) Acumulación de sedimentos finos en contacto con masa de hielo; B) Acumulación de sedimentos finos en forma de abanico en contacto y delante de masas de hielo; C) Zona de acumulación de sedimentos finos (flechas verdes) D) Se muestra el borde erosivo del canal (flecha roja) y un desmoronamiento asociado a la erosión del canal (flecha verde) 204

Figura 6.19: Clasificación de terrazas según la cobertura de la U1. Se corresponden con las terrazas de oeste a este mapeadas en la figura 1. A) Cobertura completa, B) Cobertura relíctica, C) Cobertra completa; D) E) F) G) Cobertura parcialmente erosionada. 206

Figura 7.1: Tipos de equilibrio en Geomorfología. (Chorley y Kennedy, 1971). 210

Figura 7.2: Equilibrio dinámico metaestable indicando la representación del umbral actual y del período estudiado. Modificado de Chorley y Kennedy (1971).....211

Figura 7.3: Diferentes respuestas potenciales un sistema geomorfológico frente al cambio climático (Marston, 2010).....212

Figura 7.4: Representación de escalas espaciales y temporales implicadas en la evolución litoral donde se señala la magnitud de los procesos más conspicuos de cada caso de estudio. (Modificado de Cowell y Thom, 1994, en Woodroffe, 2002).....213

Índice de tablas

Tabla 1.1: Objetivos específicos para cada caso de estudio.....20

Tabla 2.1: Ensayos realizados, método enmpleado y denominación del estudio ó modelo del equipo de medición. 50

Tabla 2.2: Síntesis metodológica para cada caso de estudio. 52

Tabla 3.1: Análisis físico-químico de muestras de agua. BM son muestras del sector de Baiau (agosto-2018), APM del Port Vell – Pica Roja (septiembre-2018), B2M Baiau (octubre-2018) y AX Aixeus - Monteixo (mayo-2019). Ningún valor indica resultados por debajo del límite de detección (LoD). 1 arroyo, 2 lago, 3 manantial, 4 fuente. 88

Tabla 3.2: Máximos sucesivos en la elevación (m s.n.m.) a la que los compuestos de precipitación de Al (AHP) cubren los lechos de los diferentes arroyos del NVC y zonas aledañas, a lo largo del período 1945-2012; y tasas crecientes de largo plazo (m/década) para los períodos 1945-2012 y 1945-2018. Ubicación de los arroyos en Figura 3.14. En **negrita**, los años en que se alcanzó el máximo absoluto para el período general. 89

Tabla 4.1: Porcentaje del área que ocupa cada clase morfológica respecto del total, y su evolución durante el periodo de observación. 116

Tabla 6.1: Morfometría de las cárcavas.....182

Tabla 6.2: Resultados de DCPL. 187

Tabla 6.3: Resultados de laboratorio indicando la granulometría, el porcentaje de humedad natural (**H**), el límite líquido (**LL**), el índice de plasticidad (**IP**), la clasificación de suelos según el United Soils classification sistema (**USCS**), la densidad natural (**δ**), Los tipos de arcilla obtenido mediante difracción de rayos X (**DRX**), la relación de absorción de sodio (RAS) obtenida mediante el estudio de fluorescencia de rayos X (**FRX**), el porcentaje y grado de dispersión obtenido mediante el método de Doble Hidrómetro (**DH**), y la dispersividad obtenida a partir del Pinholetest (**PHT**).....192

Tabla 7.1: resumen de las características, las problemáticas más conspicuas, sus causas y la magnitud de los procesos de los cuatro casos de estudio. 217

Tabla 7.2: Tabla de síntesis de las consecuencias de los aumentos de temperaturas y los resultados de las mismas. (Nota: si bien el aumento de la capa activa y disminución del

techo del permafrost es un proceso único, se separa en la presente clasificación para mayor comprensión de las consecuencias que el proceso genera). *No serán objeto de discusión, puesto que estudio ha excedido los objetivos marcados para esta tesis.....218

Tabla 7.3: Resumen del tipo de evidencia que comprueban las consecuencias del aumento de temperaturas.....228

Estructura de la tesis

La tesis se desarrolla en 8 capítulos, en el **Capítulo 1** introductorio se describe la problemática general que aborda el trabajo, se incluye la hipótesis de trabajo, los objetivos, la ubicación, la justificación, el marco conceptual y una breve introducción a los cuatro casos de estudio abordados, los cuales corresponden a ambientes periglaciares de diversa latitud y altitud.

El **Capítulo 2** explica la metodología adoptada, tanto a nivel general, como los métodos particulares correspondientes a cada uno de los casos de estudio. Se describen las etapas de análisis de antecedentes y sensoramiento remoto, de las medidas directas e indirectas en el terreno, de los ensayos de laboratorio y del análisis hidrometeorológico.

La parte fundamental de la tesis está formada por los **Capítulos 3, 4, 5 y 6** en los cuales se desarrolla la investigación realizada para cada caso de estudio. El **Capítulo 3** corresponde al estudio de alta montaña en el ámbito de los Pirineos centrales de España. El **Capítulo 4** expone la investigación de una zona polar en el norte de Suecia. En los **Capítulos 5** y **6** se estudian dos regiones en latitud subpolar ubicadas en Antártida.

En el **Capítulo 7** se aborda la discusión de los resultados obtenidos en cada caso particular, así como la relación que existe entre ellos y la predicción de posibles escenarios a futuro. Dichos resultados se analizan y contextualizan, destacando su relevancia en el contexto de la literatura existente, se proponen posibles interpretaciones e implicaciones en un contexto de Calentamiento Global y, en base a los nuevos interrogantes que surgen del presente aporte, se mencionan las posibles direcciones de investigación futura que se podrían realizar a partir de la presente tesis.

Por último, en el **Capítulo 8** de conclusiones se enumeran de manera concisa los hallazgos más relevantes de la presente tesis, tanto a nivel particular de cada zona de trabajo, como a nivel general de las regiones polares, subpolares y de alta montaña. Se expone su relevancia en relación con los objetivos planteados, así como sus posibles implicaciones.

El orden de los capítulos se ha diseñado de acuerdo con una secuencia lógica, en la que los diferentes casos de estudio se utilizan para (i) probar la hipótesis básica de investigación (**Capítulo 3**) y (ii) analizar su consistencia (**Capítulos 4**, **5** y **6**).

Para ello, el **Capítulo 3** trata sobre la observación de un proceso de alteración hidroquímica severa en una cuenca de alta montaña, que tiene un marcado control geomorfológico y climático. En este caso, se realiza un análisis de la evolución a lo largo de un periodo de más de 70 años, que registra los periodos tanto pre- como post-industriales, y, por lo tanto, la actual aceleración en la tasa de calentamiento. Los resultados de dicha investigación ya han sido publicados por Zarroca et al. (2021). El **Capítulo 4** ilustra un caso de estudio en el que es posible aplicar un análisis geomorfológico bajo el concepto ergódico, que asume que un sistema geomorfológico pasa por diferentes configuraciones y estados a lo largo del tiempo y que todas ellas podrían manifestarse en diferentes espacios en un mismo tiempo. Este concepto puede resultar especialmente útil en la comprensión de la evolución de las formas del paisaje controlados por factores climáticos, y en este caso se aplica a la observación de la degradación de los márgenes de permafrost discontinuo en ambientes de turbera en regiones climáticas subpolares. Los **Capítulos 5** y **6** tratan de aplicar la hipótesis de investigación a el estudio sistemas geomorfológicos de respuesta rápida y altas tasas de cambio, como son los procesos erosivos que afectan a las costas antárticas. Dichos procesos se ven acelerados por el propio aumento de la temperatura y por procesos paraglaciares de rebote isostático, derivados de dicho aumento.

Financiación

Los fondos para la realización de las campañas, los análisis de laboratorio y de gabinete fueron obtenidos a partir de diversos proyectos e instituciones que se detallan a continuación:

Proyecto *Advanced multifunctional nanostructured materials applied to remove arsenic in argenitinian groundwater* (NANOREMOVAS), financiado por la Comunidad Europea, dentro de las acciones Marie-Curie, Horizon2020.

Proyecto Acidificación de las masas de agua de alta montaña y su relación con el cambio climático, toxicidad e implicaciones en la Biodiversidad (AMiCC), en el contexto de los Pirineos, financiado por la Fundación Biodiversidad, (Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico) (Cambio Climático–2017, PRCV00604).

Proyecto Relevamiento geotécnico en casa de botes y pista de aterrizaje del “Aeródromo Marambio”, financiado por la Dirección Nacional del Antártico, de Argentina.

Proyecto “Relevamiento geotécnico en la Base Científica Carlini”, financiado por la Dirección Nacional del Antártico, de Argentina.

Los estudios complementarios, de laboratorio y de gabinete fueron realizados y apoyados por el Instituto Nacional de Tecnología Industrial de Argentina y la Universitat Autònoma de Barcelona.

Acrónimos

CC: Cambio climático

CG: Calentamiento global

CMEMS: *Copernicus Marine Service*

DAM: Procesos de drenaje ácido de mina

DAN: Drenaje Acido Natural

DSGSD: *Deep seated gravitational slope deformation*

EDW: *Elevation dependent warming*

ERT: Tomografía eléctrica de resistividades

GMSL: *Global mean sea-level*

GMST: *Global mean surface temperature*

LGM: *Last Glacial Maximum*

MAAT: *Mean annual air temperature*

MAGT: *Mean annual ground temperature*

MDT: Modelo digital del terreno

OMS: Organización Mundial de la Salud

RCP: *Representative Concentration Pathway*

RRR: *Recent rapid regional warming*

SGU: Servicio Geológico Sueco

SRT: Tomografía sísmica de refracción

TTOP model: *Temperature at the top of the permafrost*

Capítulo 1

1 Introducción y antecedentes

La temperatura media anual a escala global (*global mean surface temperature*-GMST) ha aumentado del orden de aproximadamente 1,5-1,8°C desde mediados del siglo pasado (Sánchez-Lugo et al., 2018; Kaufman et al., 2020). Este aumento podría haberse acelerado por la acción antropogénica durante el periodo industrial (IPCC, 2014, 2019, 2022) en lo que puede denominarse “calentamiento reciente” (e.g. Lobell y Field, 2007; Adam, 2024; Witza, 2024). Si bien los cambios hidro-climáticos inducidos por dicho calentamiento han sido ampliamente abordados en la literatura, sus efectos sobre los procesos hidrológicos y geomorfológicos son mucho menos conocidos (East y Sankey, 2020), a pesar de ser el clima uno de los factores ambientales que ejercen un mayor control sobre dichos procesos (e.g. Rinaldo et al., 1995; Harrison, 2009; Lane, 2013).

La compilación e interpretación de los registros paleoclimáticos han permitido estimar las tasas de cambio en la temperatura desde el último máximo glaciar (*Last Glacial Maximum* - LGM), que podrían haber alcanzado los ~15ºC en algunas regiones del Planeta (e.g. Tierney et al., 2020) (Figura 1.1a). Por otra parte, el registro instrumental disponible indica que a partir de 1910s y especialmente los 1980s se está produciendo una aceleración sostenida en las tasas de calentamiento, siendo la temperatura promedio de la superficie de la Tierra en 2023 la más cálida registrada desde que se comenzaron a llevar registros en 1880 (Figura 1.1b). Los datos registrados presentan patrones espaciales distintos para los distintos años. Por ejemplo, las anomalías claramente positivas en el hemisferio norte de los últimos años (Figura 1.1c1) contrastan con las negativas en 1884 (Figura 1.1c2). No obstante, las tendencias generales observadas apuntan de manera clara a una fase sostenida de calentamiento, que indicaría que la GMST habría sido ~1,3ºC más fría en el periodo pre-industrial de finales del siglo XIX, con tasas de calentamiento del orden de +0,23 ºC/década, siendo los 10 años más recientes los más cálidos registrados hasta la fecha (fuente: https://climate.nasa.gov/).

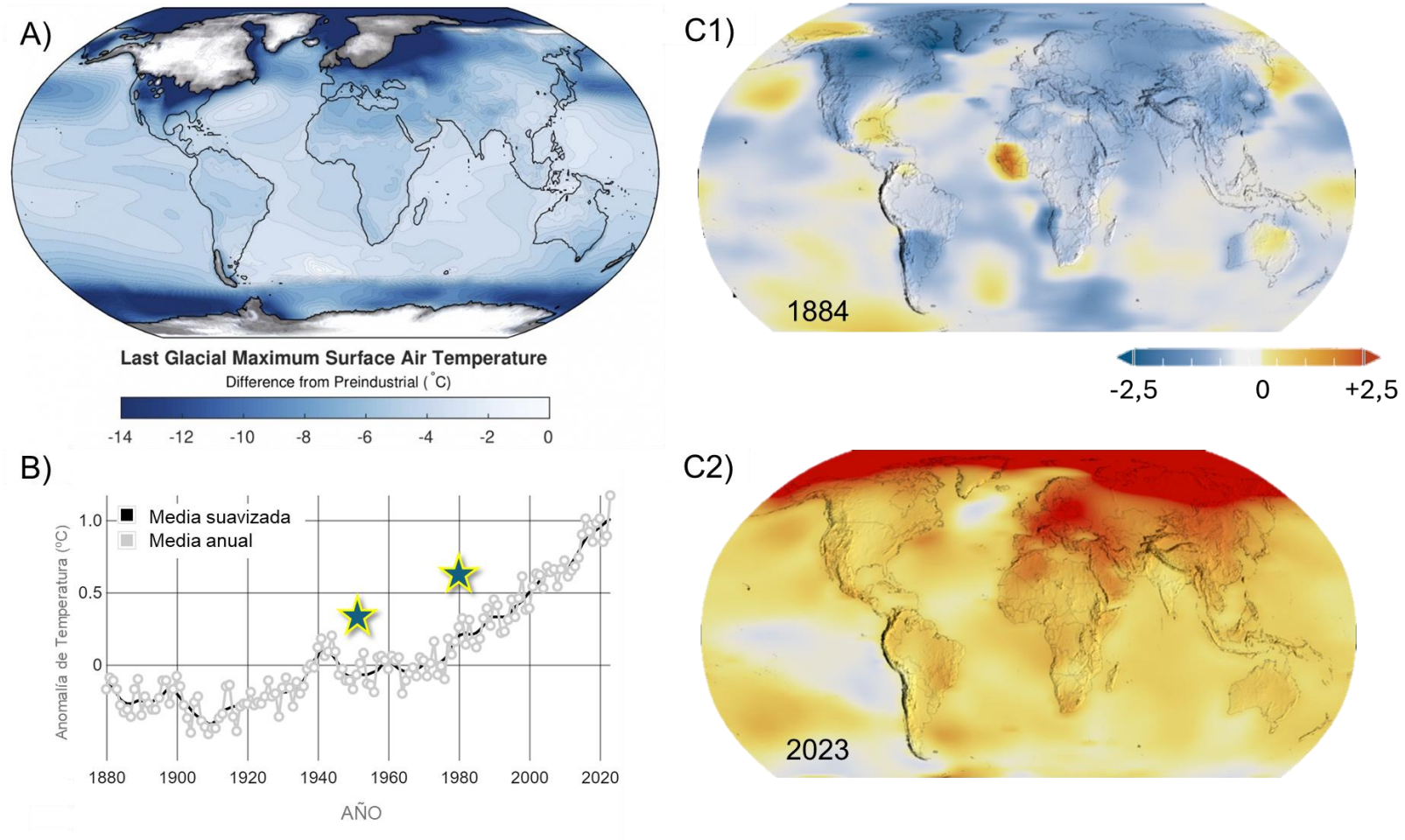


Figura 1.1: (A). Incremento de temperatura del aire en superficie desde el último máximo glaciar (LGM), mostrando el incremento de temperatura hasta la época Preindustrial. Las masas de hielo están sobre impuestas en blanco (Tierney et al., 2020). (B) Gráfico que muestra el cambio temperatura media anual a escala global (*global mean surface temperature*-GMST) en comparación con el promedio a largo plazo de 1951 a 1980 (estrellas sobreimpuestas al gráfico). La temperatura superficial promedio de la Tierra en 2023 fue la más cálida registrada hasta la fecha (fuente: climate.nasa.gov). (C) Variación de la variación de la temperatura global en superficie respecto el promedio, en 1984 (C1) y (C2) (fuente: climate.nasa.gov).

Como ya se ha mencionado, la variación climática no es homogénea a lo largo de todo el Planeta, dando lugar a aumentos de temperatura de distinta magnitud según la localización geográfica (Hansen et al., 1999). En este sentido, las tasas de calentamiento son claramente superiores en las regiones Polares, debido a los efectos de amplificación Ártica y Antártica (*polar amplification*) (Huang et al., 2017; Stuecker et al., 2018), y en la alta montaña a consecuencia *del elevation dependent warming* (EDW) (Pepin et al., 2015). A modo de ejemplos, la Península Antártica se encuentra dentro de un área de rápido calentamiento (*recent rapid regional warming*- RRR) en el cual la temperatura ha aumentado casi 3°C (ca. 2,5°C) desde mediados del siglo pasado (Vaughan et al., 2003; Meredith and King, 2005; Turner et al., 2016). De modo análogo, la temperatura media anual del aire en las regiones al norte de 65º N (árticas y subárticas) ha aumentado entre 2 y 3°C desde la década de los 1950's, casi el doble de la tasa del resto del mundo (Serreze et al., 2000; ACIA, 2005; Schuur et al., 2015), habiéndose multiplicado casi x4 desde 1979 (Rantanen et al., 2022). En las regiones de alta montaña, el calentamiento ha alcanzado hasta +0,8°C/década en la Meseta Tibetana desde los últimos 50 años (Pepin et al., 2015), y +0,5°C/década en los Alpes europeos desde la década de 1980 (EEA, 2009). En los Pirineos, a su vez, la temperatura media ha subido ca. +0,2 a +0,4°C/década desde la década de 1950, lo que supera en un 30% el promedio mundial (OPCC-CTP, 2018).

A pesar de que el papel del calentamiento global como agente geomorfológico ha sido documentado en diferentes contextos (e.g., Gruber et al., 2004; Linares et al., 2017; Shugar et al., 2017), el conocimiento que se tiene sobre los efectos que éste puede tener a escala regional es aún muy limitado (East y Sankey, 2020). Esto es debido a que el periodo atribuido al moderno calentamiento global es de tan sólo ~70 años (desde los 1950's), siendo especialmente acusado desde los 1980's (Karl y Trenberth, 2003, IPCC, 2014, 2019, 2022), lo que dificulta notablemente el análisis de los posibles efectos que el calentamiento global pueda tener sobre dinámicas regionales con tasas de cambio lentas.

La comunidad científica viene alertando de los posibles cambios que la tendencia actual de calentamiento puede provocar sobre los distintos factores climáticos y ambientales que controlan las dinámicas geomorfológicas e hidrológicas a escala global. Algunos de estos factores pueden ser:

a. Intensificación del ciclo hidrológico, cambios en los patrones de precipitación e incremento de los eventos extremos (p. ej. Huntington, 2010; Koutsoyiannis, 2020; Martinez-Villalobos y Neelin, 2023). Se espera que el calentamiento global aumente la evaporación y la capacidad de retención de agua en la atmósfera, lo que puede

intensificar el ciclo hidrológico. Esto puede llevar a un aumento en eventos extremos como lluvias intensas y sequías prolongadas. A modo de ejemplo, de acuerdo con la relación de Clausius-Clapeyron, la intensidad de la precipitación extrema puede aumentar del orden de 7% por cada ºC de calentamiento (p. ej. Allen y Ingram, 2002). Además de en la intensidad, el calentamiento pude tener efectos en la distribución, frecuencia y naturaleza (agua/nieve) de las precipitaciones. Estos cambios pueden alterar significativamente las condiciones de disponibilidad de agua, así como en sus condiciones de circulación de flujo, dado que inciden en los niveles de carga hidráulica e interrelaciones entre las distintas masas de agua, tanto superficiales como subterráneas.

b. Deglaciación y aumento relativo del nivel del mar. El aumento de la temperatura del aire trae consigo el derretimiento del hielo continental, lo que contribuye al ascenso del nivel del mar a escala global (*global mean sea-level* - GMSL). Periodos de aumento rápido GMSL >10 mm/año han sido registrados desde el LGM (p. ej. Schuerch et al., 2018). El GMSL se ha elevado 21 cm entre 1900 y 2020, lo que supone un valor promedio de ascenso de ~1,7 mm/año (Fox-Kemper et al., 2021; Palmer et al., 2021). Destacable es que la tasa de elevación se ha acelerado hasta casi el doble (~3,3 mm/año) para el periodo 1993–2018, coincidiendo con el aumento significativo de la temperatura GMST registrado a partir de los años 1990s. Durante ese periodo, la tasa de calentamiento ha escalado hasta valores >0,2 ºC/década (Samset et al., 2023), pero más alarmante es que la aceleración de dicha tasa ha sido de 0,012–0,03 ºC/década/década, desde 1973. El aumento en el GMSL tiene claras implicaciones tanto en los ecosistemas costeros como en las partes medias y altas de las cuencas, puesto que constituye el nivel de base que regula los procesos de erosión-sedimentación, así como las relaciones hidráulicas entre las aguas continentales y las marinas. Por lo tanto, a los procesos de inundación costera y pérdida de hábitats litorales, se le pueden añadir otros efectos como son los cambios en los patrones de corrientes y mareas, intensificación de la erosión costera, salinización de acuíferos, así como los mencionados cambios en las dinámicas de erosión-sedimentación a diferentes escalas, p. ej. la reactivación de la acción erosiva en la cabecera de algunas cuencas y el aterramiento de los sistemas fluviales en las partes más bajas. A modo de ejemplo, Edmonds et al. (2020) estimaron que una población ~340 millones de habitantes habitan en zonas especialmente vulnerables a los procesos de inundación costera, que se verán agravados a consecuencia de la intensificación de los ciclones y ascenso del mar inducidos por el cambio climático. En este sentido, se estima que el

aumento del nivel del mar en algunas costas podría ascender 0,3 m hacia 2050 (Ohenhen et al.2024), pudiendo superar valores de 1 m en 2100 (Figura 1.2). Lo que sumado a otros procesos como la subsidencia litoral, debida a la consolidación sedimentos deltaicos holocenos y rellenos antrópicos podrían causar la inundación de casi 1.500 km^2 sólo en las costas de USA, lo que podría subestimar el área susceptible a inundarse hasta en un 90% (Shirzaei y Bürgmann, 2018).

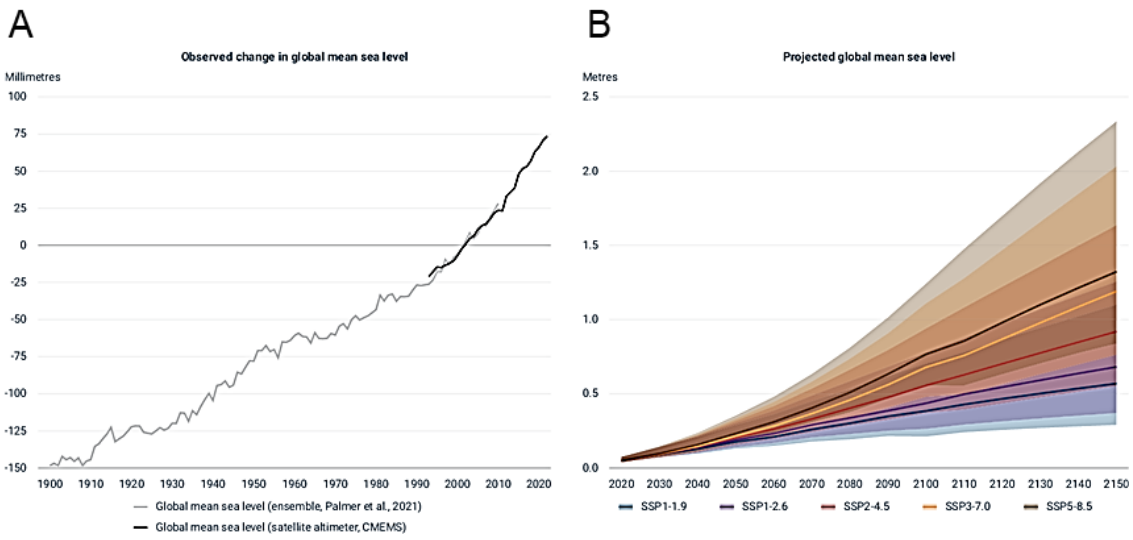


Figura 1.2: (A). Aumento del nivel medio global del mar desde 1900 hasta 2022. Fuentes: Palmer (2021); CMEMS-Copernicus Marine Service con correcciones de Legeais et al. (2020) y Peltier (2004). (B) Proyecciones globales del nivel medio del mar bajo diferentes escenarios de Vías Socioeconómicas Compartidas (SSP). Fuente European Environment Agency (https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/figures/observed-change-in-global-mean-3).

c. Cambios en la morfología y en los procesos de las cuencas-sistemas geomórficos. La alteración en los factores climáticos como la temperatura, el régimen de precipitaciones y de circulación de vientos controlan la evolución de las procesos y formas de los paisajes (Ahnert, 1998). Es por ello por lo que numerosos autores utilizan el concepto de zonación morfoclimática como la unidad sistémica para englobar aquellas áreas en las que se dan unos procesos y formas característicos (Gutiérrez y Gutiérrez, 2013 y sus citas). Chorley et al. (1984) describió como, a partir de escalas del orden de 106–107 km^2, los factores ambientales climáticos son los de mayor influencia en la geomorfología, mientras que para escalas inferiores (104–105 km^2), ésta pasa a estar controlada en mayor medida por aspectos intrínsecos de tipo litológico y/o estructural. De este modo, se pueden definir diferentes regiones morfoclimáticas de acuerdo con variables como la temperatura y régimen de precipitaciones (Figura 1.3). De especial importancia para esta tesis son las zonas

periglaciares, dominadas por las bajas temperaturas y particularmente aquellos morfosistemas que se encuentra en las zonas limítrofes entre los dominios glaciar-periglaciar y periglaciar-no glaciar. De manera general, se puede considerar que cuando la temperatura media anual del aire (*mean annual air temperatures*-MAAT) se sitúa por debajo de +3ºC, el hielo intersticial puede persistir durante largos periodos de tiempo durante el año, o durante varios ciclos estacionales (permafrost), lo que se considera como un ambiente periglaciar (p. ej. French, 2011, 2018). En contraposición, los ambientes glaciares corresponderían a aquellos en los que la temperatura se mantiene de manera constante por debajo 0ºC a lo largo de todo el año. De acuerdo con la terminología de Büdel (1997), los ambientes periglaciares se dan principalmente en las zonas 2 (zona subpolar con formación de valles muy encajados), 3 (Zona de taiga con formación de valles encajados en permafrost) y límites superiores de las 4 (zona ectropical con formación de valles suavizados). No obstante, esas condiciones se darían también en zonas de alta montaña, a partir de cierta altitud. Dicha altitud será dependiente de la latitud y el aspecto (orientación solar) que presente la cordillera.

A modo de ejemplo, el límite periglaciar inferior se situaría a partir de los 2.500 – 2.600 m s.n.m. en la cordillera de los Pirineos (Latitud ~42º), dependiendo de la orientación (menor elevación para orientaciones norte) (Serrano et al., 2009; Oliva et al., 2016), mientras que lo haría a elevaciones muy inferiores, del orden de 250 – 300 m s.n.m. en zonas como las de Abisko-Laponia sueca (Latitud ~68º) (e.g. Ridefelt et al., 2009) y en el continente antártico prácticamente a nivel del mar (e.g. Biskaborn et al., 2019).

Los límites periglaciares están retrocediendo y del mismo modo el permafrost se está calentando y degradando de forma rápida y persistente en las regiones polares y la alta montaña en respuesta al cambio climático, especialmente a partir de los 1980s (Romanovsky et al., 2010; Biskabornet al., 2019; Smith et al., 2022). El calentamiento y fusión del permafrost ya se considera como un agente potencialmente amplificador del cambio climático global, puesto que su deshielo descongelación puede liberar carbono orgánico y metano estabilizado en el subsuelo bajo condiciones criogénicas. Además de acelerar las tasas de calentamiento global, la fusión del permafrost puede desencadenar la alteración y liberación de comunidades de microorganismos (Graham et al., 2012; Monteux et al., 2018; Waldroop et al., 2023), incluso con potencial patógeno (Cabicchioli et al. 2019, Stella et al., 2020). También puede hacer aumentar el riesgo de contaminación y movilización de elementos químicos tóxicos (Miner et al., 2021; Langer et al., 2023; Zhu et al., 2023).

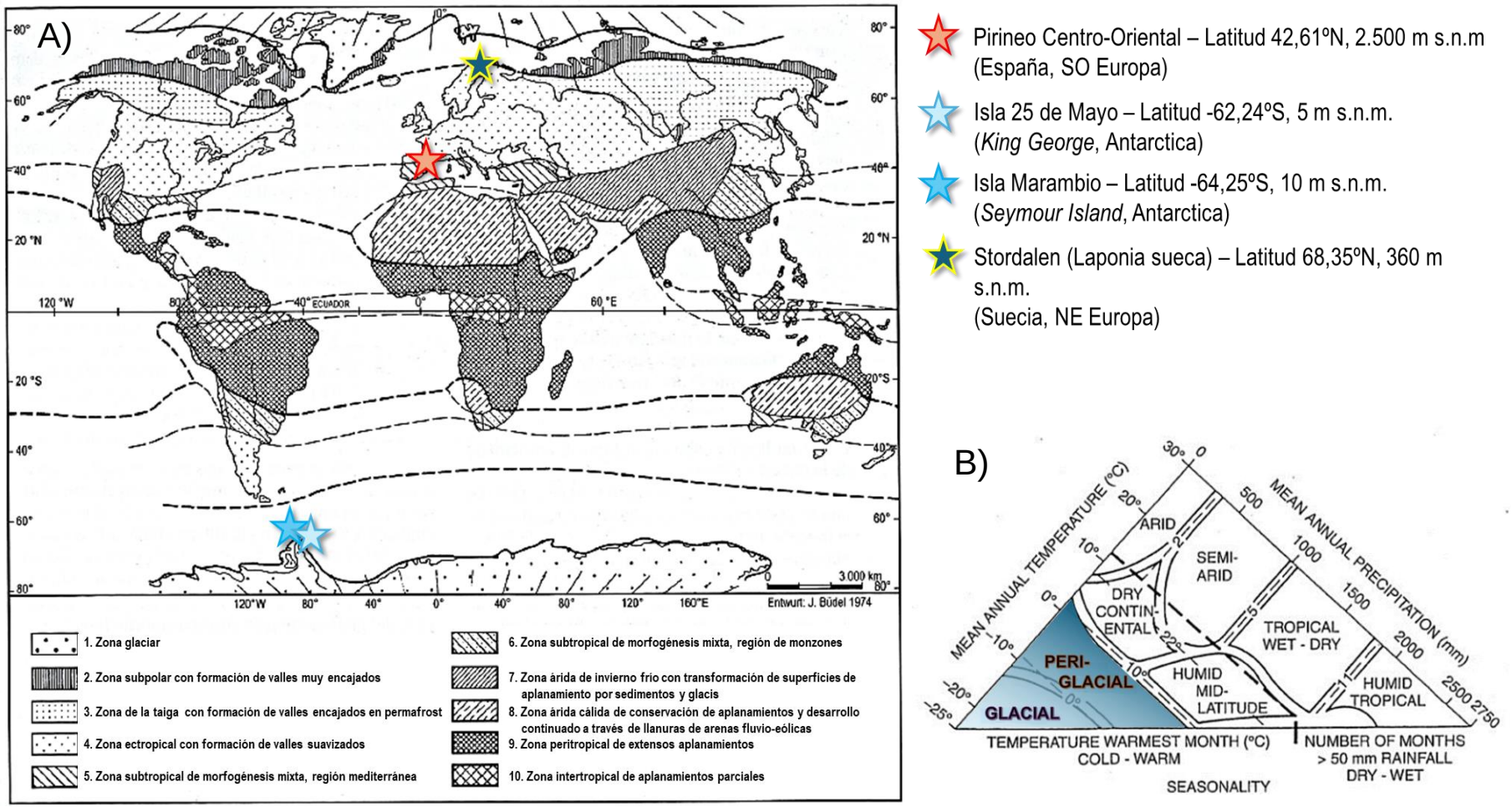


Figura 1.3: (A) Zonas morfoclimáticas actuales, excluyendo las altas montañas (Büdel, 1997) y localización de las zonas de estudio, su elevación sobre el nivel del mar (m s.n.m.) y Latitud. (B) Principales zonas morfoclimáticas clasificadas según temperatura media anual (ºC), precipitación media anual (mm), número medio de meses húmedos (450 mm) y temperatura media del mes más cálido (ºC) Chorley et al. (1984).

La degradación del permafrost también está afectando a las plataformas marinas. En las zonas árticas y antárticas, dichas plataformas quedaron emergidas durante los ciclos de mar bajo asociados a la mayor actividad glacial (Osterkamp y Gosink, 1991). En el ártico, el permafrost costero se formó cuando el Hemisferio Norte se enfrió hace ~2.5 Ma. (Osterkamp y Jorgenson, 2009; Shakhova et al., 2017). En esta región, desde el LGM, hasta ~$4{,}7 \cdot 10^6$ km^2 de permafrost se inundaron, de los cuales 2,5 10^6 km^2 podrían aún persistir (Lindgren et al., 2016; Miesner et al., 2023). La información sobre el permafrost marino en la región antártica es mucho más escasa (p. ej. Guglielmin et al., 2014; Hrbáček et al., 2023) y los posibles efectos del deshielo de dicho permafrost sobre las dinámicas costeras del ártico y antártico son aún desconocidos.

El calentamiento reciente, que tiene lugar desde la época postnuclear ~1952 (Adam, 2024; Witza, 2024) también está causando cambios significativos en los paisajes y los procesos hidrogeomorfológicos que los modelan. La desglaciación y el deshielo del permafrost están provocando una mayor movilización de sedimentos, transporte y sedimentación en cuencas glaciares y periglaciares. Entre los años 1950 y 2010, los flujos de sedimentos se han multiplicado de x2 hasta x8 en muchas regiones frías, y las tasas de erosión costera se han más que duplicado en muchas áreas costeras de permafrost Ártico (Zhang et al., 2022). La degradación del permafrost aumenta la escorrentía, lo que aumenta la movilización de sedimentos por termokarst-termoerosión de terrenos situados en altas latitudes. Además, dicha degradación también favorece la reactivación de las laderas inestables y los deslizamientos en la alta montaña (Patton et al., 2019). La degradación del permafrost altera las propiedades geotécnicas de los materiales, reduciendo la cohesión aparente debida al hielo e incrementando la conductividad hidráulica, lo que resulta en una merma en sus propiedades resistentes (Lewkowicz and Harris, 2005; Harris et al, 2009; Oliva and Ruiz-Fernández, 2015; Patton et al., 2019). Otros parámetros geomecánicos como la competencia frente a la fractura de la matriz rocosa, y su resistencia a la compresión y a la tracción pueden disminuir hasta un 50%, especialmente cuando el macizo saturado en agua se descongela (Krautblatter et al., 2013). Por otra parte, en condiciones de deshielo, las laderas y planicies polares y de alta montaña pasan a tener una mayor conectividad con la red de drenaje, tanto superficial como subterránea, de modo que los procesos de erosión-sedimentación pasan de tener un control térmico a un control pluvial, lo que trae consigo un aumento considerable en sus tasas.

Las tasas de calentamiento del permafrost durante el registro instrumental son típicamente de <0,3 ºC/década, si bien en áreas de permafrost "frío" (<–2ºC) pueden aumentar hasta ~1ºC/década. Las mayores temperaturas registradas para región Ártica y sub-Ártica fueron durante el periodo 2018-2019 (Smith et al., 2022). Dichas temperaturas podrían incluso haberse superado en 2023, el que registró una mayor GMST desde 1880 (fuente: climate.nasa.gov). Biskaborn et al. (2019) analizaron el calentamiento para diferentes regiones climáticas en el periodo 2007-2016, durante la aceleración reciente del cambio climático. Las tasas de calentamiento para la región ártica fueron de ~0,4ºC/década para el permafrost continuo y de ~0,2ºC para el discontinuo; siendo de ~0,4ºC/década para el permafrost antártico. El permafrost de montaña se calentó ~0,2ºC/década- (Figura 1.4 y Figura 1.5). En el ártico, es posible establecer una buena correlación entre el aumento de la GMST y las tasas de calentamiento del permafrost continuo, pero no así en el caso del permafrost discontinuo, permafrost de la alta montaña y la Antártida.

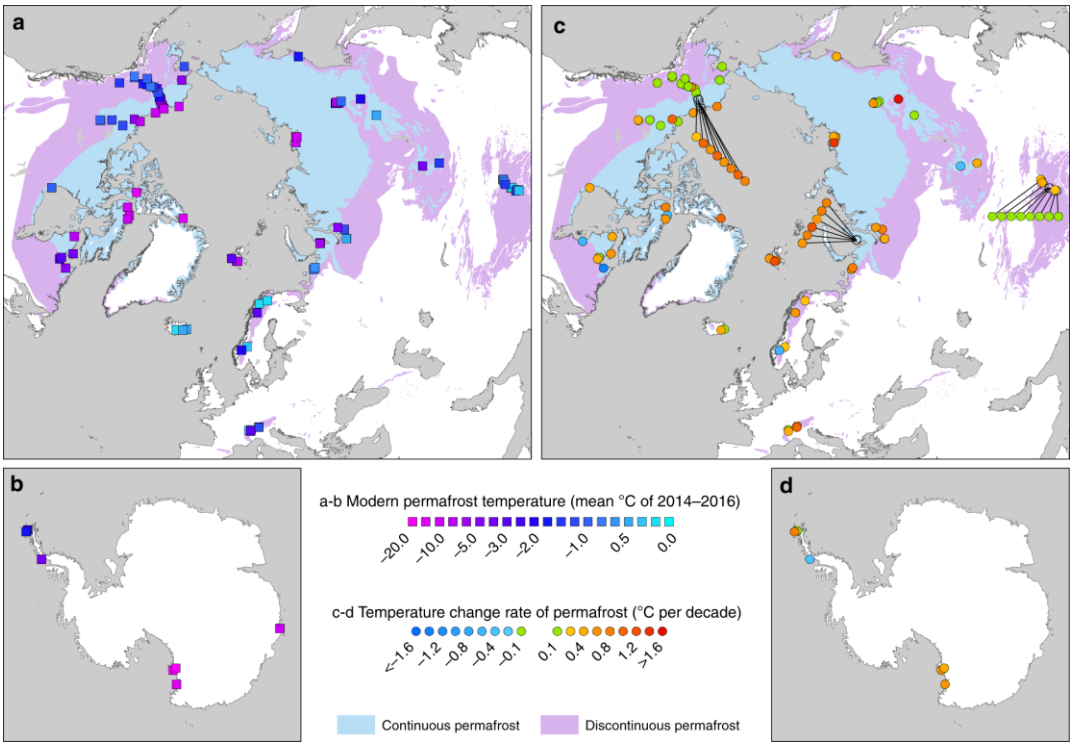


Figura 1.4: Temperatura del permafrost y tasa de cambio cerca de la profundidad de amplitud anual cero. (a, b) Temperatura media anual del suelo para 2014-2016 en el hemisferio norte y la Antártida. (c, d). Tasa de cambio ºC/década del permafrost de 2007 a 2016. Zona de permafrost continua (cobertura >90%); Zonas de permafrost discontinuas (cobertura <90%). Las zonas de permafrost se derivan del mapa de la Asociación Internacional de Permafrost (IPA) (Brown, J. et al. (1998). (Biskaborn et al., 2019).

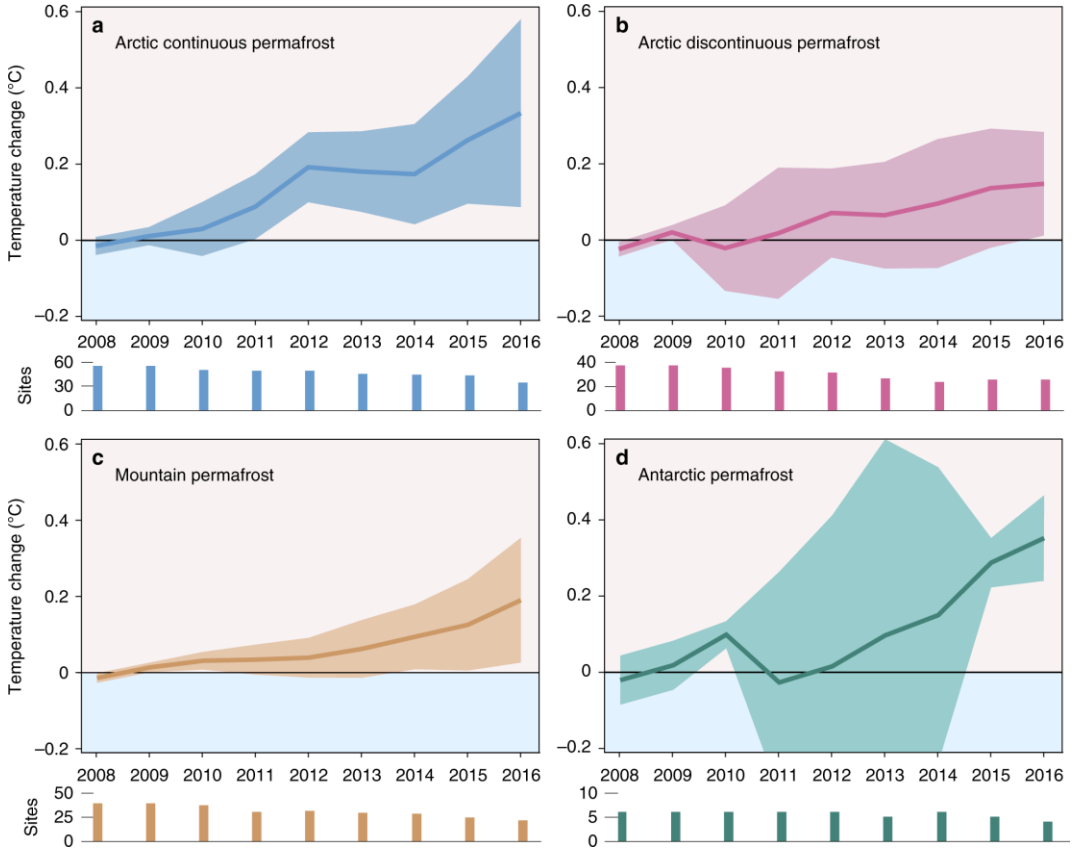


Figura 1.5: Cambio anual de temperatura del permafrost en diferentes regiones climáticas, en el periodo 2008 a 2016 a partir de las temperaturas medias anuales registradas en perforaciones a baja profundidad. El tamaño de la muestra se expresa de número de puntos de observación (sites) para cada lugar y año (Biskaborn et al., 2019).

En el Ártico, el aumento de temperatura del permafrost sigue una tendencia similar a la de la amplificación Polar del calentamiento atmosférico reciente (Huang et al., 2017; Stuecker et al., 2018). No obstante, la GMST en la zona subártica de permafrost discontinuo se mantuvo estadísticamente estable durante el periodo de observación, por lo que la tasa de calentamiento del permafrost debe explicarse a otros factores como la mayor cobertura de nieve. El caso de la región Antártica es más complejo, dado que la información disponible es escasa. Si bien la amplificación Polar es menor que en el hemisferio Norte, la tasa de calentamiento del permafrost es de las más elevadas. Esto lleva a pensar que otros factores ambientales deben ser tenidos en cuenta en el análisis.

Menos estudiado ha sido el impacto que la degradación del permafrost puede tener sobre las infraestructuras polares y de gran altitud, y que puede llegar a comprometer su desarrollo sostenible en los próximos años (Teufel y Sushama, 2019; Ran et al., 2022; Hjort et al., 2022). El calentamiento provoca el aumento del espesor de la capa activa y la escorrentía, que junto a los otros peligros asociados al deshielo como el

termokarst y remoción de sedimentos suponen una clara amenaza para las infraestructuras en ambientes periglaciares. Hjort et al. (2022) estimaron que el ~80% de los edificios de algunas ciudades árticas Rusas estarían ya dañadas, al igual que el ~30% de las carreteras en la región de Qinghai–Altiplano del Tibet, donde habitan 10 millones de personas (Ran et al., 2022). Sus predicciones apuntan a que entre el 30% y el 50% de la infraestructura circumpolar crítica estará en alto riesgo para 2050.

La Antártida cuenta con algo más de 40 bases, entre permanentes y temporales, localizándose la mayoría en la zona costera, muchas de ellas en el sector septentrional, en la Península Antártica y archipiélagos cercanos (Figura 1.6). Dicha área es especialmente sensible a la erosión ya que, al aumento de la capa activa del permafrost, se le suma la pérdida de protección por fusión del hielo marino que resguardaba sus costas de la acción del oleaje. Aproximadamente el 50 % de los ~17.850 km de costa de la Antártida estuvo desprotegida por hielo marino entre 1979 y 2020 en la estación de verano austral (de enero a marzo) (Reid y Masson, 2022). La distribución del hielo marino sigue patrones espaciales algo irregulares; si bien la exposición de las costas al oleaje puede ser inferior a los 50 días/año en las costas de los océanos Índico, Pacífico y mar de Ross, en algunos sectores de la Península antártica con costas a los mares de Amundsen-Bellingshausen y Weddell pueden escalar hasta casi los 300 días/año y ocasionalmente a todo un año. Si bien la tendencia general a lo largo de todo el periodo de observación indica una ligera tendencia al descenso de la exposición de las costas para toda la región (ca. –0.32%/año), se observan patrones espaciales y estacionales distintos. La extensión total de las costas expuestas al oleaje descendió a razón de –10 a –30 km/año, en la mayor parte del litoral antártico, pero la tendencia fue claramente positiva (+40 km/año) para las costas de mares de Amundsen-Bellingshausen, especialmente a partir de los 1990s (Reid y Masson, 2022). Esta disparidad en las tendencias dificulta los análisis globales, por lo que resulta necesario contar con mayores datos para poder realizar diagnósticos y predicciones más robustas. Sin esos diagnósticos, la sostenibilidad de la infraestructura antártica y de las regiones frías en general estará amenazada.

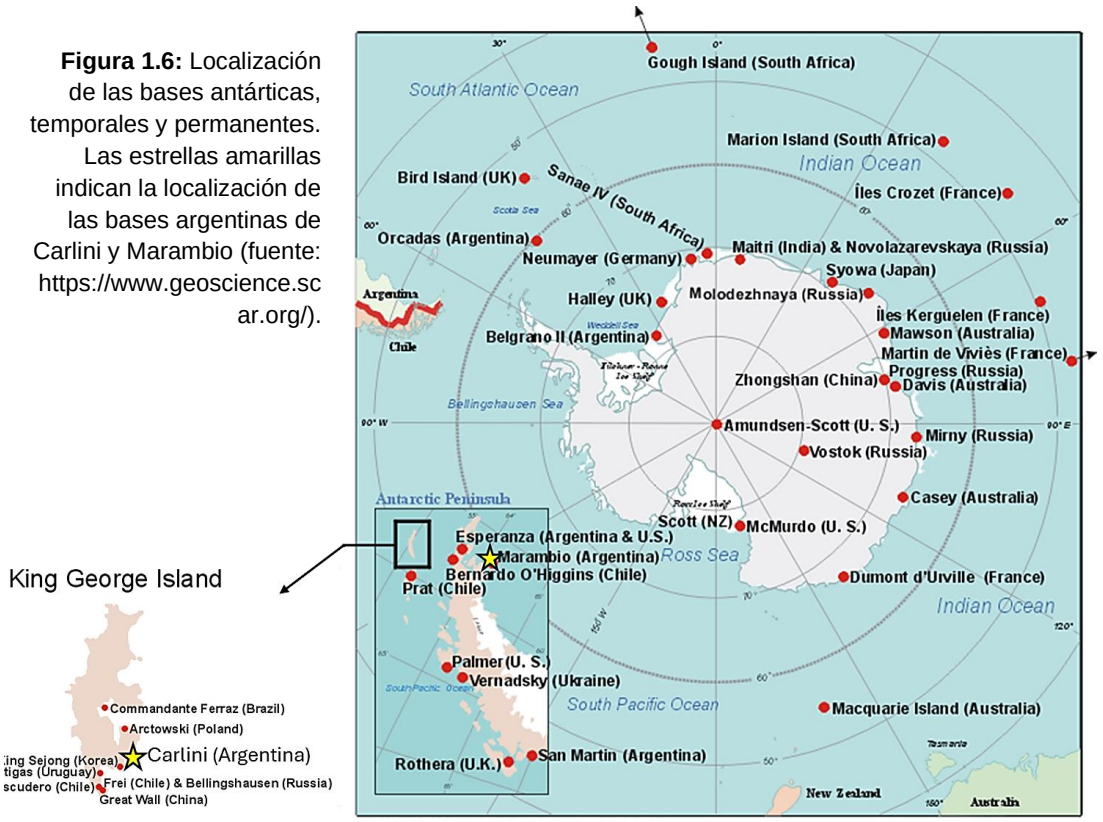


Figura 1.6: Localización de las bases antárticas, temporales y permanentes. Las estrellas amarillas indican la localización de las bases argentinas de Carlini y Marambio (fuente: https://www.geoscience.scar.org/).

Las simulaciones y modelos disponibles apuntan de manera unánime que el calentamiento y degradación del permafrost continuarán en el futuro, y potencialmente se acelerarán en respuesta al cambio climático (e.g. Radić et al., 2014; Huss and Hock, 2018; Fraser et al., 2023). Pero existe una variación sustancial en la magnitud y evolución de los cambios previstos entre diferentes modelos y escenarios (Smith et al., 2022). Por ello, la comunidad científica requiere de nuevas herramientas y metodologías que permitan evaluar y monitorear, de manera efectiva, las tasas de cambio y comprender mejor cuáles son las interacciones y respuestas del medio físico-biótico frente al calentamiento. Esta información es crítica para mejorar las predicciones en el largo plazo y poder llegar a diagnósticos acertados que permitan realizar una reevaluación de los riesgos del cambio climático para los ecosistemas terrestres e infraestructuras, para los diferentes escenarios climáticos RCP que se avecinan (Conradi et al., 2024). En este sentido, las técnicas de investigación geomorfológica pueden proporcionar una base sólida de datos y conocimientos sobre la historia y la dinámica del paisaje, fundamentales para comprender mejor las variaciones climáticas y cuáles son las perspectivas futuras. Al integrar esta información en los modelos climáticos, la comunidad científica podrá mejorar sus predicciones sobre cómo el clima puede cambiar en el futuro y cómo podemos

adaptarnos a esos cambios. En concreto, nos pueden ser útiles para reconstruir la historia climática reciente (especialmente desde el LGM), identificar indicadores climáticos de cambio en el paisaje y calibrar/validar los modelos climáticos y predicciones.

La presente tesis tiene como objeto principal (a) estudiar la variación que han sufrido algunos sistemas hidro-geomorfológicos como respuesta al calentamiento global; y (b) evaluar metodologías que contribuyan establecer identificadores climáticos relevantes, a través de la observación y monitoreo de indicadores hidro-geomorfológicos. Dado que el cambio climático es un fenómeno complejo que involucra múltiples procesos y factores, su análisis requiere un enfoque claramente multidisciplinar. Esta tesis pretende aportar nuevo conocimiento geomorfológico e hidrogeológico que pueda integrarse con otras disciplinas como la climatología, biología, física o química, para mejorar el conocimiento sobre el cambio climático y sus implicaciones. Dicho conocimiento va encaminado a: (a) establecer líneas de base de referencia, utilizando datos históricos y observaciones a largo plazo; (b) situar las observaciones climáticas en un contexto regional y local apropiados, que consideren la heterogeneidad del territorio en las interpretaciones climáticas; (c) establecer patrones de variación temporal, a diferentes escalas, mediante el monitoreo de variables hidro-geomorfológicas críticas, e (d) integrar múltiples líneas de evidencia, que permitan una validación cruzada de las hipótesis y aporten robustez a los resultados y modelos. Todo ello con el objetivo de capturar mejor la complejidad de los sistemas climáticos y sus implicaciones. Una mejor comprensión y seguimiento de la evolución de los procesos sería útil para predecir los impactos relacionados con el calentamiento climático y diseñar las mejores estrategias y políticas de adaptación posibles.

1.1 Hipótesis y objetivos

La principal hipótesis de investigación en esta tesis es que algunos sistemas geomorfológicos críticos (integración de formas + procesos) pueden registrar de manera temprana los efectos “no reversibles” del calentamiento global sobre el territorio. Estos efectos pueden interactuar entre sí y tener consecuencias a largo plazo en la estructura y función ecosistémica de dichos ambientes. La identificación y monitoreo de las tasas de cambio en sistemas geomorfológicos críticos puede resultar especialmente útil para cuantificar y pronosticar los posibles efectos que dicho calentamiento global podrá llegar a tener en otras regiones y sistemas mucho más amplios. Por efectos no reversibles nos referimos a aquellos que, superado un cierto umbral, causan nuevas dinámicas geomorfológicas que perdurarán en el tiempo, con independencia de que las condiciones climáticas vuelvan a un estado anterior. Cabe señalar que, en cuanto a las tasas de cambio, la hipótesis de investigación se enmarca en una escala de tiempo “humana”, dado que las variaciones climáticas a lo largo de la historia geológica son extremas, lo que hace que dicha hipótesis pueda no ser válida para intervalos de tiempo mayores. Por tal motivo, como aproximación al marco temporal se podría considerar el periodo que abarcaría desde el LGM y toda la era preindustrial, en la que el clima podría considerarse como el principal agente ambiental con control sobre el paisaje (entendiendo como ambiental no relacionado con la propia geodinámica interna de la Tierra); así como durante el calentamiento reciente de la época industrial y postnuclear, a partir de cuando se considera que la actividad antrópica forma parte integral del sistema y tiene capacidad de provocar cambios irreversibles en sus dinámicas (Adam, 2024; Witza, 2024).

Esta tesis también postula que las tasas de cambio de los procesos hidro-geomorfológicos debidos al calentamiento global se ven aceleradas y amplificadas en las regiones que constituyen los límites de los ambientes periglaciares con los glaciares y los no-glaciares, que se desarrollan en las zonas polares, circumpolares y de la alta montaña. Esto es debido a que pequeños cambios de temperatura en el entorno de los 0ºC pueden desencadenar alteraciones importantes en las condiciones de estabilidad del suelo y el permafrost, la hidrología y las dinámicas de sus ecosistemas. Es por ello por lo que estos sistemas especialmente vulnerables y de respuesta rápida son de gran interés y candidatos a sistemas geomorfológicos críticos para evaluar los efectos del calentamiento reciente sobre el territorio y contribuir a un mejor conocimiento de los posibles efectos que el éste va a tener en nuestro Planeta a escala regional, en las próximas décadas.

El objetivo general de la tesis es validar la hipótesis principal, (a) mediante el estudio y caracterización de las dinámicas hidro-geomorfológicas que hayan podido verse alteradas a consecuencia del calentamiento reciente, en diferentes regiones Polares y de alta montaña; y, desde un punto de vista metodológico (b) explorar metodologías que permitan evaluar las tasas de cambio de esas dinámicas, a través del monitoreo de variables críticas. Para ello, se seleccionaron cuatro casos de estudio, dos ubicados en el hemisferio norte (uno en alta montaña y el otro en zona polar ártica) y dos en el hemisferio sur (ambos ubicados en zona subpolar antártica) (Figura 1.3, 1.6 y 1.7).

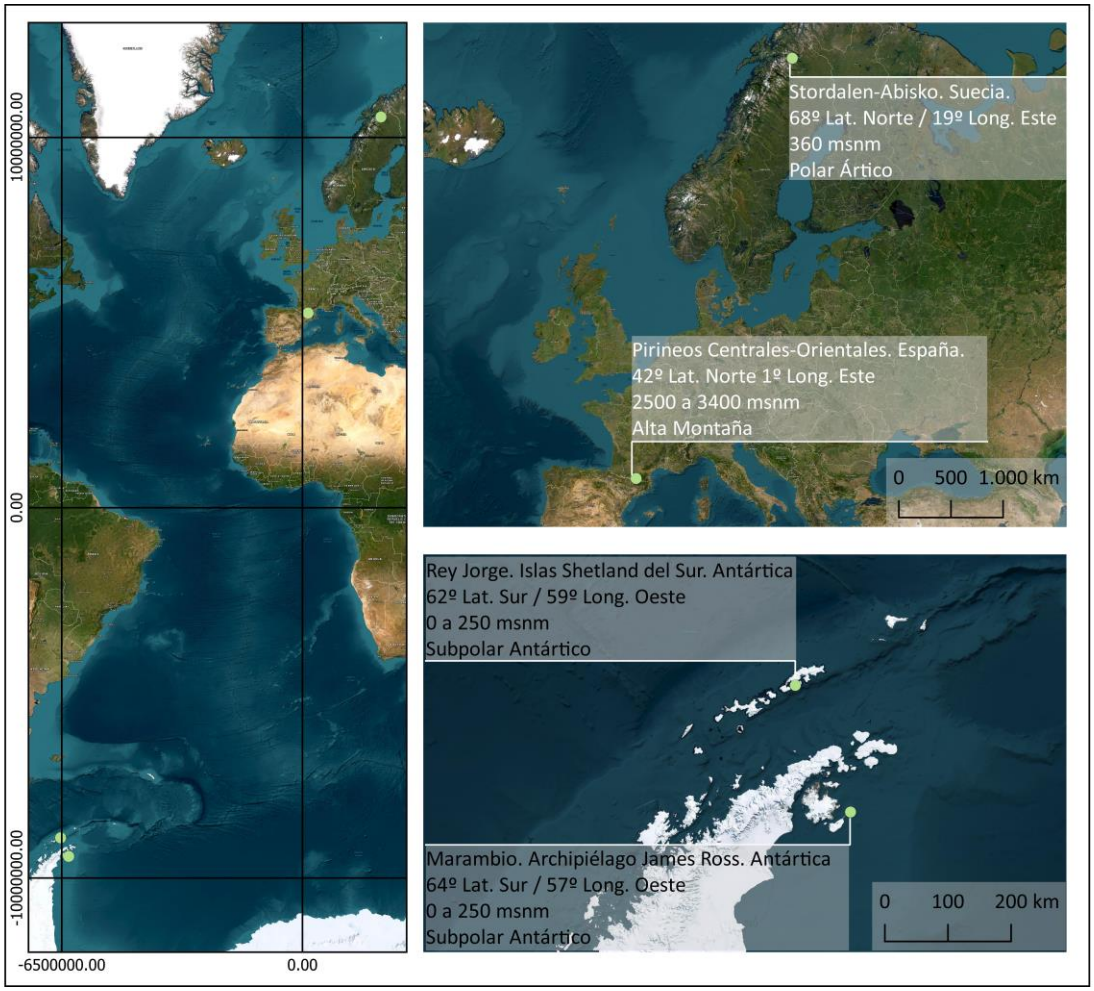


Figura 1.7: Ubicación de los casos de estudio donde se indica el nombre, localización geográfica aproximada, altura y ambiente. Fuente de imagen base: ESRI Satellite.

Los objetivos específicos corresponden al análisis detallado de los cuatro casos de estudio a diversas altitudes y latitudes para evaluar los procesos hidro-geomorfológicos afectados por el aumento de temperatura impuesto por el calentamiento reciente (Tabla 1.1).

Caso de estudio	Morfoambiente	Objetivos
Parque Natural Alt Pirineu, Pirineos Centrales-Orientales, España.	Alta montaña	Establecer relaciones entre procesos naturales de drenaje ácido de montaña, factores hidro-geomorfológicos y factores climáticos. Analizar los patrones temporales en el periodo postnuclear. Sistema hidro-geomorfológico de respuesta lenta.
Stördalen, Abisko, Laponia-Suecia	Límite sur de la Zona Polar-Ártica continental Permafrost discontinuo	Analizar los procesos de degradación del permafrost en turberas relacionadas con el retroceso glaciar y la utilidad de la tomografía eléctrica de resistividades como herramienta para la cartografía y monitoreo no invasivo. Sistema hidro-geomorfológico de respuesta intermedia.
Isla 25 de Mayo (King George), Islas de La Buena Nueva (Shetland del Sur), Antártida.	Zona sub-Polar-Antártica Playa litoral	Analizar y monitorizar los procesos de erosión costera literal, en un contexto de rebote isostático postglaciar. Sistema hidro-geomorfológico de respuesta rápida.
Isla Vice comodoro Marambio (Seymour), Archipiélago James Ross, Antártida	Zona sub-Polar-Antártica Litoral-Costa Alta Permafrost continuo	Analizar y monitorizar los procesos de erosión costera literal, por degradación en un contexto de materiales con comportamiento geotécnico problemático. Sistema hidro-geomorfológico de respuesta rápida.

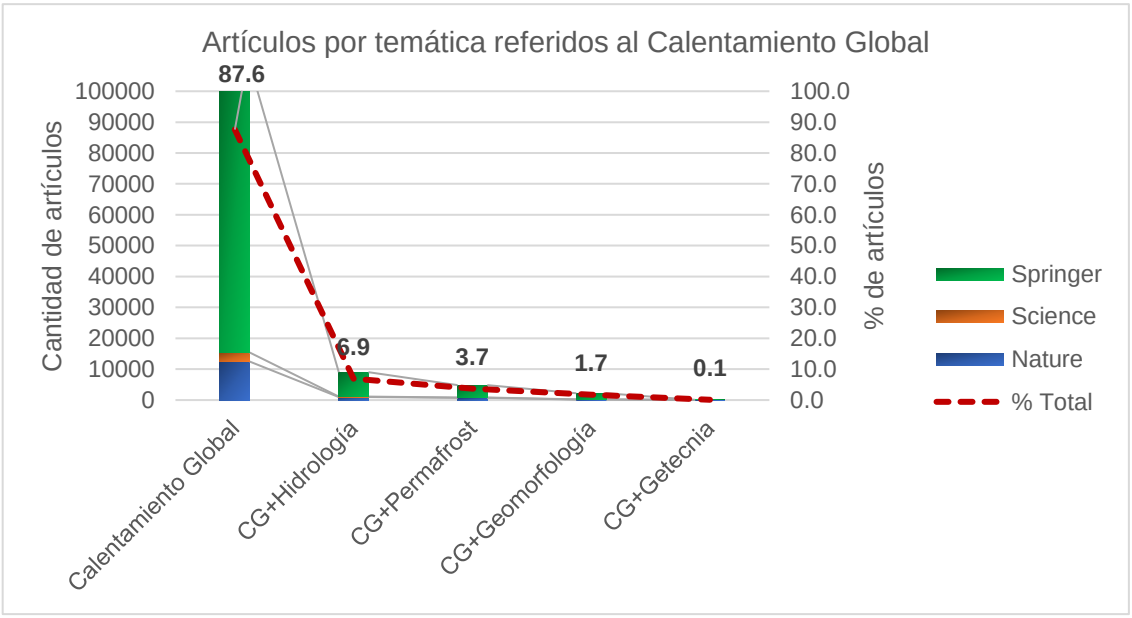
Tabla 1.1: Objetivos específicos para cada caso de estudio.

1.2 Justificación de la investigación

La comunidad científica observa con preocupación el cambio climático y calentamiento reciente desde los 1960s, cuando se tomó consciencia del aumento en las emisiones de gases de efecto invernadero y su posible impacto en el clima global. Desde entonces, numerosas investigaciones han examinado los diversos aspectos del cambio climático, incluyendo sus causas, efectos, proyecciones futuras y posibles medidas de mitigación y adaptación. No obstante, como ya se ha mencionado, la literatura es mucho más escasa en lo referente a los impactos que dicho cambio está teniendo en los sistemas geomorfológicos, que son el soporte de los diferentes ecosistemas y todo tipo de infraestructuras imprescindible para la sostenibilidad de muchas regiones del Planeta. Los posibles efectos adversos que el calentamiento y su reciente aceleración tendrán en esos sistemas son mucho menos conocidos.

En la Figura 1.8 se muestran dos gráficos con la cantidad de artículos relacionados con las palabras clave “calentamiento global” o “cambio climático” y las distintas disciplinas abordadas en la tesis, correspondientes a la hidrología, geomorfología, permafrost y geotecnia. Si bien no es muy riguroso, allí puede observarse que los trabajos que relacionan el CG ó el CC y la geomorfología, hidrología y permafrost son escasos y los que

lo vinculan con comportamiento geotécnico son muy pocos. En este sentido la tesis trata de contribuir a paliar esta falta de conocimiento.



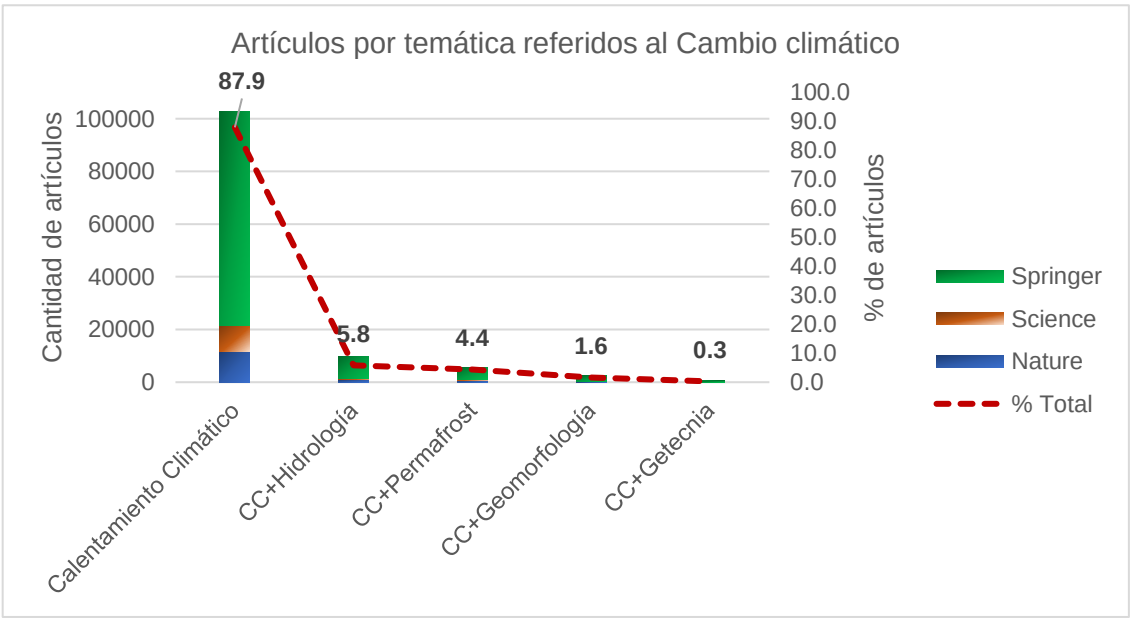


Figura 1.8: Cantidad de artículos en revistas de impacto por temáticas

Por otra parte, esta tesis se enmarca en el ámbito de la geología ambiental y aplicada, pues trata de aportar nuevo conocimiento científico que contribuya a afrontar los retos que la sociedad deberá afrontar en el futuro. Para ello, se utilizarán una variedad de herramientas y técnicas como la cartografía geomorfológica, el muestreo de suelos y aguas subterráneas, la geoquímica, la geofísica y la teledetección. Este enfoque interdisciplinar

es esencial para investigar y llegar a comprender los procesos complejos que involucran diferentes campos de estudio, como son los que afectan al medio ambiente. Esta tesis trata de ir incluso más allá, tratando de integrar conocimiento transdisciplinar relacionado con otras perspectivas como la ingenieril o la de manejo de recursos e infraestructuras, lo que resulta crítico para una gestión sostenible de los recursos naturales y la protección del medio ambiente en general. En este sentido, las zonas de estudio se localizan en todos los casos en áreas protegidas de gran valor natural y patrimonial, por lo que el nuevo conocimiento podría contribuir a mejorar las políticas y estrategias para su conservación y para la gestión de infraestructuras críticas como lo son las bases polares. Además, las zonas de estudio ofrecen una gran oportunidad para la investigación, puesto que los procesos geomorfológicos se pueden observar en áreas consideradas quasi-pristinas, en las que el grado de antropización es muy escaso, lo que resulta excepcional para cumplir con los objetivos propuestos para la presente investigación.

1.3 Definiciones adoptadas

Dado que existen distintas definiciones y usos respecto de la terminología geomorfológica que caracterizan y delimitan ambientes fríos en zonas polares, subpolares y de alta montaña, se describen aquí los términos y sus significados que se utilizarán en la tesis.

La imprecisión de la definición del ámbito periglaciar se debe al desarrollo histórico del estudio. El geólogo Walery von Łozinski fue el investigador que por primera vez acuñó el término ***periglaciar*** en el año 1909 para referirse a la meteorización mecánica en los montes Cárpatos del sur, y luego introdujo el concepto de ***zona periglaciar*** referido a las condiciones climáticas y geomorfológicas periféricas de los casquetes de hielo y glaciares pleistocenos (von Łozinski, 1912).

Posteriormente, este término se utilizó para describir ambientes fríos (con temperaturas inferiores a 0ºC) pero no necesariamente situados en las inmediaciones de los glaciares. El ***ambiente periglaciar*** se caracteriza por la presencia de heladas intensas y se restringe a áreas que experimentan climas fríos, pero esencialmente no glaciales (French, 2007).

Según Worsley (2004) hay dos posibles aproximaciones a la demarcación de lo que es el ***dominio periglaciar*** haciendo referencia a la extensión global del ambiente periglaciar:

Una requiere la acción de heladas intensas en forma de *ciclos de congelamiento y deshielo* frecuentes y de congelación estacional profunda. En este caso la distribución del dominio

periglaciar ocupa alrededor de un 35% de la superficie continental de la Tierra (principalmente en el hemisferio norte).

El otro enfoque indica la presencia de suelo permanentemente congelado, es decir que el ***permafrost*** es primordial, definiendo al permafrost como el material geológico que se encuentra debajo de los 0ºC por un tiempo mayor a los dos años (Muller,1943). En este sentido el área periglaciar global ocupa alrededor de un 20% de la superficie terrestre.

El término ***geocriología*** (investigación de materiales terrestres congelados o ciencia del permafrost) fue introducido en occidente por Washburn (1979) y deriva del equivalente ruso donde se desarrolló la disciplina a partir del año 1924 (French, 2018). Este término, aunque puede incluir glaciares, generalmente se refiere a suelo helado (Worsley, 2004).

Para que ocurra el congelamiento de los suelos las temperaturas medias anuales del aire deben ser menores a +3 ºC. En función, de la temperatura atmosférica, se puede subdividir el dominio periglaciar en entornos en los que domina la acción de las heladas (temperatura media anual del aire inferior a -2 ºC) y aquellos en los que la acción de las heladas se produce, pero no necesariamente domina (temperatura media anual del aire entre -2 ºC y +3 C) (French, 2011).

Por encima del permafrost, se desarrolla una ***capa activa*** (capa superficial que se descongela una vez que la temperatura del aire supera los 0 ºC) y su espesor depende de la duración y la temperatura de la superficie de la temporada de descongelación, el contenido de hielo del suelo, la conductividad térmica de los materiales del suelo y la temperatura del permafrost cerca de la superficie (Burn, 2004).

El **crioipeg** es una capa de suelo descongelado perennemente criótica, pero que no se congela como resultado de la depresión del Punto de Congelamiento debido a la concentración de sólidos disueltos en el agua intersticial (Kumar, 2011).

1.4 Introducción a los casos de estudio

Los casos de estudio abordados se localizan en regiones periglaciares. Desde un punto de vista geocriológico, se trata de morfoambientes en los que se ha constatado la presencia de permafrost (Capítulos 4 y Capítulo6), o hay alta probabilidad de que se desarrolle (Capítulos 3 y Capítulo5). Para el caso de los Pirineos (Capítulo 3) se muestra un mapa de probabilidad de permafrost obtenido a partir de geoformas periglaciares, el modelo digital del terreno (MDT), con información sobre la inclinación de las laderas y su orientación, la

altitud y la radiación solar directa potencial (Serrano et al., 2009) (Figura 1.9). Las zonas probables de permafrost se corresponden con elevaciones por encima de los 2.600 m s.n.m., preferentemente de aspecto norte, que corresponderían a las partes altas de los macizos del Monteixo (al sur) y la Pica d'Estats (al norte).

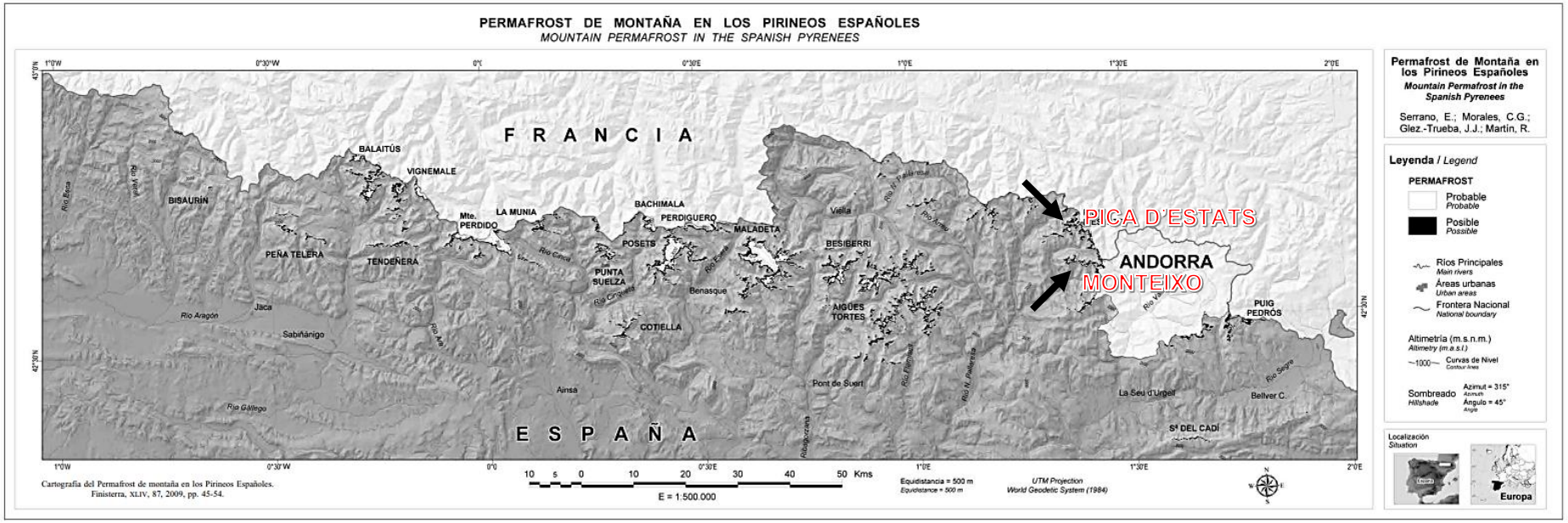
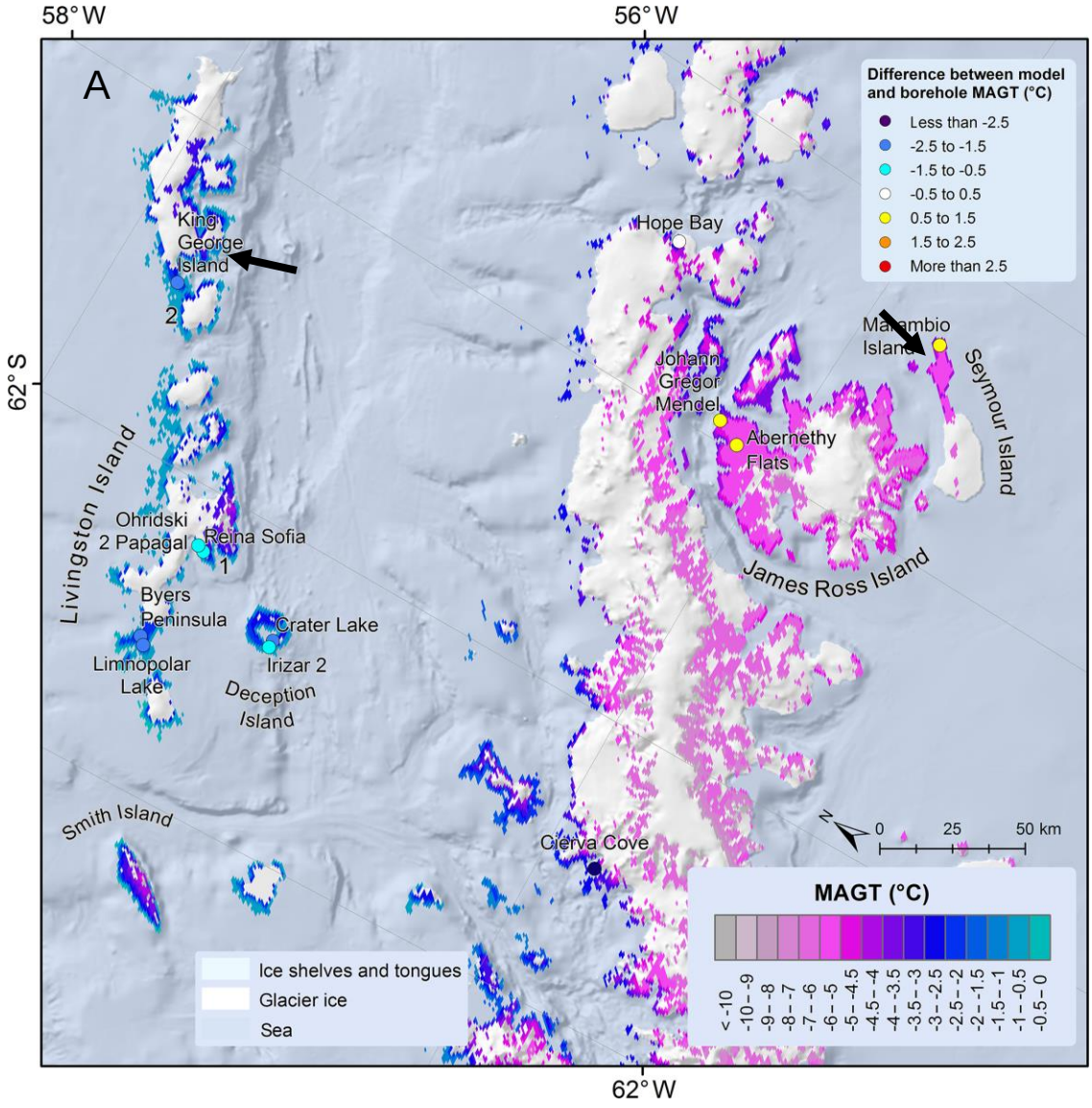


Figura 1.9: Mapa de permafrost de montaña en los Pirineos Españoles. Las flechas rojas indican las zonas con mayor probabilidad de desarrollo de permafrost en el área de estudio, cumbres de la Pica d'Estats (3.143 m s.n.m.) i Monteixo (2.905 m s.n.m.) (Serrano et al. 2009).

Obu et al. (2019, 2020) estimaron las temperaturas medias anuales de los suelos (*mean annual ground temperature* - MAGT) para el techo del permafrost (*temperature at the top of the permafrost* -TTOP model), tanto para el hemisferio norte (Figura 1.10B) como para el área de la península antártica y sus archipiélagos (Figura 1.10A), mediante sensoramiento remoto y calibración mediante datos de campo. Dichas temperaturas son del orden de 0º a 2ºC para el caso de Abisko (Capítulo 4), del orden de –1º a –2ºC y –4º a –5ºC para las islas antárticas de 25 de Mayo (King George) (Capítulo 5) y Marambio (Seymour) (Capítulo 6), respectivamente.



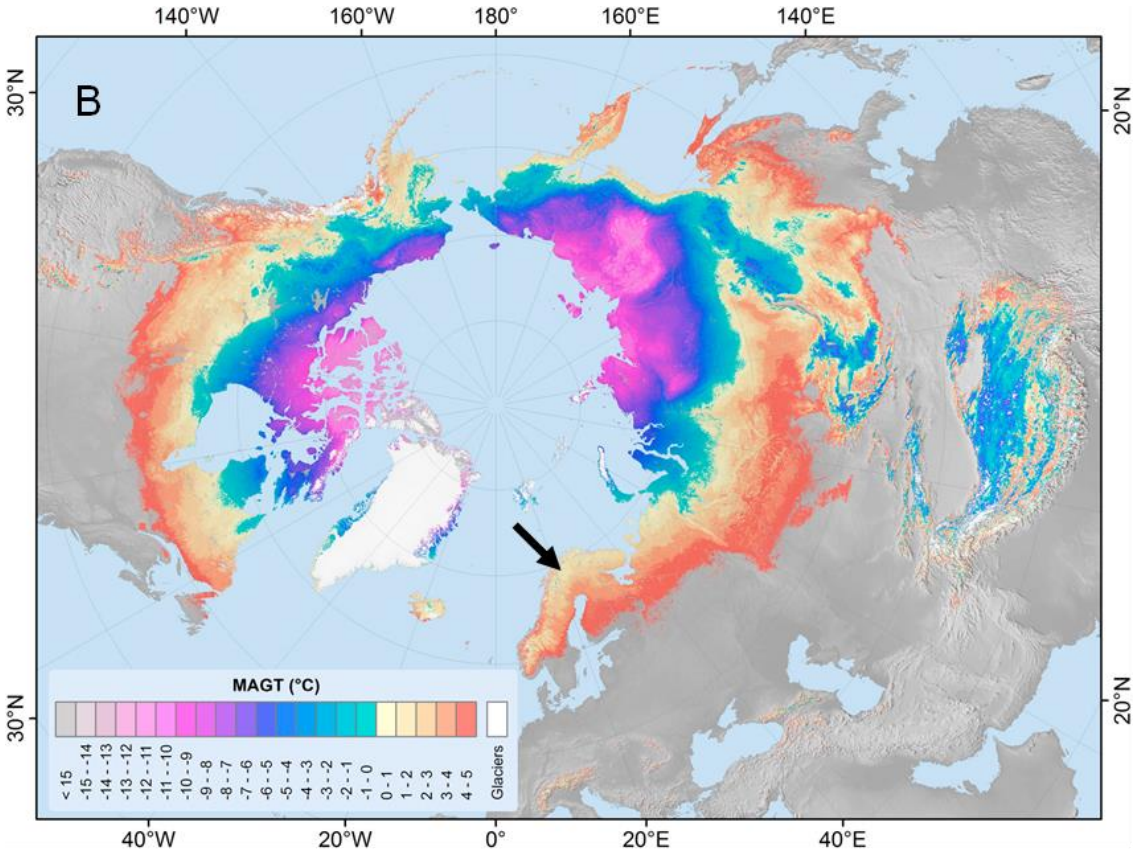


Figura 1.10: Mapas de permafrost y temperatura en el techo del permafrost (TTOP). (A) Mapa de temperatura del TTOP del norte de la Península Antártica y diferencias entre el pozo y el MAGT modelado, los puntos son sitios donde se controla la temperatura con datos de campo. Las flechas negras indican las zonas de trabajo de la presente tesis. Modificado de Obu et al. (2020). (B) MAGT promedio en TTOP de todas las realizaciones de modelos para el hemisferio norte. La flecha negra indica una de las zonas de trabajo de la presente tesis. Modificado de Obu et al. (2019).

El aumento de las temperaturas atmosféricas descripto anteriormente (MAAT) incide en las temperaturas del suelo y genera impactos muy variados sobre los procesos hidrodinámicos ya que están controlados, además de por el clima, por la geomorfología local y regional presente en cada uno de los casos de estudio. Por lo general estas zonas pasan por gradientes desde zonas con dominio de la acción de heladas, zonas donde ocurren las heladas, pero no dominan, o zonas que dejan de estar afectadas por procesos geocriogénicos. A continuación, se describe brevemente el contexto geográfico, geológico, hidro geomorfológico, geocriológico de cada caso de estudio, así como y la problemática particular que genera el aumento de temperaturas a escala global en dichas zonas (Figura 1.7).

1.4.1 Ambiente periglaciar de alta montaña. Alt Pirineu, España.

El primer caso de estudio se localiza en el Parque natural del Alto Pirineo (*Parc Natural de l'Alt Pirineu*), Pirineos Centro-Orientales, en la provincia de Lleida (NE España).

Específicamente se ha estudiado la cuenca del río Noguera Vallferrera, donde una estructura anticlinal (Choukroune and Séguret, 1973) afecta a una secuencia metasedimentaria paleozoica de bajo grado ca. 2.500 m de espesor (Zandvliet, 1960; Capellà y Carreras, 1996), las cuales incluyen volúmenes significativos de rocas sulfurosas (IGC, 2012).

La geomorfología se caracteriza por la presencia de un sistema fluvial mayormente en su zona de cabecera sobreimpuesto a formas heredadas de erosión glaciar (artesas, lagos y circos). Sobre ellas se desarrollan procesos gravitacionales que dan lugar a geoformas periglaciares como glaciares rocosos, *protalus rampart*, conos de derrubios (o deyección), canchales, así como deformaciones gravitacionales profundas (*deep-seated gravitational slope deformations* – DSGSD), atribuidas a un origen paraglaciar (e.g. Gutiérrez et al., 2005, 2008, 2012; Guerrero et al., 2013). Las morfologías mencionadas se desarrollan en un ambiente de posible permafrost de montaña, dado que las cabeceras del río Noguera Vallferrera se sitúan por encima de los 2500 ms.n.m. y se estima la posible existencia de permafrost por encima de 2500–2700 m s.n.m. para esta área (Serrano et al., 2009; Oliva et al., 2016), donde la temperatura media anual del aire osciló entre +1,5 y +3,7 °C durante las últimas dos décadas, con una media de +2,8 °C a 2400 ms.n.m..

Dadas las características geológicas, hidrogeomorfológicas y geocriológicas en la zona de trabajo se desarrollan procesos de Drenaje Acido Natural (DAN), los cuales se evidencian mediante la precipitación de hidroxisulfatos de aluminio y otros compuestos que forman pátinas blanquecinas en el lecho de los ríos. Estos procesos se han visto agravados en los últimos años, afectando a la calidad de las aguas en algunas cuencas, que se acidifican y se enriquecen en metales y metaloides potencialmente tóxicos. El fenómeno guarda una relación directa con el aumento de temperaturas y la consecuente reducción y elevación altitudinal de la ocurrencia del permafrost. Éste es un ámbito donde ocurren las heladas, pero no dominan.

1.4.2 Ambiente periglaciar de altas latitudes. Stördalen. Suecia.

Stördalen es un complejo de humedales, turberas y palsas subártico situado cerca de la margen sur del Lago Torneträsk, a 10 km al este de la ciudad de Abisko, provincia de Laponia, en el norte de Suecia. Se encuentra 200 Km al norte del círculo polar Ártico y ocupa una extensión del orden de 25 ha en un área de permafrost discontinuo, sobre el que se desarrollan áreas ombrotróficas elevadas (palsas) que se alternan con áreas

minerotróficas (i.e. zonas deprimidas más húmedas y ricas en nutrientes) (Jackowicz-Korczyński et al., 2010).

La geología del basamento rocoso en el área de Torneträsk consiste en plutonitas arqueanas (principalmente granito y sienita) y productos metamórficos de metasedimentos y anfibolitas, debidos al sobrempuje vinculado a la orogenia Caledónica (base de datos del Servicio Geológico Sueco (SGU). La geología que subyace las palsas de Stördalen está formada por los denominados Esquistos duros de Abisko, correspondientes a una unidad formada principalmente por cuarzo y feldespato (Lindström et al., 1985), y algunas partes se encuentran sobre un lecho rocoso que consiste en cuarcitas, lutitas y dolomías, junto con algunas rocas cristalinas, todas las cuales se denominan Complejo Rautas (Nilsson, 2006).

La geomorfología es el resultado del proceso glaciario, el cual excavó el basamento formando artesas, que fueron rellenadas por depósitos de till, dando lugar a la formación de cuencas lacustres, donde se disponen una serie de turberas, depósitos fangosos y palsas. El funcionamiento hidráulico del este morfoambiente es poco conocido (e.g. Varner et al., 2022). La interacción entre las aguas superficiales y las aguas subterráneas ejerce un control importante sobre el funcionamiento del ecosistema de la turbera. Los sistemas lacustres están conectados con la red de drenaje superficial, compuesta por una combinación de canales periféricos principales y canales internos, que pueden ser temporales o permanentes dependiendo de las condiciones locales, y que contribuyen al drenaje del exceso de agua de precipitación o deshielo hacia los bordes de las palsas. En otras áreas, en cambio, se produce un déficit de drenaje debido a la escasa curvatura topográfica, dando lugar a ambientes endorreicos palustres. En todo caso, el sistema hídrico superficial y subterráneo parece estar controlado, además de por el régimen de precipitaciones, por las variaciones en el nivel de carga hidráulica del Lago Törnetrask.

El permafrost está vinculado al desarrollo de las palsas que favorecen la segregación de hielo (palsas con núcleo de hielo). La MAAT fue del orden de –0,9°C para el periodo 1961-1990, con un mínimo mensual en enero (–12°C) y el máximo en julio (11°C) (Jackowicz-Korczyński et al., 2010). No obstante, esta ha sido ligeramente superior a 0ºC durante las últimas décadas (~0,3 °C para el período 1990-2013) (Krab et al. 2018). La temperatura podría ser del orden de ~1ºC inferior en la zona de turbera que en las áreas próximas, debido probablemente a la mayor extensión de los periodos de inversión térmica por la proximidad del Lago Törnetrask (Jackowicz-Korczyński et al., 2010). La zona de Abisko registra unas precipitaciones relativamente bajas, dado que esta zona se sitúa a la sombra

climática de las Caledonides, lo que la sitúan entre las más secas de la región escandinava, con valores promedio del orden de ~306 mm/año (1961-1990), si bien parecen haber aumentado en las últimas décadas (~330 mm/año) (fuente: Abisko Meteorologic Station NOAA-NCDC) (Agnan et al., 2019), lo que supone un incremento del orden de ~70mm/año desde 1967 (Courault et al., 2015).

La problemática de este caso de estudio es que el aumento de temperaturas, así como de las precipitaciones, causa la degradación de las palsas por deterioro del permafrost subyacente, dando lugar a impactos que favorecen productividad de los ecosistemas y descomposición microbiana de carbono orgánico, y las emisiones de gases de efecto invernadero. Este caso de estudio se ubica en un ámbito donde ocurren las heladas, pero no dominan.

1.4.3 Ambiente periglaciar de altas latitudes. Isla 25 de Mayo, Antártida

El tercer caso de estudio se ubica en las inmediaciones de la Base Antártica Carlini, dentro de cuenca del arroyo Matías, en la costa norte del cabo Potter de la Isla 25 de Mayo perteneciente al archipiélago de las Shetland del Sur, las cuales se ubican al noroeste de la península antártica.

La geología de la cuenca del arroyo Matías está formada por una secuencia volcánica que pertenece al Supergrupo de la Isla King George, el cual presenta espesor mínimo local observado de aprox. 90 m (Kraus 2005). Una característica morfológica destacada es el Cerro Tres Hermanos (Three Brothers Hill) (196 m), que corresponde a un cuello volcánico de composición andesítica con evidencias de disyunción columnar que marcaría la etapa final de actividad de un volcán de edad Paleógena, cuyos productos de erupción (flujos de lava y rocas piroclásticas), junto con intrusiones hipabisales relacionadas con el vulcanismo, conforman la mayor parte de la litología observada en la Península Potter (Kraus, 2005). Sobre los productos volcánicos se disponen depósitos cuaternarios desarrollados a partir del proceso glaciario, formados por distintos tipos de morrenas, y depósitos marinos litorales actuales, así como cordones de playas más antiguas (Holoceno), elevadas por rebote hidrostático (John and Sugden, 1971; Lindhorst and Schutter, 2014; Heredia Barión et al., 2019). El sistema hídrico superficial de la cuenca está formado por una serie de pequeños cursos de agua con régimen permanente durante el verano austral, además de un conjunto de sistemas lacustres naturales interconectados, de poca profundidad, donde aflora el nivel freático (Silva Busso y Yermolin, 2014). En la confluencia de los canales glaciares con el mar se forman llanuras aluviales con morfología

de *sandur*, caracterizada por una red de drenaje permanente a base de canales trenzados y lagunas litorales. La conductividad hidráulica de estas formaciones glacio-fluviales contrasta con la baja conductividad de las rocas cristalinas del basamento, por lo que constituyen unidades acuíferas que, por otra parte, son vulnerables frente a la intrusión marina.

El permafrost es de altas latitudes donde los registros de temperatura desde el año 1988 indican que el promedio de temperaturas medias mensuales es de Tm= –1,5°C con una $T_{mín}$ = –12,7°C (07/1995) y una $T_{máx}$ = +3,3°C (01/1997 y 01/2006) para la serie 1988-2022 (fuente: Servicio Meteorológico Nacional de Argentina). Estos datos indican la península estaría atravesando una transición hacia un estadio donde la acción de las heladas se produce, pero no necesariamente domina.

Los procesos hidro-geomorfológicos dan lugar a peligros geotécnicos en instalaciones de la Base Antártica Carlini. Estos procesos están estrechamente relacionados con la dinámica marina litoral, controlada por los cambios relativos en el nivel del mar (RSL), que es el resultado de los cambios en el volumen de agua almacenado en los océanos (cambios eustáticos) y las deformaciones en la corteza terrestre (cambios isostáticos), debidas a las variaciones en los espesores de hielo que la cubren (e.g. Agostinetti et al., 2004). En este sentido, amplios sectores de la península antártica están sufriendo un rebote glacio-isosático, como consecuencia del retroceso de las masas de hielo continentales desde el LGM (p. ej. Fretwell et al., 2010; Gowan et al., 2020). Se estima que el RSL presentó un máximo del orden de +9 m a +20 m (respecto al nivel actual) ~8.000 cal yr. BP, momento a partir del cual el rebote isostático iguala y supera el ascenso eustático. A partir de ese momento, el RSL ha venido descendiendo a tasas de entre –3,9 mm/año, para el periodo ~8.000 a 7.000 cal yr. BP hasta los –0,3 mm/año en los últimos 1900 cal yr. BP (Roberts et al., 2011 y citas en él). Como consecuencia, se ha producido una reversión en los patrones de erosión-sedimentación en la zona de estudio, y donde antes dominaba la sedimentación, en un contexto de regresión marina por descenso en el RSL, actualmente se desarrollan procesos de erosión por transgresión marina, probablemente impulsado por la deceleración en las tasas de rebote isostático en los últimos centenares de años (Roberts et al., 2011). Esta tendencia erosiva se ve agravada por la disminución en la generación del hielo marino que protegía las costas, debido a las nuevas condiciones impuestas por el calentamiento reciente.

1.4.4 Ambiente periglaciar de altas latitudes. Isla Marambio, Antártida.

El último caso de estudio se ubica en la bahía de López Bertodano, en el sector central norte de la isla Marambio (Seymour), perteneciente al archipiélago James Ross, ubicado al este de la península antártica. La isla Marambio está formada por los sedimentos más modernos que rellenaron la Cuenca James Ross de los cuales afloran en la zona de estudio (Bahía de López Bertodano) los correspondientes a la Fm. López de Bertodano (Rinaldi et al., 1978) que está formada por areniscas finas y lutitas arenosas de edad cretácica superior (unidad Maastrichtiense), a la Fm La Meseta (Rinaldi et al., 1978) formada por arenas y lutitas grises de edad Eocenas (Ypresiense inferior) y depósitos superficiales cuaternarios con contenidos variables de gravas, arenas y limos.

Desde una perspectiva hidro-geomorfológica, la zona de estudio está ubicada en un ambiente donde se superponen tres procesos geomorfológicos principales: dinámicas de erosión-sedimentación fluvial, el geocriogénico (característico de ambiente periglaciar) y el marino litoral. Relacionados con los anteriores, en la isla también son frecuentes las dinámicas gravitacionales, en forma de deslizamientos y flujos, favorecidos por la reología de las rocas que presentan un comportamiento geotécnico muy desfavorable. Se destaca la ausencia de glaciares, así como de mantos de nieve durante el verano (Silva-Busso et al., 2000). Cabe señalar que muchos de estos procesos están también controlados por la evolución del RSL, al igual que en las islas más septentrionales de la Shetland del Sur.

El permafrost en la Isla Marambio se da en ambiente de altas latitudes donde los registros de temperatura desde el año 1971 indican que el promedio de temperaturas medias mensuales es de T_m= - 8,3° C con una $T_{mín}$ = -23,1° C (07/2007) y una $T_{máx}$ = +2,0 °C (12/1992) para la serie 1971-2022. Estos datos indican que Marambio se encuentra en una zona periglaciar donde domina la acción de las heladas y en las que el permafrost puede considerarse como continuo. La profundidad a la que se sitúa la base del permafrost es irregular, condicionada por la configuración del paisaje. La isla presenta una meseta prominente localizada a 200 m s.n.m. y es allí donde el permafrost alcanza mayor profundidad (~130 m), hasta los ~45 m en la submeseta (66 m s.n.m.) y ~28 m a nivel del mar de Larsen (Fournier et al., 1989). No obstante, se desconoce el efecto que el calentamiento reciente puede haber tenido en el retroceso del permafrost profundo.

La dinámica hidro-geomorfológica y la variación en los procesos geocrigénicos dan lugar a peligros geotécnicos en instalaciones de bases antárticas argentinas que se relacionan con la dinámica marina litoral y los procesos de erosión-sedimentación fluvial, en la cual los procesos de erosión se ven incrementados de forma acelerada debido fundamentalmente a la disminución de la competencia de materiales relacionada con el deterioro del

permafrost, el comportamiento geotécnico desfavorable los materiales y la disminución en el periodo de protección ofrecido por el hielo marino.

Capítulo 2

2 Metodología

Todos los casos de estudio presentan un impacto sobre los procesos hidrodinámicos generados a partir del aumento de temperaturas, pero las variaciones en la latitud geográfica, altura y contextos geológicos y geomorfológicos, hacen necesaria la realización de estudios específicos para abordar cada una de sus problemáticas particulares. No obstante, hay una serie de etapas comunes a todos los ejemplos, correspondientes al análisis de antecedentes y sensoramiento remoto, medidas directas e indirectas en el terreno, ensayos de laboratorio y análisis hidrometeorológico (Tabla 2.2). En el presente capítulo se describen los distintos métodos empleados en la presente investigación.

2.1 Análisis de antecedentes y sensoramiento remoto

Se realiza una recopilación, análisis y validación de información antecedente de tipo bibliográfica, cartográfica, de fotografías aéreas y de imágenes satelitales de diversa resolución y multitemporales. La información bibliográfica recopilada corresponde a artículos de investigación publicados en revistas científicas y en congresos, a capítulos de libros, así como a trabajos inéditos y boletines que acompañan las hojas geológicas.

En el caso de los Pirineos (Capítulo 3), se analizaron las fotografías aéreas históricas y ortoimágenes de fechas que van desde 1945 hasta 2018 con resoluciones espaciales de hasta 25 cm/px (fuente: Instituto Geográfico Nacional de España-(IGN) e Instituto Cartográfico y Geológico de Cataluña (ICGC). Las imágenes fueron utilizadas para la cartografía geomorfológica y la identificación de precipitación de pátinas blanquecinas de aluminio presentes en los depósitos de lecho de ríos y arroyos en la zona de estudio. Particularmente valiosas fueron las fotografías aéreas tomadas en 1945–46 y 1956–57 (vuelos americanos A y B; Centro Cartográfico y Fotográfico de la Fuerza Aérea de España-CECAF) que, a pesar de su menor resolución espacial (~5 m/px y ~2 m/px, respectivamente), permiten ampliar el período de observación a casi 75 años. La comparación entre las fotografías utilizadas para el análisis es posible ya que todas ellas fueron capturadas durante la temporada sin nieve, que va desde finales de junio hasta finales de septiembre, con la única excepción de las series de 2009 recogidas en octubre-noviembre. Se excluye del análisis la serie de 2017 porque, a pesar de que las fotografías

fueron tomadas a fines de septiembre, la superficie terrestre se encuentra parcialmente cubierta por nieve por encima de los 2200 m.s.n.m.

Las imágenes satelitales obtenidas de las fuentes Lantmäteriet/Metria y CNES-Airbus tienen una resolución espacial adecuada (menor a 15 m de píxel) para la observación de cambios en la evolución del paisaje. Estas imágenes satelitales disponibles en Stördalen desde el año 2008 a la actualidad, permitieron identificar las distintas geoformas presentes en el área de trabajo y a su vez evaluar los cambios ocurridos a nivel geomorfológico hasta la actualidad. Sobre esta base se desarrollaron mapas geomorfológicos para distintos períodos y de esta forma se puedo evaluar la respuesta superficial de los procesos de degradación de la turbera de Stördalen.

Las imágenes satelitales multitemporales en la Antártida obtenidas de la fuente Maxar Technologies, presentan una resolución espacial adecuada (menor a 15 m de píxel) para la teledetección desde una perspectiva geomorfológica desde el año 2005 para la península Potter en la Isla 25 de Mayo (Capítulo 5), y desde el año 2010 hasta la actualidad para la Isla Marambio (Capítulo 6). Las mismas sirven de base para realizar la cartografía geomorfológica y para evaluar la evolución de procesos morfológicos como el avance y retroceso de la línea de costa, así como los criológicos como es la formación cíclica de un hielo marino. La duración y ciclicidad de la formación del de hielo marino, se realizó un análisis multitemporal de imágenes satelitales del programa Landsat 8-9 *Operational Land Imager* (OLI) mediante la interfaz de usuario EarthExplorer (EE) (https://earthexplorer.usgs.gov/) que es una herramienta de búsqueda, descubrimiento y pedido en línea desarrollada por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Dicho análisis se realizó a lo largo de la última década, lo que permitió obtener un registro de la ciclicidad del proceso donde se determina en qué mes ocurrió el congelamiento y formación del hielo marino, la cantidad de meses congelado, el mes donde ocurre el descongelamiento y los meses descongelados de cada año para la Bahía de López Bertodano.

El análisis exhaustivo de la información antecedente mencionada permite realizar e integrar la cartografía geológica y geomorfológica de base, identificar y obtener una aproximación a la morfología y la de evolución de procesos geomorfológicos. Parte de la información se valida en gabinete y parte mediante las actividades de campo. Sobre la base de la síntesis de la bibliografía se identificaron zonas de interés particular y luego se programaron y se ejecutaron las campañas de trabajo *in-situ* que contemplaron actividades de levantamiento

hidro-geomorfológico, de aplicación de técnicas de prospección geofísica, de ejecución de ensayos *in-situ* y de toma de muestras de aguas y suelos.

Los mapas geomorfológicos generados en base a las imágenes satelitales, al levantamiento hidro-geomorfológico y otros datos de campo, se realizaron mediante el software QGIS versión 3.16.14.

2.2 Medidas directas

2.2.1 Levantamiento hidro-geomorfológico y geotécnico

El levantamiento hidro-geomorfológico tuvo como objeto validar la información antecedente, identificar y caracterizar las geoformas presentes a la escala de trabajo adecuada para el estudio de cada zona incluyendo la descripción de morfologías de micro y meso escala. Además, sirvió como una aproximación inicial para determinar la relación entre las geoformas y los agentes geomorfológicos involucrados, en este caso, el comportamiento del agua en sus estados líquido y sólido (hielo), tanto como parte del sistema hídrico superficial, el subterráneo y el permafrost, así como todas sus posibles interrelaciones. Para ello se realizaron mediciones morfométricas de las geoformas y se delimitaron las mismas tanto en superficie, mediante el apoyo del uso de instrumentos de posicionamiento satelital (GPS), y en profundidad a partir de los afloramientos disponibles, calicatas y perforaciones manuales o con equipo rotopercutor (*test pits*).

En el ámbito del Pirineo (Capítulo 3) se identificaron y cartografiaron las formaciones superficiales de interés, en particular los depósitos rocosos de tipo periglaciar. También se analizaron los rasgos morfológicos asociados a los movimientos de laderas profundos (DSGSD), como son los escarpes a contrapendiente y las depresiones tipo graben, características en los sectores de cabecera de este tipo de estructuras como son los *sackung* (e.g. Gutiérrez-Santolalla et al., 2005). Las morfologías identificadas mediante fotointerpretación fueron revisadas mediante trabajo de campo, para constatar el origen gravitacional de las formas y descartar que estas morfologías tuvieran un control litológico importante. Durante los trabajos de campo también fue posible calibrar los trabajos de identificación de precipitados de aluminio en los cauces de los ríos, confirmando o descartando los datos obtenidos mediante la fotointerpretación.

En Stördalen (Capítulo 4) se relevaron en detalle los rasgos morfológicos y micro-topográficos de las palsas y de las distintas zonas con diverso nivel de degradación: palsas intactas (montículos de turba con un núcleo de permafrost intacto), palsas semi-

degradadas (área de 'transición'), y palsas completamente degradadas sin permafrost (área 'colapsada'). Para ello se utilizaron cinta métrica y nivel analógico, con lo que se consiguió una resolución subdecimétrica.

En la Isla 25 de Mayo (Capítulo 5) se llevó a cabo una cartografía de niveles marinos emergidos (playas levantadas) mediante GPS de mano. También se capturaron perfiles topográficos de detalle mediante nivel óptico de precisión (Leica), con una precisión subventimétrica.

En el sector norte de la Isla Marambio (Capítulo 6) se realizó una descripción del macizo rocoso a escala geotécnica correspondiente al escarpe que constituye el frente acantilado de una terraza marina, el cual tiene una doble finalidad: (1) el estudio de los mecanismos de retroceso costero que viene experimentando el frente y (2) la caracterización geomecánica de los materiales aflorantes en el escarpe, que a su vez constituyen el sustrato sobre el que se asienta la edificación, y que muestra signos evidentes de una intensa erosión hídrica. En este sentido, se definieron y describieron en detalle las unidades geotécnicas y se identificaron los factores condicionantes y desencadenantes más influyentes en la estabilidad del acantilado marino. Además, se realizó una calicata manual de aproximadamente 70 cm de profundidad, ubicada a 65 m aproximadamente del frente acantilado para la observación de las unidades litológicas y geotécnicas subaflorantes, (**Figura 2.1**a). La calicata se profundizó hasta alcanzar el techo del permafrost y permitió observar el contenido de hielo de los materiales, así como registrar temperaturas del suelo mediante termómetro de contacto.

2.2.1.1 Determinación de parámetros geotécnicos mediante ensayos “in situ”

Como parte de las medidas directas, se ejecutan ensayos de resistencia mecánica mediante el uso de martillo esclerómetro de tipo “Schmidt” (de Vallejo et al., 2002) marca MATEST modelo C386N, una herramienta portátil que permite, a través del rebote del martillo, el registro de las propiedades elásticas de la superficie expuesta de roca, y que puede ser relacionado con la resistencia a la compresión simple de la roca (p.ej. Aydin y Basu, 2005). Para la caracterización mecánica de las formaciones blandas se llevaron a cabo ensayos de penetración dinámica de cono liviano (DCPL), también denominado Dynamic Probing Light (DPL). La prueba consiste en el hincado de una varilla de acero graduada cada 1 cm, mediante el golpeo sucesivo con una masa de 8 Kg y una caída libre de 575 mm (**Figura 2.1**b). El golpeo necesario para hincar un tramo determinado ofrece una idea sobre la resistencia al avance de la penetración, que puede ser relacionada con

parámetros como el ángulo de fricción interna o la resistencia al corte de los materiales. Este ensayo de penetración realiza bajo los lineamientos de la norma de la *International Standard Organization* - ISO 22476 – DPL o la ASTM D 6951-03 (ASTM, 2003).



Figura 2.1: Estudios in-situ (A) desarrollo de calicata manual. (B) Equipo de DCPL donde se observa la maza de 8 kg, la varilla de hincado y la varilla guía graduada.

2.2.2 Medición directa del techo del permafrost

Las técnicas utilizadas para la medición directa del techo del permafrost en el terreno se adecúan a las características litológicas de cada caso (**Figura 2.2**). En todos los casos se hincan herramientas en el suelo hasta alcanzar el techo de permafrost, que es mecánicamente mucho más resistente a la penetración que el suelo no congelado.

En las terrazas marinas del norte de Isla Marambio (Capítulo 6) resulta adecuado el uso de un roto percutor eléctrico con elevada potencia conectado a un generador eléctrico a combustión, dado que permite atravesar rápidamente la presencia de una cobertura conglomerática (**Figura 2.2**A). Estas mediciones son complementadas con los datos de DCPL mencionados anteriormente, que permiten no sólo obtener una medida precisa de la profundidad a la que se localiza el techo del permafrost, sino que permite registrar de una manera semi-cuantitativa el gradiente de resistencia al avance, que puede ser relacionado con la calidad del permafrost. El criterio principal utilizado para la investigación

fue que se obtiene “rechazo” en la prueba cuando se alcanza el permafrost no degradado, con independencia del material que lo alberga.

La identificación del techo del permafrost con las técnicas descritas resulta más complicada en el caso de península Potter, Isla 25 de Mayo (Capítulo 5) dado que los materiales más superficiales corresponden a depósitos de till, con abundancia de cantos rocosos, algunos de grandes dimensiones. En este caso se utilizó una varilla de acero de mayor diámetro, para el hincado mediante golpeo con maza. En el extremo superior se soldó una cruceta para facilitar la extracción (**Figura 2.2**b).

Las palsas de Stördalen (Capítulo 4) permiten una medición mediante hincado manual de una jabalina de acero graduada cada 1 cm, debido a la fácil penetración en el terreno, lo que permitió el registro del espesor de la capa activa con una precisión subcentimétrica (**Figura 2.2**c).

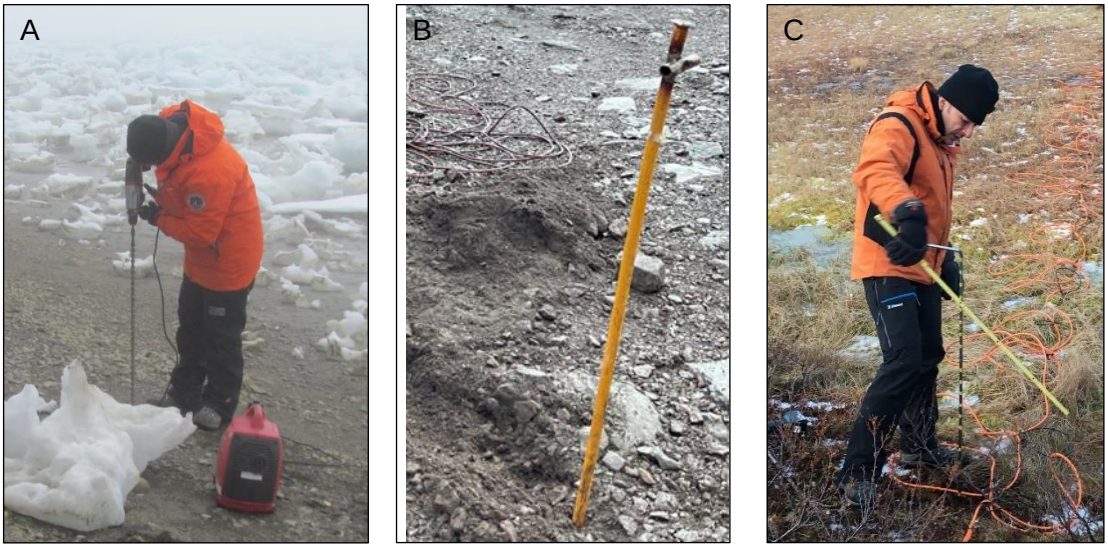


Figura 2.2: Medición directa del techo del permafrost. (A) Taladro rotopercutor utilizado en la Isla Marambio. (B) Lanza para golpeo con maza utilizada en la Isla 25 de Mayo. (C) Jabalina graduada utilizada en Stördalen.

2.2.3 Sistema de monitoreo de temperaturas del suelo y montaje

El monitoreo continuo de la temperatura del suelo permite analizar las tendencias de temperatura, variabilidad estacional y cambios a medio/largo plazo (p. ej. Thompson et al., 1971; Hauck et al., 2009; Biskaborn et al., 2019). La información obtenida resulta clave para comprender mejor los efectos que el calentamiento reciente puede tener sobre el territorio, tanto a nivel regional como más global. Por otra parte, el monitoreo continuo ayuda a identificar la profundidad y la extensión del permafrost, así como los cambios en su temperatura que pueden indicar descongelamiento, lo que es crítico para identificar el

impacto del cambio climático en regiones periglaciares. Además, la temperatura del subsuelo influye en los procesos hidrológicos, como la infiltración y el flujo de agua subterránea y la interacción entre el agua superficial y subterránea, por lo que el control en la variación de la temperatura ofrece información relevante sobre el estado y variación estacional del sistema hidrológico, De igual modo, esta información es relevante en términos de geotecnia, pues la temperatura del suelo también afecta a las propiedades mecánicas de los materiales (Lewkowicz and Harris, 2005; Harris et al, 2009; Oliva and Ruiz-Fernández, 2015; Patton et al., 2019), y el descongelamiento puede afectar a la estabilidad de cimentaciones someras e infraestructuras lineales como las pistas de acceso o aeródromos.

Sistemas de monitoreo continuo de temperaturas fueron instalados en el subsuelo, en distintos emplazamientos de las bases antárticas de Carlini (Capítulo 5) y Marambio (Capítulo 6) y (Figura 1.6). El objetivo fue registrar y analizar la respuesta térmica de los suelos en función de los cambios estacionales en la temperatura atmosférica y en diferentes contextos (en la línea de costa, a mayor elevación o en presencia de edificaciones con diferentes modalidades constructivas). Cada sistema está integrado por una cadena de sensores de temperatura (termistores) instalados a diferentes profundidades, conectados a través de cables de diferentes longitudes mediante conectores tipo *jack* de 3,5 mm a una unidad de registro y almacenamiento autónomo de datos (*datalogger*). Específicamente se utilizan cables marca Hobo (USA) modelos TMC20-HD y TMC6-HD, para agua o suelo (-40/50°C) y aire (-40/100°C) (**Figura 2.3**a, b). Cada *datalogger* está equipado con diferentes canales para el registro de temperatura del suelo y además registra la temperatura la humedad ambiental donde se sitúa el equipo. Específicamente se utilizan los *dataloggers* de la marca Hobo (USA) modelo U12-013 Temp/RH/Ext/Ext, alimentados por baterías de ión litio (**Figura 2.3**). El montaje consistió en la perforación de un taladro hasta las profundidades requeridas (mediante el uso de martillo roto-percutor o martillo de impacto, lo que permitió penetrar en el permafrost), la colocación de las cadenas de termistores a distinta profundidad, la instalación de los *dataloggers* fijados a elementos estructurales y el conexionado de los distintos elementos (**Figura 2.3**).

La frecuencia del registro de temperaturas se determinó en base al alcance del estudio y la memoria de almacenamiento disponible. Los *dataloggers* se programaron para el registro de 4 mediaciones diarias, espaciadas cada 6 horas. La transmisión de datos se realiza de forma manual mediante la conexión del *datalogger* a una computadora a través de un cable de tipo USB. La captura y preprocesado de datos se realizó mediante el software

HoboWare versión 3.7.25 ©2022-2022 (Onset Computer Corporation), el cual permite el análisis directo o la exportación de archivos con extensión para uso en hojas de cálculo.

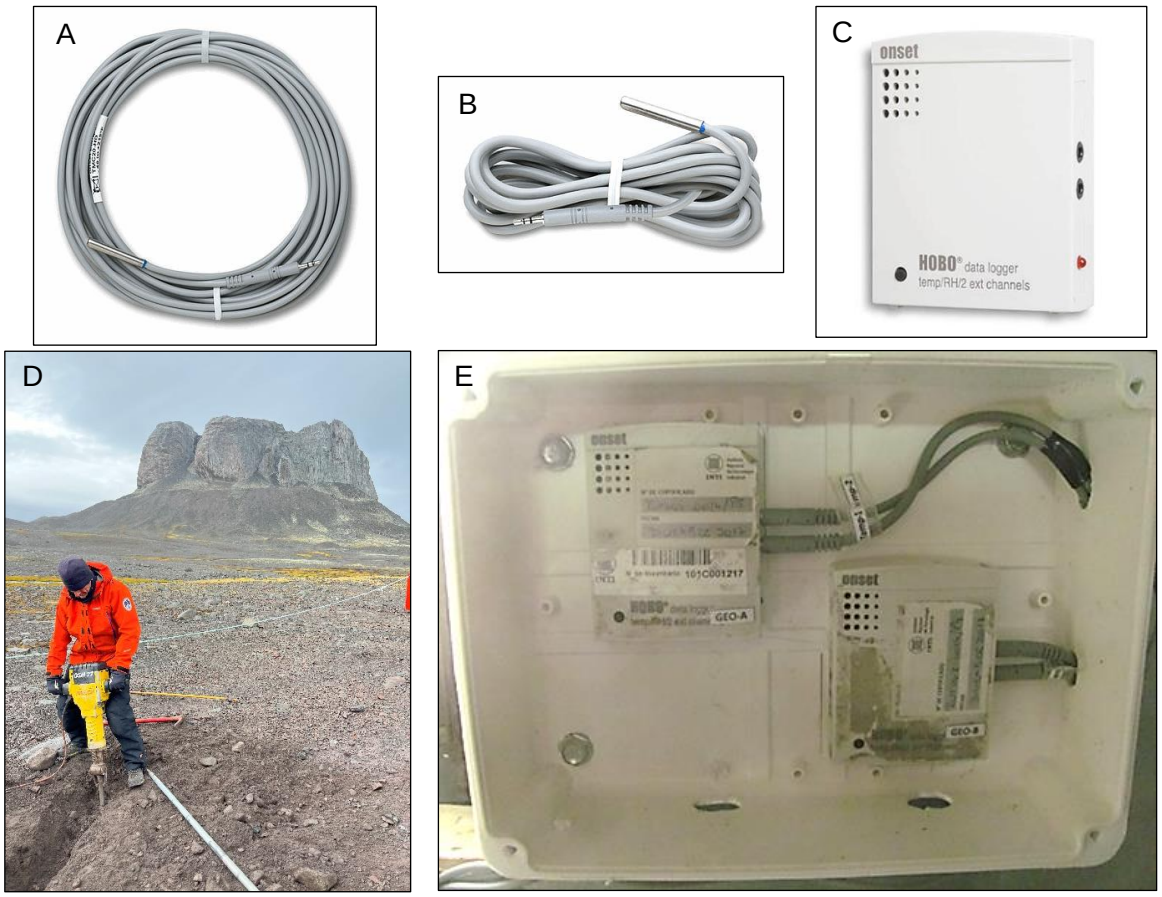


Figura 2.3: Sistema de monitoreo y montaje. A) Cable de 6 m, B) cable de 1,8 m, C) *datalogger*, D) utilización de martillo neumático para colocación de termistores en el suelo en península Potter, E) montaje de los *dataloggers*.

2.2.4 Medición multiparamétrica y muestreos

En el caso de estudio de alta montaña conducido en el Pirineo (Capítulo 3), se llevaron a cabo nuestros sistemáticos en diferentes estaciones para la toma de muestras de agua y registro de parámetros hidro-físicoquímicos. Las estaciones de muestreo fueron seleccionadas de acuerdo con los resultados de la identificación de precipitación de compuestos de aluminio por fotointerpretación y otros criterios hidrogeomorfológicos, con el fin de obtener un modelo representativo de toda el área. Los parámetros fisicoquímicos (es decir, temperatura, pH y conductividad eléctrica-EC) se midieron en los puntos de muestreo de agua con un medidor de pH HI9810 y un medidor de EC HI98192 (de HANNA), ambos equipados con sondas de temperatura para permitir la compensación de los valores de pH y EC a una temperatura de referencia de 25 °C (**Figura 2.4** A). Los medidores se recalibraron en varios puntos antes de cada campaña de muestreo con solución buffer de

pH certificadas (4,01, 7,01, 9,18, 10,01 y 12,45; ±0,01 pH a 25 °C) y soluciones estándar de EC (0,00, 84,01413 y 5000 µScm− 1 a 25 °C). Las muestras de agua se recogieron en tubos cónicos de PP de 15 mL, acidificados a pH < 2 mediante la adición de HNO_3 5 M (grado ultrapuro, Merck) y se conservaron a T < 5-10 °C hasta su análisis en el laboratorio.

En el caso de estudio de la Isla Marambio (Capítulo 6), se procedió a la toma de muestras de suelos sobre las distintas unidades geotécnicas identificadas, con el fin de caracterizar propiedades geotécnicas de los distintos tipos de materiales geológicos presentes. Se tomaron muestras tanto mediante el hincado de testigos encamisados en tubería de PVC (muestra “inalterada”), como muestras alteradas para diversos ensayos de caracterización geotécnica de materiales (**Figura 2.4** B).



Figura 2.4: Mediciones y toma de muestras. A) medidores de HANNA en Pirineos, B) toma de muestra de suelos disturbada en Marambio.

2.3 Mediciones indirectas – exploración geofísica

La exploración geofísica ofrece ventajas significativas en términos de “no invasividad”, cobertura extensa, profundidad de penetración, multidisciplinariedad, eficiencia de costos y continuidad temporal en comparación con los métodos directos de estudio. Estas ventajas hacen que sea una herramienta muy valiosa para complementar las observaciones directas. Estas fortalezas se ven aún más reforzadas debido a las importantes limitaciones logísticas impuestas por las altas latitudes en las que se localizan las zonas de trabajo, especialmente en el ambiente antártico, así como la necesidad de no perturbar entornos tan frágiles y objeto de protección, como los estudiados. Por otra parte, el hecho de que las técnicas geofísicas permitan una captura de datos extensiva hace que la información, aunque de menor resolución, pueda ser más representativos que los obtenidos mediante observaciones directas. En todo caso, los métodos geofísicos no tratan de ser una alternativa, sino un complemento a las observaciones directas, y su integración contribuye

a obtener modelos hidrogeomorfológicos mucho más robustos, dado que el marco general propuesto por los datos geofísicos (menor resolución, pero mayor cobertura espacial) permite una mejor interpretación para las observaciones puntuales (de mayor resolución, pero menor representatividad de las condiciones del sistema).

Las técnicas geofísicas vienen siendo utilizadas con éxito en entornos remotos como los antárticos desde hace décadas (p. ej. Robin, 1953; Fournier et al., 1989), si bien los casos de estudio que aportan modelización hidrogeomorfológica mediante geofísica son aún mucho más limitados que en otras regiones. Entre las técnicas que ofrecen mayor versatilidad para la investigación hidrogeomorfológica están las técnicas geoeléctricas y las sísmicas. En el contexto de este trabajo se utilizaron técnicas de reconocimiento geoeléctrico en 1D (sondeo eléctrico vertical-SEV) y en 2D, mediante tomografía eléctrica de resistividades (ERT) o *Electrical Resistivity Imaging* (ERI), y sísmico mediante tomografía sísmica de refracción (SRT).

Los métodos de resistividad geoeléctrica se basan en la evaluación del patrón de distribución de resistividad en un medio cuando se somete a un campo eléctrico inducido artificialmente. Los fundamentos teóricos y prácticos que rigen la prospección geoeléctrica pueden consultarse en trabajos como los de Orellana (1972) en el caso del SEV y los trabajos de Loke (2011a, b) y Zarroca (2012). Los métodos de SEV y TER-ERI han demostrado ser eficaces para determinar la estratigrafía en zonas de permafrost dado que la resistividad está controlada en parte por la temperatura y la resistividad aumenta drásticamente en el caso de suelo congelado, lo que hace que el SEV y la TER-ERI sean útiles para identificar las características del permafrost (Fournier et al. 1990; Fukuda et al. 1992, Silva Busso et al. 2013, Sjöberg et al. 2015, Conaway et al. 2020). Además, la TER-ERI ha resultado una herramienta eficaz en áreas de turberas y en diferentes contextos (Pellicer y Gibson 2011, Zarroca et al. 2011, Pezdir et al. 2021).

Las técnicas sísmicas, por su parte, pueden ofrecer una mayor resolución espacial, y mayor penetración que las geoeléctricas y son especialmente apropiadas para la caracterización de geometrías e interfases entre unidades que presenten un contraste en sus propiedades sísmicas. Dichas propiedades sísmicas están relacionadas esencialmente con sus parámetros elásticos y en menor medida su densidad (Gaskell y Swallow, 1952).

Las distintas características particulares de las técnicas geoeléctricas y sísmicas las hace especialmente complementarias y sinérgicas, dado que su uso conjunto permite reducir las incertezas inherentes a cada método y mejorar la confiabilidad de los modelos. Dichas

técnicas han sido aplicadas de manera integrada en numerosas investigaciones geomorfológicas (p.ej. Zarroca et al. 2012, 2014), y ya se han mostrado eficaces en ambientes de permafrost antártico (p.ej. Hauck et al., 2007). La SRT consiste en generar ondas elásticas a partir de una perturbación en el terreno y medir la velocidad de llegada de las distintas ondas a mediante sensores denominados geófonos. Los fundamentos teóricos y prácticos que rigen la prospección geosísmica de refracción pueden consultarse en Vandecar (1993).

En los siguientes apartados se menciona brevemente en qué consiste el método y se detalla las características de los dispositivos utilizados en función de los objetivos de cada estudio.

2.3.1 Sondeo eléctrico vertical (SEV)

El sondeo eléctrico vertical (1D) consiste en la inyección de corriente eléctrica a partir de la generación de un deferencial de potencial entre dos electrodos (electrodos de corriente) y la medición de la intensidad de la corriente eléctrica (medida en Amper - A) y la tensión (medida en Volt -V) en un punto del subsuelo a través de otros dos electrodos (electrodos de potencial). A partir de la separación creciente entre los electrodos con dirección constante y con el centro del segmento fijo, se obtienen valores de resistividad aparente (ρ_a) en función del arreglo de electrodos. El resultado es una curva denominada curva de campo o de resistividad aparente (ρ_a) que guarda relación con el comportamiento geoeléctrico del subsuelo inmediatamente debajo del punto medio del tendido.

Existen varios arreglos o distribución de los electrodos, aunque los más usados son Schlumberger y/o Wenner. En el presente trabajo se optó por el dispositivo Schlumberger por ser más resolutivo en profundidad y porque al mantenerse constante la separación de bipolo de potencial $\overline{MN}$ (**Figura 2.5**), la curva de campo no muestra los saltos característicos que se inducen al variar dicho espaciado, lo que facilita el procesado de las curvas de campo. En el caso de estudio de Marambio (Capítulo 6), los SEV se ejecutaron mediante la implantación de tendidos cortos (micro SEV) con dispositivo de tipo Schlumberger y una apertura típica de AB/2 de 25 m, para lograr buena resolución en los primeros metros de profundidad y una densidad de puntos adecuada. Además, la información generada se complementó con la obtenida a través de tendidos más largos y que por lo tanto alcanzan mayor profundidad de investigación.

Estación	AB/2	MN/2
0	1	0,25
1	1,21	0,25
2	1,47	0,25
3	1,78	0,25
4	2,15	0,25
5	2,61	0,25
6	3,16	0,25
7	3,83	0,25
8	4,64	0,25
		1
9	5,62	0,25
		1
10	6,81	1
11	8,25	1
12	10	1
13	12,12	1
14	14,68	1
15	17,78	1
		4
16	21,54	1
		4
17	26,1	4

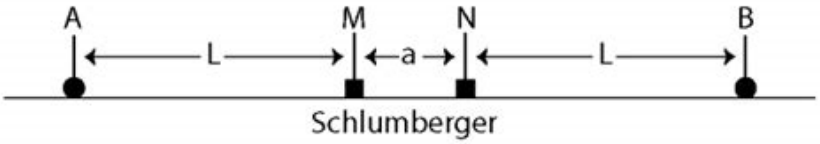


Figura 2.5: Dispositivo utilizado. A la izquierda se muestran las distancias entre electrodos y a la derecha el esquema del dispositivo.

Los tendidos se realizaron en su mayoría paralelos a la línea de costa y en este caso, en el centro del tendido de los SEV se llevaron a cabo ensayos de tipo DPL, lo cual permitió obtener información de resistencia mecánica y valores de resistividad para un mismo sitio (**Figura 2.6**).

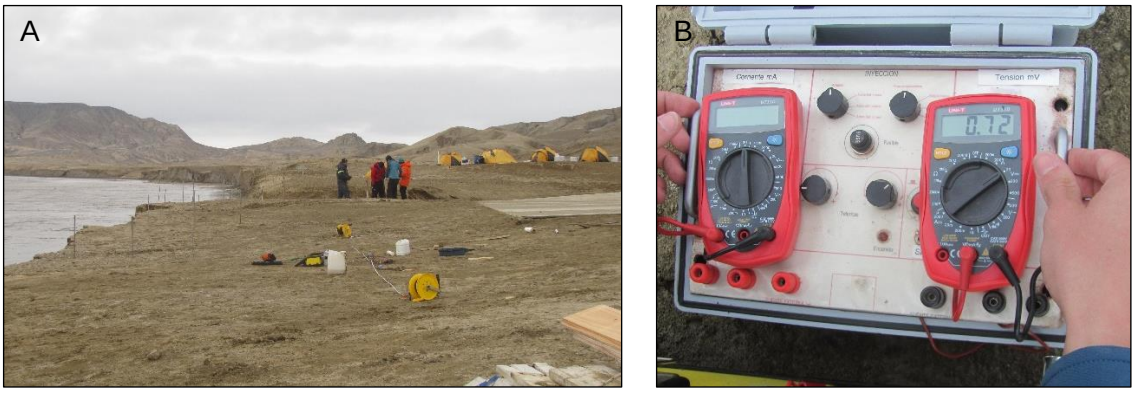


Figura 2.6: SEV. A) tendido del dispositivo de SEV paralelo a la costa enIsla Marambio, Antártida. B) unidad de emisión y registro.

Los datos de resistividades aparentes obtenidas (curvas de campo) deben ser procesadas para determinar la distribución de la resistividad “real” a profundidades “reales”, en lo que se conoce como el proceso de inversión (Loke, 2011b), para ello, en vez de realizar el proceso de forma manual, se realizó mediante el software IPI2Win (Bobachev et al., 2003). El principio básico del software es el de simulación: en el cual se varían los valores de

profundidad (Z) y de resistividad real hasta obtener una curva similar a la de campo. A partir de esta información se genera un modelo geoeléctrico con los espesores y valores de resistividad de cada electro-capa. El paquete permite la inversión de los datos de resistividad aparente y la producción de pseudosecciones de resistividad aparente, mediante la interpolación de una serie de SEVs. Las pseudosecciones construidas proporcionaron únicamente información cualitativa, sin embargo, estas pseudosecciones permiten la identificación cualitativa de los diferentes dominios geoeléctricos (p.ej. Zarroca et al., 2011), lo que fue de utilidad para identificar los diferentes dominios de permafrost en la zona de estudio. Además, esta información pudo ser calibrada mediante las medidas directas de la profundidad del techo del permafrost a partir de los ensayos DCPL, hasta configurar un modelo geocriológico cuantitativo.

2.3.2 Tomografía eléctrica de resistividades (ERT)

La ERT se basa en los mismos principios físicos que el SEV pero en lugar de usar un único cuatripolo (dos electrodos de corriente y dos de potencial) que se modifica, se despliega un tendido de muchos electrodos regularmente espaciados mediante dispositivos multielectródicos (Griffiths y Barker 1993). Su interconexión se realiza mediante un cable multinúcleo que permite combinarlos en grupos de cuatro, alternando las funciones como electrodos de corriente y voltaje, desde una unidad central de control. La ventaja de este método frente al SEV es que el uso de sistemas multielectrodo y multicanal facilita la adquisición de gran cantidad de datos en tiempos reducidos (Loke, 2011a, Zarroca, 2012), lo que ofrece la posibilidad de capturar mayor cantidad de datos (mayor resolución) y hacerlo de modo directo tanto en 2D, 3D. El número de electrodos disponible y el espaciado interelectrodico de los cables limita la máxima profundidad de investigación y la longitud de los perfiles. No obstante, esos perfiles sí pueden extenderse utilizando técnicas *roll-alone* (van Overmeeren and Ritsema, 1988).

Para la campaña geofísica de Stördalen, se utilizó un sistema Terrameter LS (ABEM SE) de 4 canales y 64 electrodos espaciados 0,5 m, y como matriz de registro se seleccionó una configuración híbrida de Wenner-Schlumberger y dipolo-dipolo (**Figura 2.7**). Estos ajustes permitieron recopilar un conjunto de datos de alta resolución próximos a los 2.600 registros de resistividad aparente para cada perfil. Para el procesado de los datos se utilizó el software RES2DINV (Geotomo), que resuelve el problema de la inversión mediante métodos numéricos de diferencias finitas (inversión de Occam) (Constable et al., 1987; LaBrecque et al., 1996; Loke y Baker, 1996, Loke, 2011b). Mediante dicho software se

procedió al filtrado de ruido en la etapa de preprocesado y posteriormente durante el procesado-inversión de los datos.



Figura 2.7: Tendido de ERT en palsas de Stördalen, Abisko, Suecia.

El método de inversión utilizado fue la norma L2 o solución numérica de optimización con restricciones de amortiguado-suavizado (Loke et al. 2003). Se estableció como modelo de partida un semi-espacio con una resistividad homogénea igual al promedio de los registros de resistividad aparente. El proceso iterativo consiguió rebajar el residual del modelo hasta un error estadístico RMS del 7% después de 5 iteraciones. Además, la imagen de resistividad obtenida se calibró mediante observaciones directas del espesor de la capa activa descriptos en el apartado 2.2.2 *Medición directa del techo del permafrost*.

En la campaña geofísica mediante ERT de la Base Carlini (Isla 25 de Mayo) se utilizó un resistivímetro GTR-2 de Geotrade y fuente convertidora DC/DC GTE-6/1. Este resistivímetro tiene unas prestaciones muy básicas, por lo que la selección de quatripolos se debió llevar a cabo de manera manual. Se utilizó el software de inversión EarthImager 2D (AGI USA) para filtrar y procesar los datos, y para construir un modelo de resistividad

"real" (imagen de resistividad). El funcionamiento de este software de inversión y principios de solución numérica es análogo al descrito para RES2DInv (Geotemo).

2.3.3 Tomografía símica de refracción (SRT)

La técnica SRT se basa en el principio de que las ondas sísmicas (ondas sónicas) viajan a diferentes velocidades a través de materiales con diferentes propiedades elásticas (p.ej. Sheriff y Heldart, 1995; Kearey et al., 2002). Se trata de una técnica activa en la que se genera una perturbación en la superficie del terreno (disparo) mediante una fuente de energía, mientras que se registran los tiempos de tránsito de las ondas sísmicas por el medio. Los datos obtenidos son parejas de valores de distancias y tiempos de llegada primera llegada de estas ondas sísmicas, que permiten construir las funciones de velocidad (dromocronas). Mediante el análisis de las dromocronas es posible determinar la velocidad de las ondas compresionales (tipo P) y trayectorias (ondas directas y refractadas criticas) a diferentes profundidades, así como determinar a qué profundidades se encuentran las interfaces (refractores) entre las diferentes capas sísmicas. Estos datos permiten construir un modelo de la estructura subsuperficial, incluyendo la profundidad y la geometría del sustrato rocoso, suelos, agua subterránea u otros materiales geológicos como el permafrost.

La campaña geofísica de la Base Carlini (Isla 25 de Mayo) (Capítulo 5) incluyó exploración mediante SRT (Figura 2.8). El equipo utilizado estaba compuesto por un sismógrafo de 24 canales Geode 24 (E&G Geometrics), 24 geófonos de 14 Hz, que fueron espaciados a distancias de 2,5 y 5 m. Como fuente de energía se golpeó con una maza de 5kg sobre una placa metálica de aluminio, generando ondas de tipo compresional, que son las de utilidad para el método. Para mejorar la ratio señal/ruido se procedió al apilado de 6 a 10 golpes consecutivos para cada estación de disparo. El procesado de datos se llevó a cabo mediante el software SeisImager2D™ (EG & Geometrics), con sus módulos Pickwin™ para la identificación de primeras llegadas en los registros sísmicos y Plotrefa™ para la inversión y representación de los datos. La inversión se llevó a cabo en este caso mediante el método tomográfico optimizado.



Figura 2.8: Línea sísmica perpendicular a la costa en Península Potter. En primer plano cable sísmico y geófonos. Al fondo sismógrado Geode 24 (E&G Geometrics de 24 canales).

2.4 Ensayos de laboratorio

Los ensayos de suelos se realizaron en los laboratorios del *Departamento de Geología Aplicada y Ambiental* (DGyM) del *Instituto Nacional de Tecnología Industrial de Argentina* (INTI) y corresponden a la determinación de las propiedades índice de suelos, la mineralogía con identificación de arcillas, el contenido elemental y la determinación de la dispersividad. En la Tabla 2.1 se detallan los ensayos realizados y la metodología empleada.

Ensayo	Método	Nombre norma/instrumental
Granulometría	ASTM D7928-21	Particle-Size Distribution (Gradation) of Fine-Grained Soils Using the Sedimentation (Hydrometer) Analysis
Límites líquido, plástico e índice de plasticidad	ASTM D4318–10	Liquid Limit, Plastic Limit, and Plasticity Index of Soils
Clasificación	ASTM D248711-USCS	Classification of Soils for Engineering Purposes (Unified Soil Classification System)
Contenido de humedad natural	ASTM D 2216–10	Laboratory Determination of Water (Moisture) Content of Soil and Rock by Mass
Densidad (peso unitario)	ASTM 7263-09	Laboratory Determination of Density (Unit Weight) of Soil Specimens
Dispersividad (doble hidrómetro)	ASTM D 4221 99	Dispersive Characteristics of Clay Soil by Double Hydrometer
Pinhole Test	D4647/D4647M - 13	Identification and Classification of Dispersive Clay Soils by the Pinhole Test
Difracción de rayos X	Difractogramas con identificación de arcillas.	Difractómetro de Rayos X, marca Philips PW 1730/10
Fluorescencia de rayos X	Análisis Semicuantitativo	Espectrómetro de Fluorescencia de rayos X, marca Philips PW 2400,

Tabla 2.1: Ensayos realizados, método enmpleado y denominación del estudio ó modelo del equipo de medición.

Para los análisis de agua, se midieron concentraciones totales de metales traza disueltos y metaloides (Ti, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Cd, Au, Hg y Pb) mediante espectrometría de masas de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) (p. ej. Longerich et al., 1990; Jarvis y Jarvis, 1992) mediante un espectrómetro Agilent 7500c. tanto el Al, como otros elementos principales (Na, K y Ca) y algunos elementos traza de alta concentración se determinaron mediante espectrometría de emisión óptica de plasma acoplado inductivamente (ICPOES) con un Agilent 5100. Los ensayos se llevaron a cabo en la unidad de análisis químico y estructural de la Universitat de Girona.

2.5 Análisis hidro-meteorológicos:

Para evaluar la relación entre los procesos hidrodinámicos, la variación de la profundidad de la capa activa y su relación con la temperatura atmosférica y precipitaciones, se utilizaron los datos climáticos de las estaciones meteorológicas más cercanas a cada una de las zonas de trabajo. El dato meteorológico fundamental que se considera como el más importante en el control en los procesos hidrodinámicos es la temperatura. Además, de la temperatura también se recopilaron datos de precipitaciones.

En el Pirineo (Capítulo 3) se recopilaron datos de las meteorológicas autónomas de Vielha e Mijaran, Esterri D'Àneu, y Certascan (fuente: Servicio Meteorológico de Catalunya). Los datos disponibles de temperatura y precipitaciones corresponden a la serie 1954 a la actualidad, que cubrió todo el periodo de observación de la serie histórica de fotografías aéreas utilizada para el análisis. Los datos climáticos de la turbera de Stördalen (Capítulo 4) se tomaron de la estación meteorológica de Stördalen (fuente: *Abisko Scientific Research Station*, Suecia), las cuales presentan registros desde 1961 a la actualidad. Para la península Potter (Capítulo 5) se utilizaron los datos correspondientes a la estación Meteorológica de la Base Antártica Argentina Dr. Carlini (fuente: Servicio Meteorológico Nacional de Argentina). Los datos disponibles de temperatura corresponden a la serie 1988 a la actualidad y además, se cuenta con datos de temperatura y precipitaciones medidas en el laboratorio alemán Dallmann desde el año 2016 a la actualidad. En el caso de estudio de la Isla Marambio (Capítulo 6) los datos meteorológicos se obtuvieron del servicio meteorológico alojado en la Base Antártica Argentina Vice-Comodoro Marambio (fuente: Servicio Meteorológico Nacional Argentino). Los datos disponibles de temperatura alcanzan los 50 años y corresponden a la serie 1971 a la actualidad; en cambio, los datos de precipitaciones se registran únicamente desde el año 1993 a la actualidad.

	Ubicación	Alt Pirineu (Alta Montaña)	Stördalen (Ártico)	Carlini (Antártida)	Marambio (Antártida)
Etapa	Actividad				
Gabinete	Análisis de antecedentes y sensoramiento remoto:	✓	✓	✓	✓
Medidas directas	Levantamiento hidrogeomorfológico	✓	✓	✓	✓
	Monitoreo Temperatura suelo	-	-	✓	✓
	Ensayos in-situ	Multiparamétrico		-	-	DCPL-Esclerómetro
	Muestreos	Aguas superficiales y subterráneas		-	-	Suelos
	Registro de parámetros hidro-físicoquímicos	✓	-	-	-
Medidas indirectas	Geofísica	-	ERT	ERT-SRT	SEV
Laboratorio	Ensayos	Hidroquímica de elementos mayoritarios, metales y metaloides.	-	-	Caracterización geotécnica y mineralógica de suelos
Gabinete	Análisis hidro-meteorológico	✓	✓	✓	✓

Tabla 2.2: Síntesis metodológica para cada caso de estudio.

Capítulo 3

3 Caso de estudio en ambiente periglaciar de alta montaña. Valle del río Noguera de Vallferrera. Parque Natural Alt Pirineu. Pirineos Centrales.

3.1 Introducción

En los últimos años se ha observado una brusca alteración hidroquímica en las cabeceras de algunos de los ríos del Pirineo (Figuras 3.1 y 3.2), que se manifiesta en la precipitación de compuestos blanquecinos que cubren tramos kilométricos de sus cauces. El fenómeno, hasta hace poco desconocido por las administraciones y habitantes locales, lejos de detenerse se está generalizando en otras cuencas de montaña y se relaciona con los procesos de drenaje acido natural (DAN) o *natural acid rock drainage* (ARD) (p. ej. Nordstrom 2011a). Si bien las manifestaciones de DAN ya habían sido descritas anteriormente en el Pirineo, éstas solo tenían un desarrollo estacional y sus efectos se limitaban a algunas áreas restringidas (p. ej., Zaharescu et al., 2009; Zaharescu et al., 2016). En cambio, en la actualidad las evidencias de DAN se están generalizando en varias cuencas hidrográficas y muestran manifestaciones notorias independientemente de la estación (Figura 3.3b). La problemática que aborda este estudio corresponde al desarrollo procesos DAN en el entorno de la cabecera de la cuenca Río Noguera de Valleferrera (NVF), que se encuentra en el Parque Natural del Alt Pirineu, comarca del Pallars Sobirá, en los Pirineos Centro-Orientales (NE España) (Figura 3.2) (Zarroca et al., 2021). NVF es una cuenca alpina prístina en la que la actividad humana ha sido escasa hasta la fecha. Sin embargo, desde 2005 llamativos precipitados blanquecinos de aluminio cubren tramos quilométricos de los cauces red su de drenaje (IGC, 2012). Además, algunos lagos y arroyos en la cabecera de la NVF son ácidos y presentan concentraciones anómalas de metales traza que hacen que se los considere “contaminados” (IGC, 2012). En contraste, algunos otros lagos y arroyos cercanos, a pesar de tener la misma elevación, orientación y mineralogía del lecho rocoso, son circumneutros o incluso marcadamente básicos, y sus concentraciones de metales son muy inferiores, Esto nos sugiere que, además del clima, otros factores locales pueden jugar un papel clave en DAN.

Los drenajes ácidos son considerados por las Naciones Unidas como uno de los problemas ambientales más desafiantes que enfrentará la sociedad en los próximos años (p. ej., Tuffnell, 2017; Qian and Li, 2019). El mismo corresponde al proceso por el cual se produce

la oxidación de los minerales de sulfuros que componen las rocas, al ser expuestos al aire y agua. La oxidación de sulfuros como la pirita (FeS_2) genera ácido sulfúrico (H_2SO_4) y sulfatos (SO_4^{2-}), que atacan la roca causando la hidrólisis y movilización de metales y metaloides, incorporándose al agua en forma de iones y partículas.



Figura 3.1: Ejemplos de precipitación de AHPs en distintos sitios de los Pirineos centrales y orientales. (A) Lecho del río Cinqueta en el Parque Natural Posets de Maladeta (octubre de 2018). (B y C) Lecho del arroyo Coma de l´Embut en el Parque Natural de las Cabeceras del Ter y Freser (mayo de 2023).

Algunos de estos elementos, en bajas concentraciones, se consideran esenciales para la vida (p. ej., Co, Cu, Zn y Mn) (Mertz, 1981; Nielsen, 1990), mientras que otros (p. ej., Cd, Hg, Pb o As) o bien no tienen ninguna función fisiológica conocida y/o son muy tóxicos, incluso en concentraciones traza (Godt et al., 2006; Sarmiento et al., 2011; Olmedo et al., 2013). Por lo tanto, las aguas ácidas enriquecidas con metales pueden causar una degradación severa de las masas de agua y daños a los ecosistemas (p. ej., Nordstrom, 2009; Nordstrom, 2011a; Nordstrom, 2011b; Talukdar et al., 2016; Ilyashuk et al., 2018). Además de los solutos, los metales también forman precipitados, por ejemplo el Al, que es un componente principal de varios minerales de silicato comunes, generalmente precipita

a un pH > 4,5-5,6 en forma de hidróxidos e hidroxisulfatos de aluminio de color blanquecino (*whitish-colored aluminum-hydroxides and -hydroxisulphates*-AHPs) (Bigham y Nordstrom, 2000; Takeno, 2005; Sánchez-España et al., 2011, 2016; Gault et al., 2015).

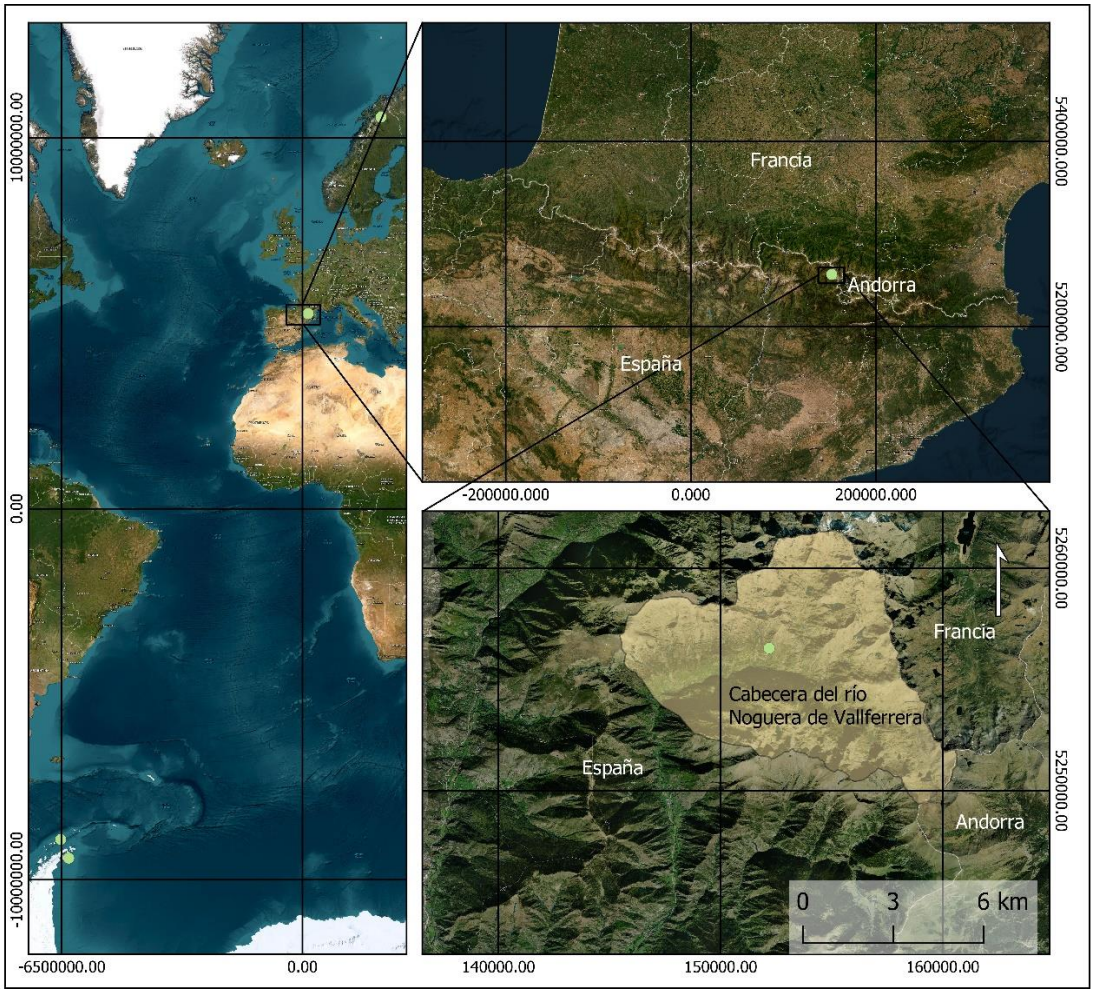


Figura 3.2: Ubicación del área de estudio. Se señala la zona de cabecera con máscara color amarillo. Fuente de imagen base: ESRI Satellite. Proyección mapa global: WGS 84 / Pseudo-Mercator. Proyección Mapa local: WGS 84 / UTM zone 31N.

Si bien los drenajes ácidos comúnmente están vinculados a la industria minera (drenaje ácido de mina- o *acid mine drainage*-AMD) (Nordstrom, 2009), éstos también pueden ocurrir en zonas no mineras, en las cuales los macizos rocosos son ricos en mineralizaciones de sulfuro y en condiciones naturales específicas (DAN o ARD). El estudio de los AMD ya se ha abordado ampliamente en la literatura (p. ej., Plaza et al., 2017; Qian y Li, 2019; Rezaie y Anderson, 2020; Giddings et al., 2020; Galván et al., 2021), pero la investigación que trata con los procesos de DAN y los impactos asociados es mucho más limitado (p. ej., Kwong et al., 2009; Todd et al., 2012; Ilyashuk et al., 2014, 2018; Gault et al., 2015).

3.1.1 El DAN y sus precipitados

La meteorización de sulfuros es un proceso bioquímico que promueve la producción de ácido sulfúrico en ambientes ricos en oxígeno (p. ej., Nordstrom, 2011b). La pirita (FeS_2) y su polimorfo la marcasita suelen participar en este proceso, pero también pueden participar otros sulfuros como la arsenopirita (FeAsS), la calcopirita ($CuFeS_2$), la esfalerita (ZnS) y la pirrotita ($Fe_{1-x}S$). Cuando se exponen al aire y al agua, la oxidación y descomposición de la pirita puede producir una solución de sulfato ferroso y ácido sulfúrico que provoca la acidificación del agua (reacción 1) (Bradley y Worland, 2015):

$$12FeS_2 + 45O_2 + 34H_2O \rightarrow 4\,[H_3OFe(SO_4)_2 2Fe\,(OH)_3] + 16H_2SO_4 \quad (1)$$

El contacto con la atmósfera genera hierro ferroso (Fe^{2+}) que luego se oxida a iones férricos (Fe^{3+}), produciendo acidez adicional según la reacción (2) (Akcil y Koldas, 2006).

$$Fe^{2+} + 1/4O_2 + H^+ \rightarrow Fe^{3+} + 1/2H_2O \quad (2)$$

Dependiendo de la composición específica del sulfuro, otros metales menores (p. ej., Zn, Cu, Cd, Co) y metaloides (p. ej., As, Sb) también pueden liberarse en el proceso de oxidación (Nordstrom y Alpers, 1999). La cinética del proceso de oxidación es muy lenta, pero típicamente es catalizada a pH bajo por la acción de bacterias acidófilas de tipo Arqueas, (p. ej., *Thiobacillus ferrooxidans* sp.) y algas fotosintéticas, lo que aumenta la velocidad de reacción en varios órdenes de magnitud respecto de las reacciones abióticas. (Nordstrom y Southam, 1997; Baker y Bandfield, 2003; Jennings et al., 2008; Nordstrom, 2011b; Cruz-Hernández et al., 2012).

El aluminio es un componente principal de varios minerales de silicato comunes y, por lo tanto, es un elemento frecuente en los precipitados de DAN. El Al se disuelve a pH < 4,5-5,6 y precipita por encima de este pH en forma de hidróxidos e hidroxisulfatos de aluminio en forma de pátinas blancas (*whitish-colored aluminum-hydroxides and -hydroxisulfates* - AHPs), cuya composición depende de la mineralogía del sustrato rocoso (**Figura 3.1**). Los hidroxisulfatos de aluminio que habitualmente precipitan en dicho rango de pH son la aluminita ($Al_2(SO_4)(OH)_4$-$7H_2O$), la basaluminita ($Al_4(SO_4)(OH)_{10}\cdot 5H_2O$) y la hidrobasaluminita ($Al_4(SO_4)(OH)_{10}\cdot$12-$36H_2O$), que es el más ubicuo en el DAN. Los hidróxidos de aluminio como la gibbsita (γ-$Al(OH)_3$), su polimorfa la bayerita (α-$Al(OH)_3$) y otras fases amorfas a nanocristalinas también son frecuentes (Nordstrom y Alpers, 1999; Bigham y Nordstrom, 2000; Takeno, 2005; Sánchez-España, 2007; Sánchez-España et al., 2011; Sánchez-España et al., 2016; Gault et al., 2015).

La composición geoquímica de los precipitados blanquecinos en la cuenca del río NVF fue determinada por IGC (2012). A partir del análisis por microscopía electrónica de barrido con espectroscopia de rayos X de energía dispersiva (SEM-EDX) se califican como minerales secundarios, fuertemente agrietados por deshidratación, y compuestos principalmente de Al y O y en menor cantidad de S. Los precipitados son casi amorfos a la difracción de rayos X (DRX), con posible presencia de solo algunos nanocristales incrustados en la matriz amorfa. Sin embargo, se reconocieron algunas reflexiones amplias cerca de 7–10° y 20–25° 2θ. Este patrón de DRX es compatible con minerales secundarios de aluminio formados a pH ~ 4.5–5.0 (Sánchez-España, 2007; Du et al., 2009; Sánchez-España et al., 2011). Esta firma geoquímica puede ser característica de los hidróxidos de aluminio como gibbsita o bayerita, con una fracción menor de hidroxisulfato de aluminio como hidrobasaluminita. Cabe señalar que la hidrobasaluminita es un compuesto metaestable que tiende a transformarse en fases más estables como la gibbsita o la bayerita y, por tanto, es habitual que coexistan (Sánchez-España et al., 2016).

3.1.2 El calentamiento global y su relación el DAN

Existe una fuerte evidencia que respalda que la tasa de calentamiento se amplifica con la elevación (Pepin et al., 2015). Los efectos del calentamiento dependiente de la elevación son especialmente significativos en ambientes alpinos, como el caso de los Pirineos, donde la temperatura media ha aumentado entre +0,2 y +0,4 °C/década desde la década de 1950, lo que supera en un 30 % la media mundial (OPCC-CTP, 2018). Aquí, las anomalías positivas se han registrado sistemáticamente desde la década de 1980, siendo la última década la más cálida desde el inicio de los registros instrumentales (1910). Esta tendencia es aún más acusada en el sector central de los Pirineos, donde se han observado tendencias positivas significativas de la temperatura (T=+0,23 a 0,57 °C/década) durante el período 1970-2013, en contraste con las tendencias más sutiles (T = +0,11 a +0,06 °C/década) a largo plazo (1910–2013) (Pérez-Zanón et al., 2017). Las tendencias generales con respecto a la precipitación no son tan claras, ya que las anomalías positivas y negativas se alternan en lapsos de tiempo cortos para los mismos períodos (OPCC-CTP, 2018). Se han reportado tendencias negativas de precipitación para el sector oriental de los Pirineos (−3 a −8%/década), más pronunciadas desde 1950 (BAIC, 2019). Sin embargo, aunque este patrón también es observable en los Pirineos centrales, la amplitud de las anomalías negativas es bastante pequeña (−0,64 % durante 1910–1970; −2,70 % durante 1970–2013) (Pérez-Zanón et al., 2017; OPCC -CTP, 2018).

El clima ejerce un fuerte control sobre los procesos de DAN (Furniss et al., 1999; Plumlee et al., 1999). Algunas observaciones realizadas durante las últimas décadas sugieren que el cambio climático está promoviendo un aumento de ciertos solutos en agua en áreas montañosas con mineralización de sulfuros metálicos (Manning et al., 2013), donde el DAN es el principal mecanismo natural para el enriquecimiento de metales en las aguas. Estudios realizados durante 30 años en el sector sur de las Montañas Rocosas (Colorado, EE. UU.) indican que las concentraciones de metales y SO_4^{2-} en el agua han aumentado hasta un 100–400 % en los últimos años (p. ej., Todd et al., 2012; Crouch et al., 2013; Manning et al., 2013). Las condiciones más cálidas y secas inducidas por el cambio climático son las posibles causas del deterioro significativo de la calidad de los ríos y las aguas subterráneas en la región. Este problema también se ha documentado en otras zonas montañosas del mundo, como el Territorio de Yukon (Canadá) (Lacelle et al., 2007; Kwong et al., 2009; Gault et al., 2015); el Himalaya (Salerno et al., 2016); o los Alpes europeos (Thies et al., 2007; Ilyashuk et al., 2014).

La región de los Pirineos alberga los glaciares más meridionales de Europa y el calentamiento ya ha provocado una reducción del 50 % del total de glaciares registrado en 1984 (OPCC-CTP, 2018). Los depósitos periglaciares, como los glaciares de roca, son climáticamente más resistentes que los glaciares al deshielo (Jones et al., 2019), aunque también están experimentando una rápida degradación debido al Cambio climático (p. ej. Thies et al., 2007; Salerno et al., 2016: Ilyashuk et al., 2018). Además, estos depósitos periglaciares rocosos pueden constituir acuíferos de alta permeabilidad (Jones et al., 2019), y se informa que su descongelación causa DAN en muchas montañas de climas fríos con presencia de mineralización de sulfuro (Williams et al., 2006; Todd et al., 2012; Ilyashuk et al., 2014).

Las predicciones climáticas no prevén un cambio en la tendencia del Cambio climático para los próximos años (p. ej., Radić et al., 2014; Huss and Hock, 2018), por lo que el DAN podría volverse más común y grave en muchas regiones montañosas del mundo. Las consecuencias sobre la calidad de los recursos hídricos y los ecosistemas siguen siendo inciertas.

3.1.3 Objetivos

El objetivo del presente caso de estudio es investigar los procesos de DAN que tienen lugar en la cuenca hidrográfica de la Noguera de Vallferrera (NVF) (**Figura 3.2**). En este sentido, se intenta proporcionar una base científica sobre el DAN que podría ser útil para diseñar

estrategias de adaptación efectivas a los impactos del cambio climático sobre los recursos hídricos y el valor ecológico de los hábitats de montaña. Los objetivos específicos principales de la investigación son: (1) identificar el alcance de los procesos del DAN en la NVF, (2) estudiar su evolución durante las últimas décadas; y (3) evaluar los principales factores ambientales que controlan el proceso.

3.2 Contexto geológico de la zona de estudio

La cabecera de la NVF río se desarrolla a lo largo de un eje de orientación aproximada este-oeste donde la divisoria de aguas coincide con los límites internacionales entre España y Francia al noreste y entre España y el principado de Andorra al sureste (Figura 3.2). Colinda con el Parque Natural del Valle del Comapedrosa (Principado de Andorra) y el Parque Natural Regional de los Pirineos de Ariège (Francia). Se accede a través de la ruta nacional N-260, luego la C-13 y la L-504, pasando por las localidades de Araós, Ainet de Besan, Alins y Áreu ubicada a 1.225 m s.n.m. La montaña más alta es La Pica d'Estats, que es a su vez la más alta de Cataluña y una de las montañas más altas de la cordillera de los Pirineos. Tiene una altitud de 3.143 m s.n.m. y se encuentra en la frontera entre España y Francia. Otros picos importantes corresponden al Monteixo (2.905 m), Comapedrosa (2.942 m) y Areste (2.800 m).

Los Pirineos son una cadena montañosa de dirección E-W de aproximadamente 500 km de longitud que se extiende entre Francia y España, en el suroeste de Europa (latitud media 42,4ºN) (**Figura 3.3**). Desde el punto de vista geotectónico, se trata de una faja de pliegues y corrimientos de doble vergencia resultante de la colisión entre las placas ibérica y euroasiática durante la orogenia alpina mesozoica-cenozoica (p. ej., Choukroune y ECORS, 1989; Muñoz, 1992; García-Ansegundo, 1996). Se diferencian tres dominios estructurales principales: (1) la Zona Norte-Pirenaica, entre la cuenca del antepaís de Aquitania y la Falla Norte-Pirenaica, con estructuras de corrimientos y pliegues con vergencia hacia el norte que involucran tanto el basamento Varisco, compuesto por rocas Paleozoicas, como secuencias sedimentarias post-Variscas; (2) la Zona Axial, que constituye el núcleo del orógeno, en el que el basamento Varisco forma un apilamiento antiformal con vergencia sur; y (3) la Zona Sur-Pirenaica, que comprende una serie de láminas de cabalgamiento de formaciones Mesozoicas y Paleógenas que han sido transportadas tectónicamente hacia la cuenca de antepaís del Ebro (**Figura 3.3**) (p. ej., Barnolas y Pujalte, 2004; Teixell y Muñoz, 2000). La Zona Axial Pirenaica es la unidad estructural topográficamente elevada con una serie de picos por encima de los 3000-3400 m.s.n.m. Los procesos de DAN identificados ocurren en la Zona Axial Pirenaica, incluidos

los de la NVF analizada en este trabajo (**Figura 3.3** y **Figura 3.4**). Las rocas expuestas del basamento Varisco incluyen una sucesión intensamente deformada de ca. 2.500 m de espesor compuesta por formaciones metasedimentarias Paleozoicas. Estas rocas fueron intruídas durante las últimas etapas de la orogenia Varisca por batolitos dominados por granitoides, que desarrollaron aureolas de metamorfismo térmico, en las que se encuentran la mayoría de las mineralizaciones.

En la zona de cabecera de NVF, la principal unidad estructural es el anticlinal de Pallaresa (Choukroune y Séguret, 1973), que afecta a una secuencia metasedimentaria Paleozoica de bajo grado ca. 2500 m de espesor (Zandvliet, 1960; Capellà y Carreras, 1996). Este anticlinal asimétrico está compensado en su extremo norte por un sistema de fallas inversas con buzamiento hacia el norte y la zona de cizalla asociada (Zona de cizalla de Mérens: ZCM), que separa dos dominios diferentes (Cochelin et al., 2018).

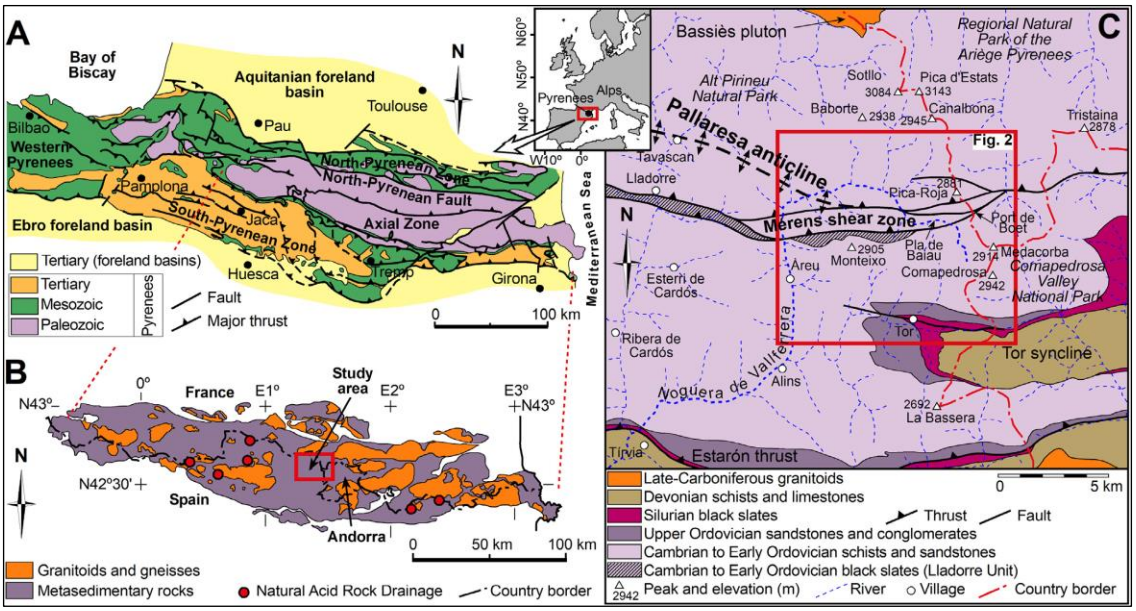


Figura 3.3: Marco geológico de la zona de estudio. (A) Esquema geológico de los Pirineos mostrando las principales unidades estructurales (según Rosell y Linares, 2001). (B) Distribución de áreas con evidencias de drenaje ácido natural de roca (DAN) en la zona axial pirenaica, que se producen en cuencas de alta montaña principalmente en presencia de rocas metasedimentarias sulfurosas. (C) Mapa geológico simplificado del sector este del Parque Natural del Alt Pirineu. La cuenca de Noguera de Vallfererra (NVF) está asociada a la zona de cizalla de Mérens, donde aflora una potente secuencia de formaciones metasedimentarias del Silúrico al Ordovícico inferior, entre las que se encuentran las pizarras ricas en pirita de la Unidad Lladorre en la Sierra de Monteixo-Norís.

Las rocas expuestas en el dominio sur corresponden a una secuencia de capas de pelitas y areniscas de espesor centimétrico, y capas esporádicas de cuarcitas de espesor métrico (Formación Alins) y clivaje dominante con buzamiento 30–60°N (Laumonier et al., 1996; Capellà y Carreras, 1996; Cochelin et al., 2018). La litología en el dominio norte es más diversa, constituida por una potente alternancia rítmica de areniscas y pelitas con estratos

ferruginosos (Formación Sotllo), capas lenticulares de microconglomerados intercalados, diques concordantes y metavulcanitas félsicas (ICGC, 2007). El clivaje dominante buza entre 60–90°N (Cochelin et al., 2018). El Al contenido en los bancos pelíticos de la Formación Sotllo está dentro del rango de 13-23%, proporción equivalente a otras rocas pirenaicas Cambro-Ordovícicas (IGC, 2012). Las pizarras negras y filitas con buzamiento N de la Unidad Lladorre afloran a gran altura a lo largo de una franja ONO-ESE entre los picos Lladorre (O) y Comapedrosa (E) (**Figura 3.3**C). Esta formación de 250 m de espesor es la más relevante en términos de DAN ya que incluye volúmenes significativos de rocas sulfurosas (IGC, 2012).

La ZCM está asociada con un sistema de fallas inversas de 70 km de largo con un desplazamiento vertical estimado de ca. 2000 metros. Es una de las principales estructuras paralelas al orógeno que afectan el basamento Varisco en la Zona Axial (Cochelin et al., 2018). La ZCM discurre por la zona axial del anticlinal de Pallaresa y el flanco norte de la sierra de Monteixo-Norís. Esta zona debilitada por fallas tiene una expresión geomórfica conspicua entre la llanura de Baiau (Pla de Baiau) y el collado de Boet (Port de Boet) (**Figura 3.3** y **Figura 3.4**). Aquí, las rocas intensamente fracturadas son propensas al desarrollo de grandes deformaciones gravitatorias. Las laderas muestran escarpes de hasta 25 m de altura, atribuibles a una deformación gravitatoria profunda activa de laderas o *active deepseated gravitational slope deformation* (tipo sackung). Morfologías similares relacionadas con el fallamiento gravitatorio se han descrito al este en glaciares de roca (Àspres de Banyell, Valle de Valira, Andorra) (Turú y Planas, 2005). Tanto la fracturación tectónica como el reciente fallamiento gravitacional tienen claras implicaciones en la hidrología y DAN, ya que controlan la disposición de la red de drenaje y contribuyen a aumentar la permeabilidad del macizo rocoso.

En cuanto a las formas del relieve NVF, las características glaciares, paraglaciares y periglaciares (**Figura 3.4**). En la cabecera de la cuenca, por encima de los 2. 000 m s.n.m, predominan morfologías periglaciares, que se acomodan sobre formas glaciares heredadas. La meteorización y transporte en condiciones periglaciares ha producido numerosos depósitos que consisten en fragmentos angulares de roca (taludes y conos de talud, canchales) muchos de los cuales están activos en la actualidad, y otros probablemente inactivos, como son los *protalus rampart* y glaciares rocosos. Las deformaciones gravitacionales profundas (DSGSD) son de gran importancia para el presente estudio, se desarrollan sobre laderas sobre empinadas excavadas por los glaciares en las cuales las deformaciones gravitacionales a gran escala fueron desencadenadas/reactivadas tras la desglaciación, teniendo por lo tanto la consideración

de procesos paraglaciares, que también han sido documentados Estos rasgos paraglaciares también han sido reportados en otros sectores del Pirineo Axial (p.ej. Gutiérrez et al., 2005, 2008, 2012; Guerrero et al., 2013; Jarman et al., 2014; McCalpin y Corominas, 2019).

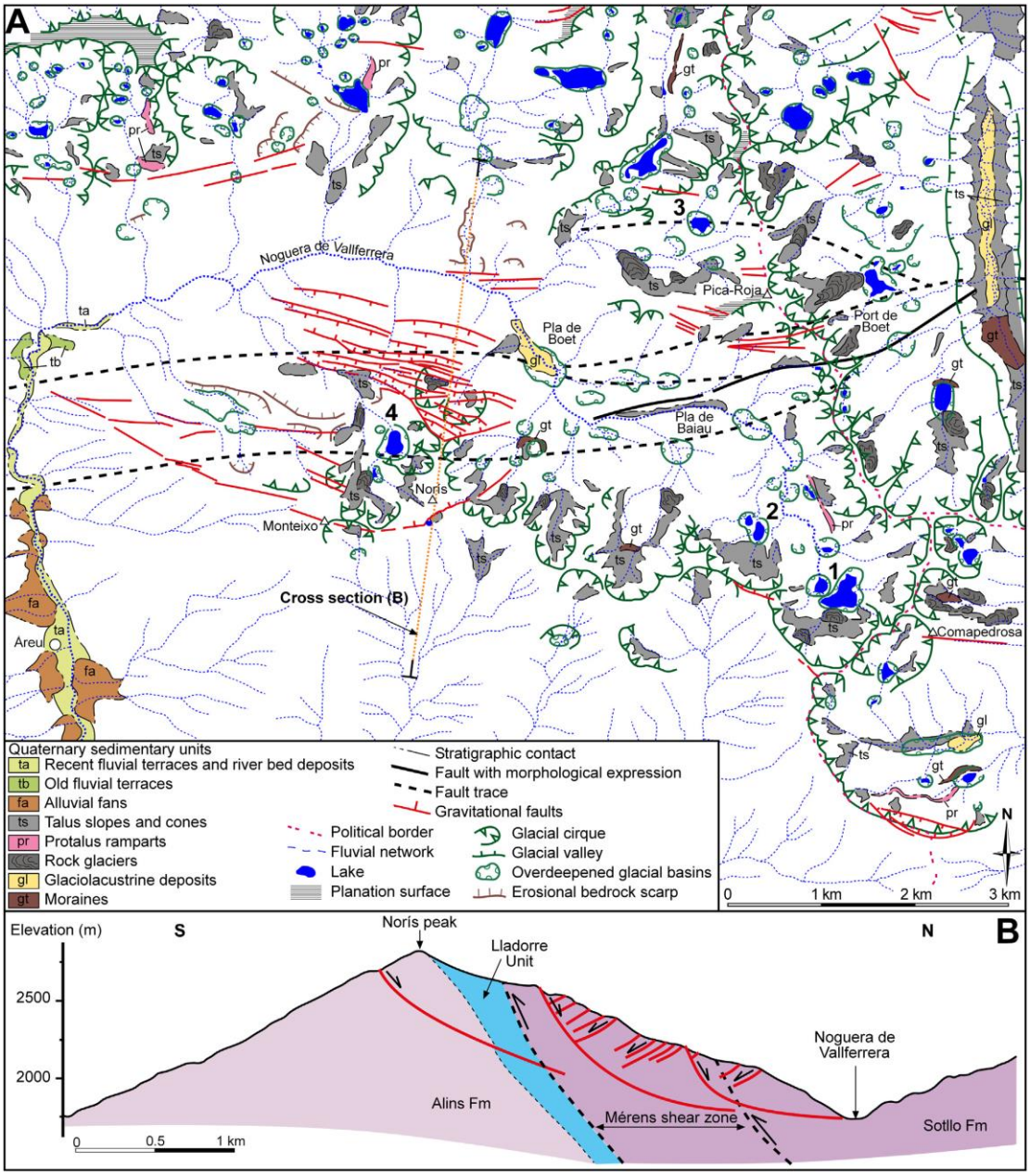


Figura 3.4: Entorno geomorfológico de la cuenca de la NVF. (A) Mapa geomorfológico que muestra abundantes características periglaciares y paraglaciares desarrolladas en un paisaje glaciar relicto. Los procesos periglaciares y la deformación de la pendiente gravitacional dominan en la zona de cabecera. (1) Lagos de Baiau, (2) Lagos de Escorbes, (3) Lagos de Port Vell y (4) Lagos de Aixeus. (B) Sección transversal a través de la Cordillera Monteixo-Noris que muestra la interpretación de una deformación de talud gravitacional profunda (DSGSD) asociada con la zona de cizalla de Mérens. Nótese el recodo del arroyo Noguera de Vallferrera en consonancia con el desplazamiento hacia el norte del DSGSD.

En el área de estudio, estos accidentes geográficos presentan un notable desarrollo en la vertiente norte de la sierra de Monteixo-Norís (**Figura 3.4**), donde el sector medio-alto de las laderas presenta un denso sistema de escarpes de hasta 2 km de longitud, alternando orientaciones a favor y a contrapendiente. Limitadas y controladas por estos escarpes, también se identifican depresiones de tipo graben, que constituyen zonas preferentes de recarga hídrica y, por lo tanto, tienen una clara implicación en la hidrología local y, por lo tanto, en el DAN.

3.2.1 Características del permafrost

En los ambientes periglaciares de montaña, las características del permafrost presentan una transición entre la zona elevada de permafrost continuo que ocurre por debajo del límite de nieve (p. ej. Brozovic et al., 1997; Benn yLehmkuhl, 2000; Egholm et al., 2009), una zona intermedia de permafrost discontinuo en elevaciones más bajas y, a medida que se desciende en altitud, evoluciona a una zona de permafrost esporádico (French, 2007) (**Figura 3.5**). En la zona de estudio, la presencia y extensión del permafrost no está bien documentada. Sin embargo, según los indicadores geomorfológicos y los datos de temperatura, la existencia de permafrost por encima de los 2.500–2.700 m s.n.m. es plausible en esta zona (Serrano et al., 2009; Oliva et al., 2016), especialmente en las laderas norte de los picos Monteixo-Norís, Comapedrosa, Pica Roja y Areste (Figura 1.9). En la cabecera de la NVF se puede estimar que la presencia de permafrost es plausible por encima de los 2.500 m s.n.m. A partir del mencionado análisis se obtiene que el área que ocupa es de aproximadamente 16,52 Km^2 y representa ~ 30% del total del área de la cabecera de la cuenca (Figura 3.5). Dicha zona correspondería a una zona de permafrost esporádico, en transición a una de permafrost discontinuo (**Figura 3.5**). En esta área no se espera encontrar permafrost continuo, pues las elevaciones a las que se encontraría la línea de nieve, de manera persistente estarían por encima de los 3.000 m s.n.m. (Egholm et al., 2009).

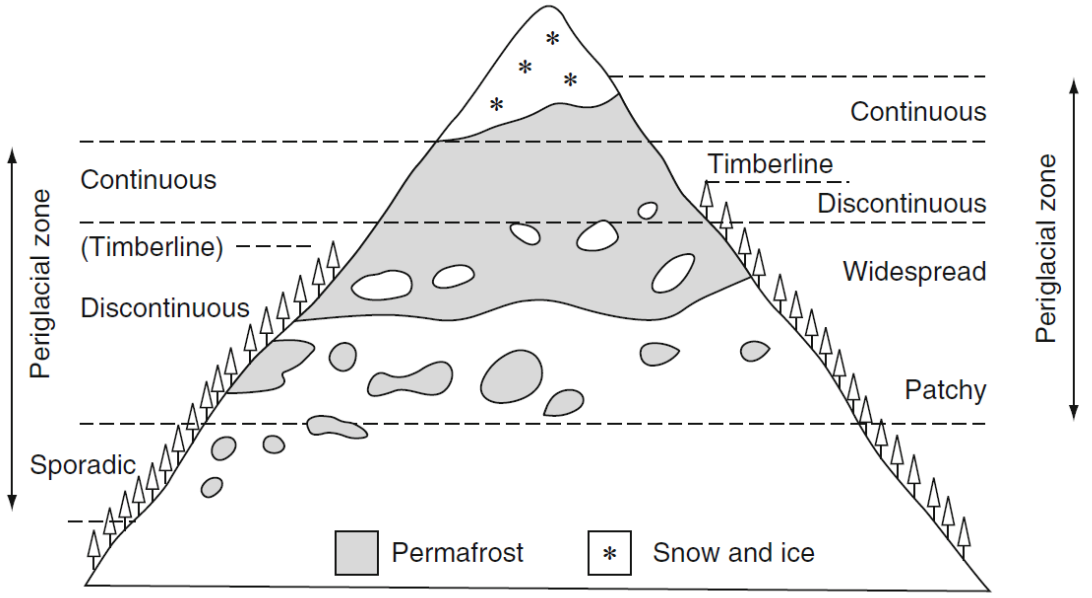


Figura 3.5: Diagrama esquemático que ilustra el concepto de zona periglacial en áreas de gran altitud (tipo alpinas), tomado de French (2007).

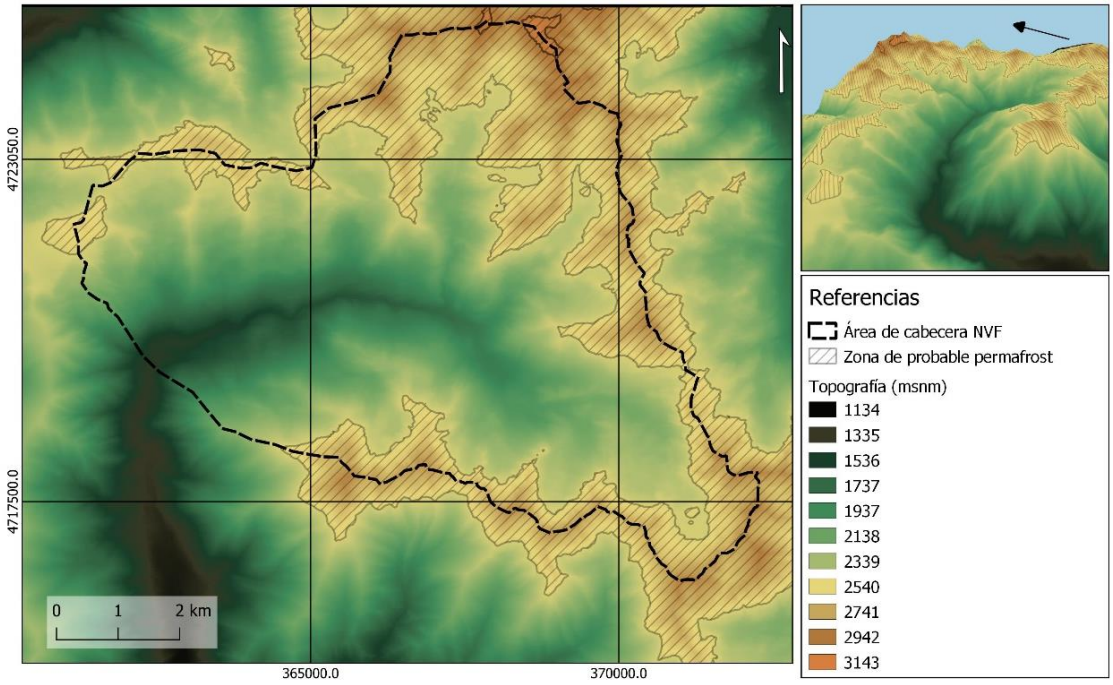


Figura 3.6: Mapa topográfico en base a un DEM con resolución de 5x5 m (fuente: ICGC), se toma como límite de la zona posible de permafrost la cota 2.500 m s.n.m. Arriba a la izquierda, vista oblicua que ilustra como la zona posible de permafrost únicamente se ubica en las altas cumbres del macizo.

3.3 Resultados

3.3.1 Teledetección de evidencias de DAN

El análisis del patrón temporal en las fotografías no aporta información directa sobre las condiciones de acidez del medio, pero sí sobre los procesos de precipitación de compuestos de aluminio, que es uno de los indicios más evidentes de los efectos de los DAN. Los signos de AHPs se identificaron en las ortoimágenes como tramos de arroyo con colores blanquecinos anómalos, en contraste con la apariencia casi negra de los tramos no afectados (**Figura 3.7**). El tono negruzco de las secciones no afectadas se relaciona con el color oscuro de las gravas y cantos rodados derivados de rocas paleozoicas. Dicho análisis revela que, tanto en los años 1945 como 1956, este tramo del Río Baiau no estaba afectado por pátinas. Estas pátinas no son evidentes hasta la fotografía de 1993. Entre 1993 y 2005 las pátinas, con mayor o menor intensidad, se inician en la confluencia del Río Baiau y Barranc d'Escorbes (flechas amarillas en **Figura 3.7**). En el periodo 2005-2007 las pátinas se hacen más visibles y afectan a un tramo adicional de unos 350-400 m aguas arriba. Esta tendencia se invierte entre 2007 y 2009, en la que los tramos afectados aguas arriba de la confluencia con el Barranc d'Escorbes parecen discontinuos (flechas naranjas en **Figura 3.7**). A partir de 2011, las pátinas vuelven a hacerse evidentes y de manera constante han venido extendiéndose aguas arriba hasta una distancia superior a 500 m de la confluencia.

También se analizaron imágenes de color infrarrojo capturadas desde 1996, con resoluciones que van desde 2,5 m/px (1996) a 0,5 m/px (desde 2008) (banda espectral centrada en 729,45 nm (canal rojo con información de zona infrarroja), 623,82 nm (canal verde con información de la zona roja) y (canal azul de 543,27 nm con información de la zona verde), fuente ICGC). Los tramos afectados por AHP se muestran en imágenes infrarrojas en una banda de color que va desde el blanco o el turquesa hasta el azul brillante, mientras que los tramos no afectados se muestran en verde oscuro (**Figura 3.8**). De acuerdo con estos criterios, se realizó un mapeo preliminar de la distribución espacial de los AHP analizando las imágenes anteriores a 2012.

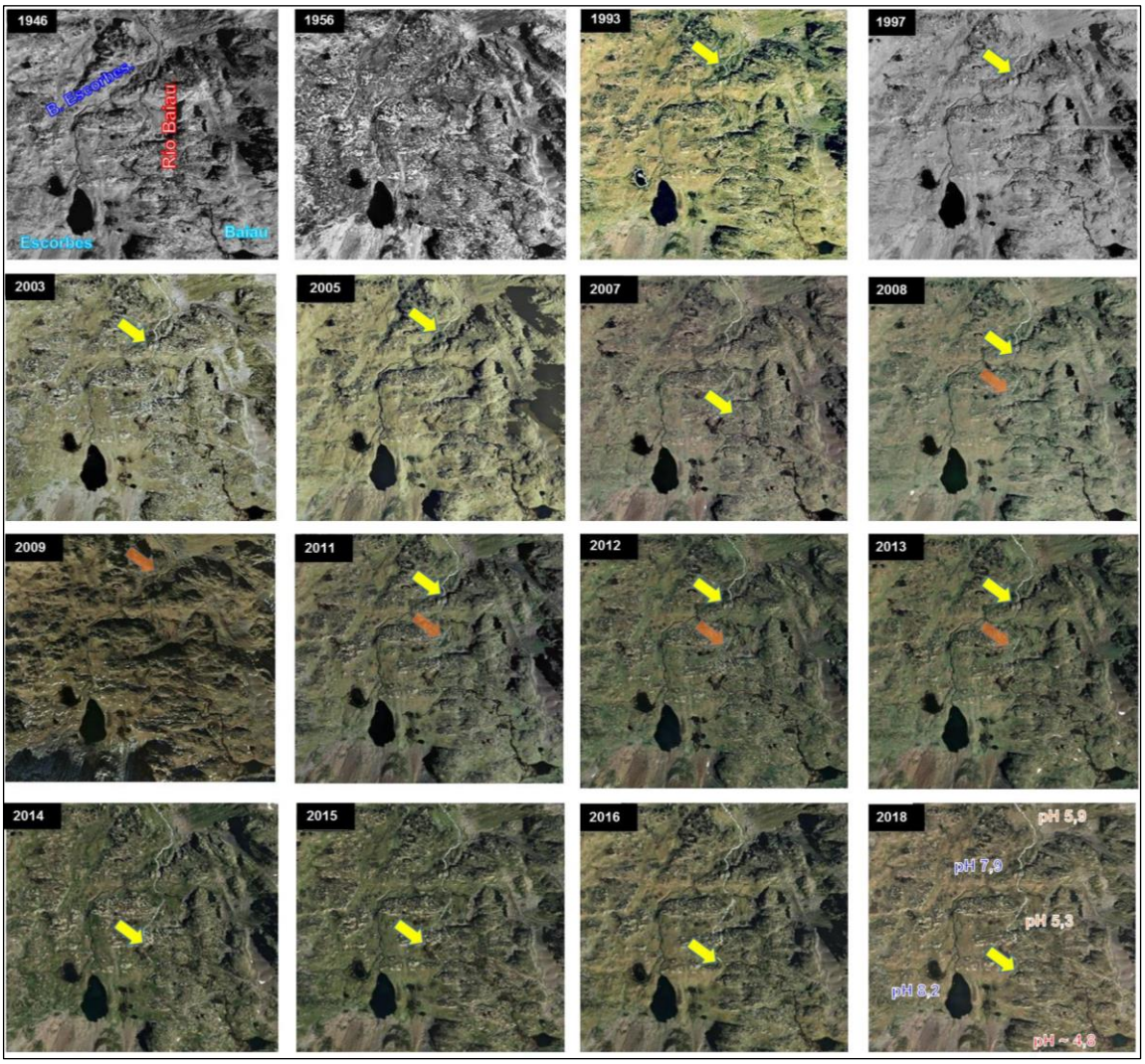


Figura 3.7: Serie de fotografías aéreas ortorectificadas, históricas, del sector de la cabecera de la Noguera de Vallferrera, Parque Natutal del Alt Pirineu (PNAP), para el periodo 1945-2018 (fuente: Insituto Cartográfico y Geológico de Catalunya, orientación norte). Al pie de las fotos, a la derecha, el Estanyet de Baiau (pH<5), en el Río Baiau y al pie, a la izquierda, el Estanys de'Escorbes, cuya descarga origina el torrente de Escorbes (Barranc d'Escorbes) (pH ~ 8,2). La precipitación de pátinas blanquecinas se produce en las aguas de mezcla (pH ~ 5,2 – 5,8), medidas de pH tomadas en agosto-2018. Las flechas amarillas indican el punto en el que se inician los precipitados de manera clara, a partir de 1993 hasta 2005, en la confluencia entre el Barranc d'Escorbes y el río ácido de Baiau. Las flechas naranjas indican los puntos en los que se aprecia también precipitación de compuestos blanquecinos, pero de menor intensidad.

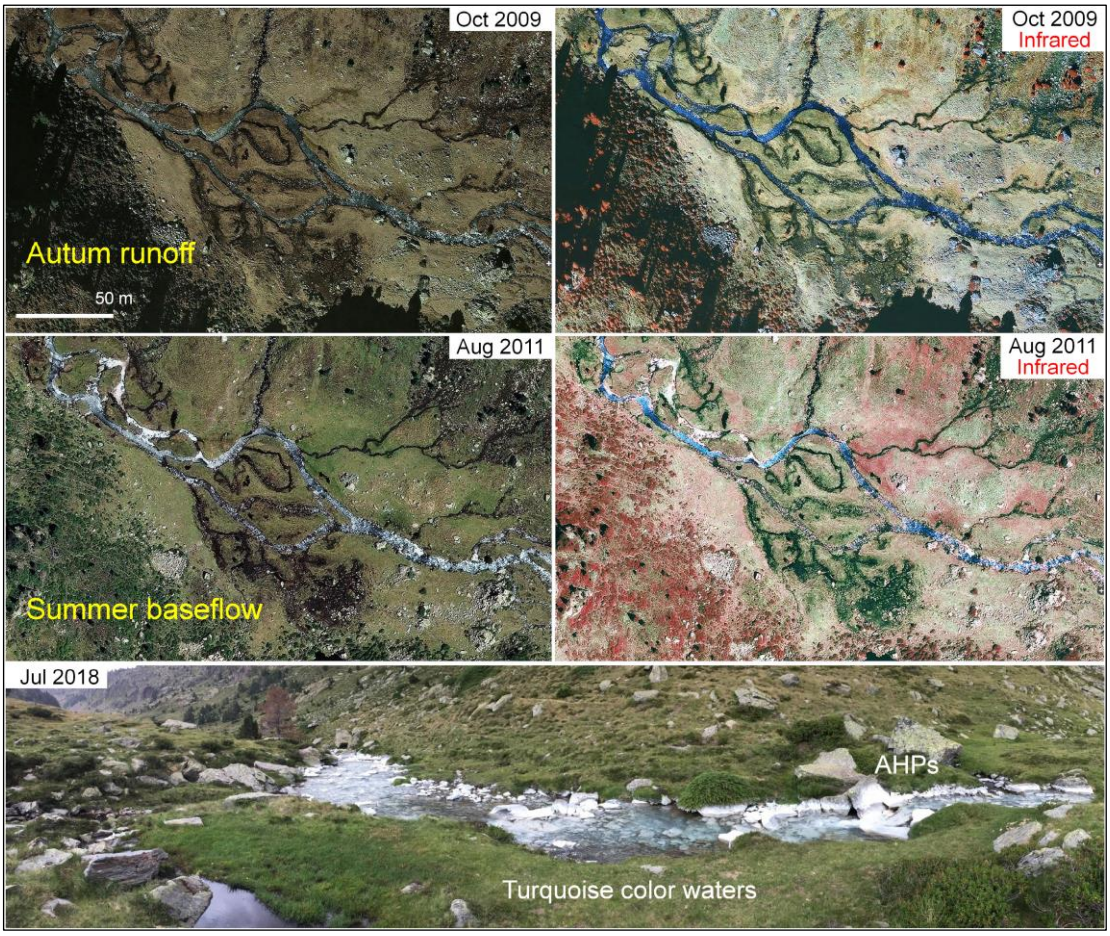


Figura 3.8: Ortofotografías históricas aéreas en color verdadero e infrarrojo de un tramo del río Baiau en la llanura del Pla de Baiau (2170–2175 m s.n.m., con centro en WGS84 UTM N31T 370220E 4.718.950N), capturadas durante días húmedos (octubre-2009) y secos (agosto-agosto). 2011) temporadas (fuente cartográfica e Instituto Geológico de Catalunya-ICGC, España). Las corrientes de agua muestran un patrón de color diferente dependiendo de si están afectadas o no por los precipitados de aluminio (AHP), independientemente del régimen de flujo. Las aguas afectadas aparecen turquesa en color verdadero y azul brillante en las imágenes infrarrojas, mientras que las aguas no afectadas se ven negras (color verdadero) o verde oscuro (infrarrojo). Fotografía inferior, vista panorámica de un tramo del río Baiau aguas arriba del Pla de Baiau (UTMN31T 370630E 4,718,325N; ver localización enFigura 3.4). Nótese el color turquesa de las aguas de los arroyos, característico de los ríos afectados por AHP.

Las áreas fueron visitadas durante 2017–2019 para corroborar la confiabilidad del mapeo y a partir de las observaciones directas, se confirma que los APH son más llamativos durante la escorrentía de base del verano, pero que aún son visibles durante la escorrentía de primavera y otoño, momento en que las aguas adquieren un color turquesa característico (**Figura 3.8**). En este sentido, los AHPs que recubren gravas y cantos rodados pierden su aspecto blanquecino al mojarse, pero lo recuperan momentos después de secarse. Esto hace que los lechos de los arroyos permanezcan blanquecinos la mayor parte del tiempo. Cabe señalar que los vuelos fotográficos no se realizan en condiciones de lluvia.

Una vez que se validó el mapeo preliminar, los signos de AHP y su evolución se rastrearon a lo largo de la serie histórica completa, incluidas las fotografías de menor resolución y sin color anteriores a 2000 para el tramo del río Baiau en la llanura del Pla de Baiau (**Figura 3.9**).

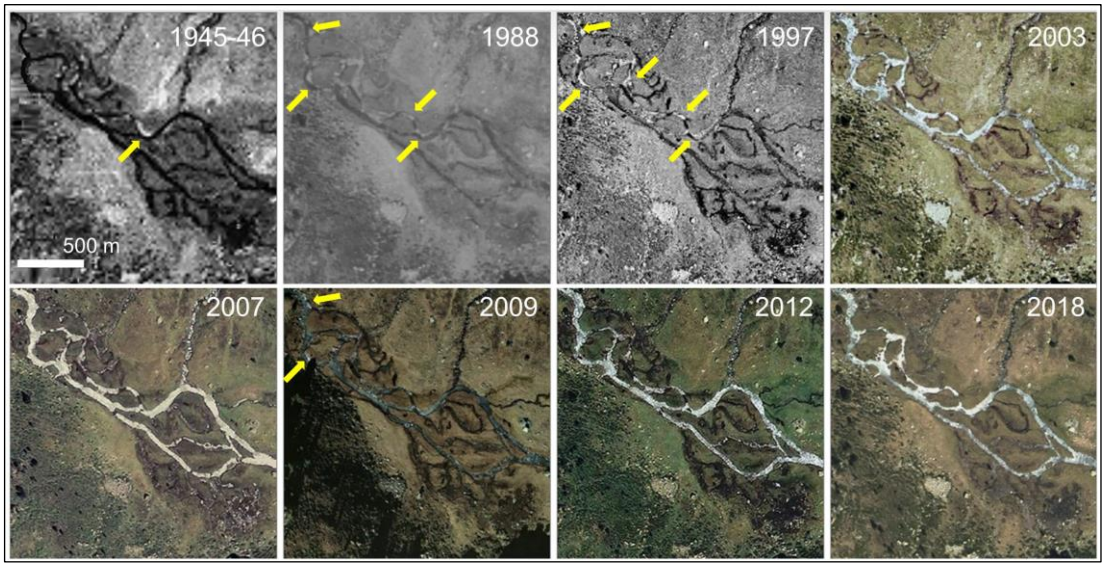


Figura 3.9: Ejemplo de series históricas de fotografías aéreas y ortoimágenes desde 1945-46 hasta 2018 que muestran la evolución de los precipitados de Hidroxisulfatos de Aluminio (AHPs) en el mismo tramo de la Figura 4. Todas las imágenes fueron capturadas durante la temporada sin cobertura de nieve [1945- 46 desconocidos; 1988 (septiembre), 1997 (julio-agosto), 2003 y 2007 (julio), 2009 (octubre), 2012 (junio), 2018 (agosto). Las flechas amarillas indican áreas con AHP. Los AHP son escasos hasta la ortoimagen de 1997, y posteriormente se vuelven generalizados y muy conspicuos, con un máximo en 2007 y 2012. Los AHP no son tan evidentes en 2009 debido al mayor caudal de agua de la corriente en ese momento.

3.3.2 Hidroquímica y geoquímica

Las muestras de agua se clasificaron en tres grupos según su pH: ácidas (pH < 5,6), neutras a básicas (en lo sucesivo denominadas “no ácidas”) (pH > 6,5) y mezclas de agua (5,6 <pH < 6,5) (**Figura 3.10** y **Tabla 3.1** en Anexo).

Las aguas ácidas (lagos, arroyos y surgencias) se atribuyen al agua subterránea recargada localmente que ha fluido a través de rocas o depósitos ricos en sulfuro y son alteradas por DAN. Algunos lagos en las cabeceras de NVC como p. ej. los Lagos de Baiau a 2480 m s.n.m. (pH ~ 4,7) y el lago de Aixeus (pH ~ 4,9) a 2365 m s.n.m. (marcadas como 1 y 4 en la **Figura 3.4**) se encuentran entre las más ácidas de los Pirineos (Catalan et al., 1993; Pla, 2001; Jean-hristophe Auguet y Casamayor, 2013). Dichos lagos son alimentados por aguas de infiltración ácidas y no ácidas que suministran caudales durante todo el año, además de la escorrentía superficial, incluida la nieve derretida y la lluvia directa. Los barrancos y arroyos ácidos provienen de filtraciones ácidas y salidas de lagos y mantienen su condición hasta que convergen con los no ácidos.

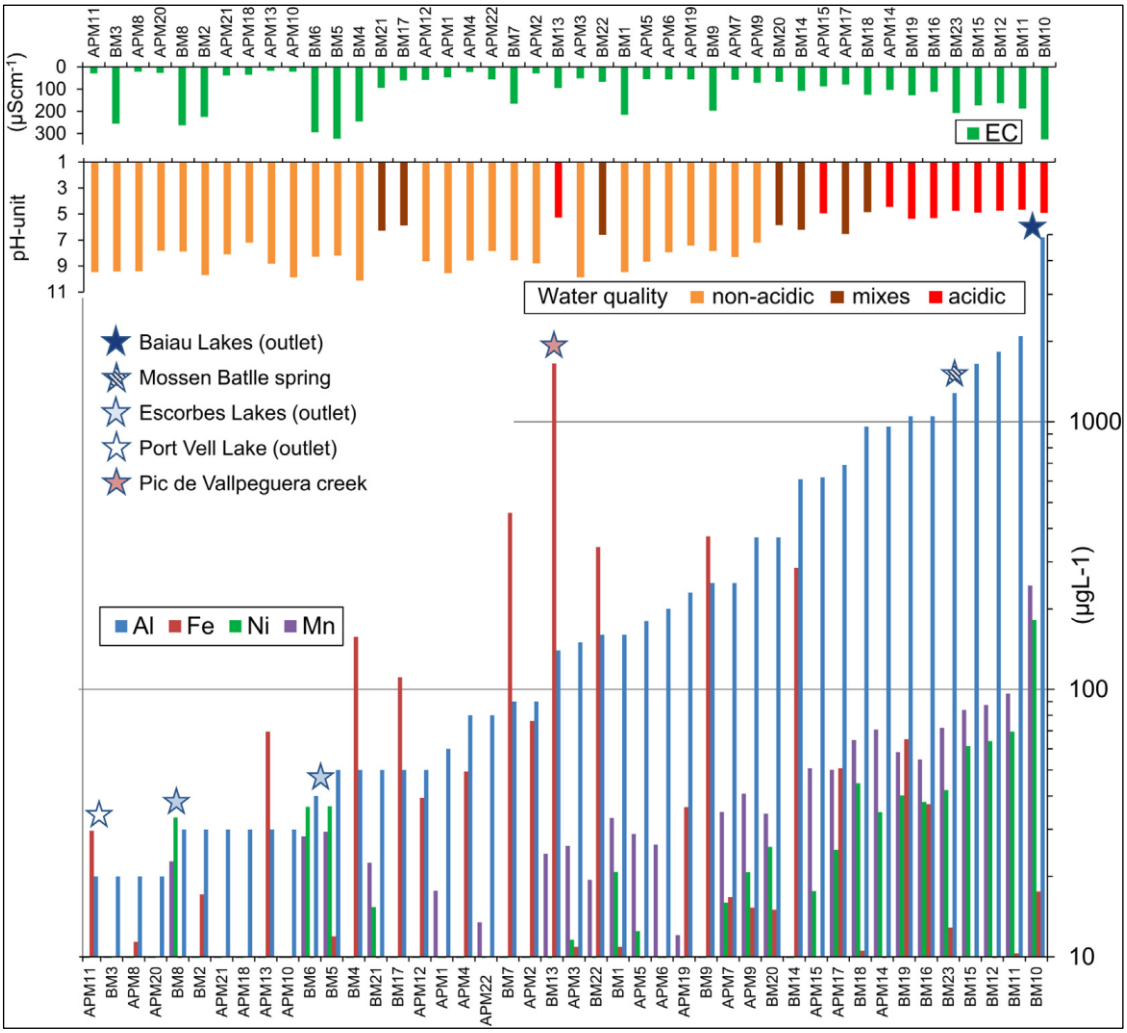


Figura 3.10: Características físico-químicas de las muestras de agua tomadas durante el verano de 2018 en los sectores de Baiau (etiquetado como BM-) y de Port Vell-Pica Roja (etiquetado como APM-) (ver datos adicionales en la Tabla x). Se distinguen tres tipos de agua: ácida (pH < 5,6, enriquecida en metales), no ácida (pH > 6,5, no enriquecida en metales) y mezclas de agua (pH ~ 5,6–6,5). Se destacan las marcadas diferencias en la calidad del agua de los lagos cercanos Escorbes (2370 m s.n.m.) y Baiau (2480 m s.n.m.) (**Figura 3.13**B), a pesar de su elevación y orientación similares en el lado norte de la cresta y la litología del lecho rocoso.

Algunos manantiales ácidos y surgencias se encuentran en elevaciones tan bajas como 1.860 m s.n.m.. (Mossen Batlle; pH ~ 4.8), 1.650 m s.n.m. (filtración al pie del pico de Monteixo; pH ~ 5,4) y 1220 m s.n.m. (Manantial del pueblo de Areu; pH ~ 5,6). Las aguas no ácidas son las más abundantes en el NVC. Por ejemplo, los lagos Escorbes a 2.374 m s.n.m. (8,2 < pH < 10,1) y el lago Port Vell a 2.465 m s.n.m. (pH ~ 9.5) (etiquetados como 2 y 3 en la **Figura 3.4**), y la mayoría de los arroyos y riachuelos, con valores de pH típicamente dentro del rango de 6,5 - 9,5. Estas son esencialmente aguas superficiales que no tienen circulación subsuperficial o tienen una circulación limitada. Las mezclas de agua resultan de la mezcla en la superficie de aguas ácidas y no ácidas. La mencionada mezcla

se inicia principalmente por debajo de los 2.500 m.s.n.m. (p. ej. circo de Baiau-Portvell, 2.470 m.s.n.m.; sector Port Vell-Pica Roja, 2.480 m.s.n.m.) (**Figura 3.11**).

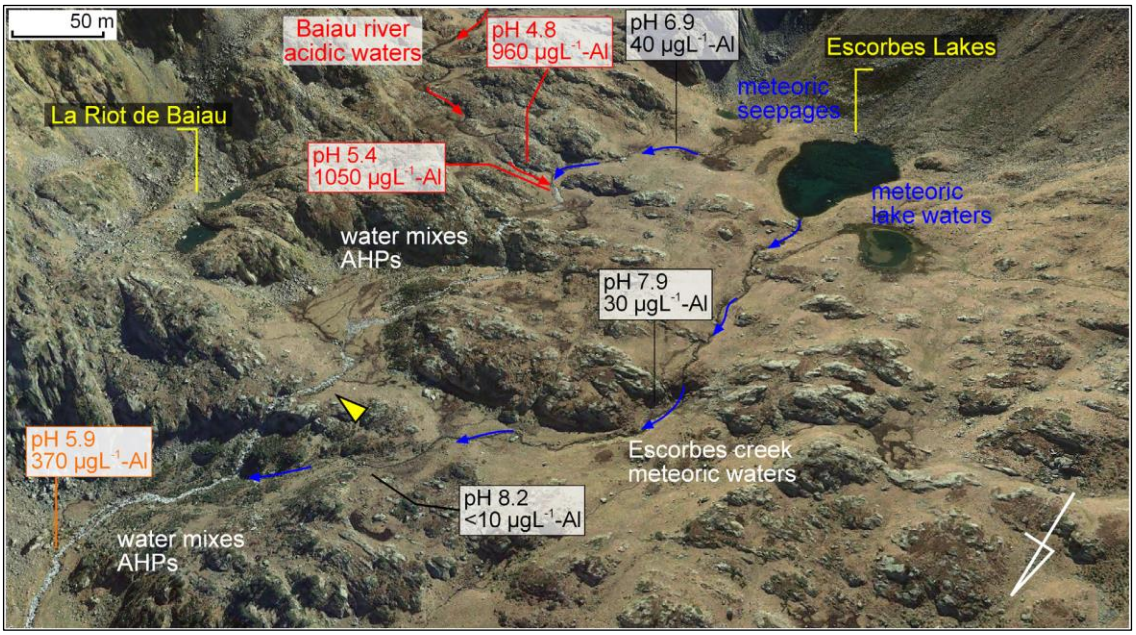


Figura 3.11: Mezcla de agua aguas abajo de los lagos de Baiau (pH 4,9; 4890 µgL-1-AL). La precipitación de hidroxisulfatos de aluminio (AHP) ocurre en áreas donde el río Baiau ácido (enriquecido en aluminio) converge con el arroyo Escorbes meteórico. La flecha amarilla indica la posición de la vista panorámica en la Figura 3.8. La flecha blanca apunta a N (vista oblicua de Google Earth, centrada en YTM 31 T 370320E 4,718,200 N).

Las muestras de agua tienen una conductividad eléctrica baja (EC ~ 9 a 326 µScm^{-1}) como se esperaba para las aguas de montaña de baja mineralización (**Figura 3.10** y **Tabla 3.1** en Anexo). La EC es más alta a finales de verano (caudal base posterior al deshielo) que en otoño (temporada de lluvias) y las aguas ácidas generalmente tienen una EC más alta que las no ácidas, aunque con una diferencia por debajo de un orden de magnitud. La EC también está por encima de la media ($\overline{X}_{EC}$ + σ) en los Lagos de Escorbes no ácidos, y en la parte baja de la cuenca (Pla de Boet). Más significativas son las diferencias en cuanto a las concentraciones de metales, superando los dos órdenes de magnitud (×500) en los arroyos ubicados a pocos metros de distancia, a pesar de que la mineralogía del sustrato en sus cabeceras es la misma. Las diferencias más relevantes corresponden al ion-aluminio, oscilando entre <10 y 4.890 µg/L-Al. En general, la concentración de metales menores y trazas es mayor en aguas ácidas, especialmente el aluminio, que muestra el rango de concentración más amplio (**Figura 3.10** y **Tabla 3.1** en Anexo). Las concentraciones de aluminio, manganeso, cobalto, zinc, cobre y cadmio muestran una buena correlación con la acidez, independientemente de la ubicación o la estación (**Figura 3.12**). Por ejemplo, las concentraciones máximas de aluminio (>2000 µg/L) se alcanzan a

pH < 4,9 (con la única excepción de una muestra a pH ~ 5,2). Hay más disparidad en las concentraciones de los otros metales traza, plomo, titanio, arsénico, oro y mercurio con respecto al pH. En el caso del níquel, las altas concentraciones (>30 µg/L-Ni) se encuentran en aguas ácidas, pero también en las aguas no ácidas de los Lagos de Escorbes (33-37 µg/L-Ni a pH = 7,9-8,3). Se observa un patrón particular para la concentración de hierro, lo que sugiere que el aluminio y el hierro pueden tener un comportamiento DAN diferente: el hierro se encuentra en altas concentraciones en un rango de pH más alto, con la mayoría de las concentraciones> 100 µg/L-Fe alcanzadas a pH> 6.

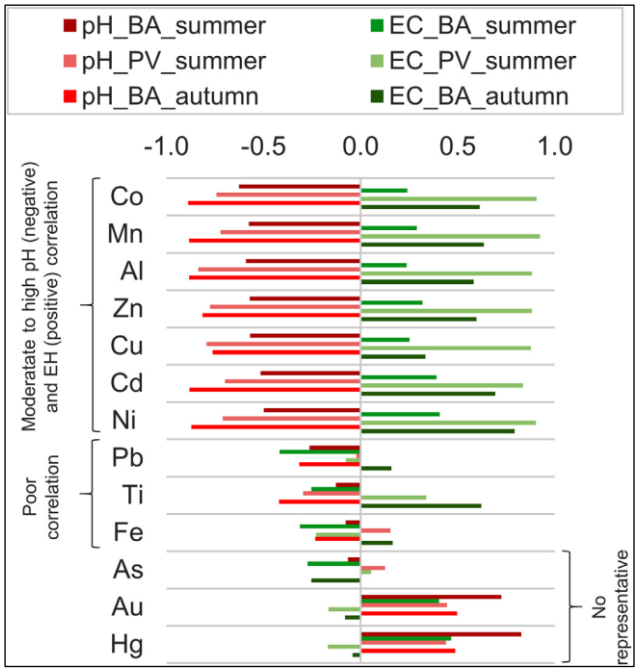


Figura 3.12: Coeficientes de correlación multivariante de las correlaciones entre pH - conductividad eléctrica (CE) y concentración de metales traza, para las campañas realizadas en los sectores de Baiau (BA) y Port Vell-Pica Roja (PV) en verano y otoño de 2019.

En cuanto a la precipitación de aluminio, el aluminio proviene de la meteorización química de feldespatos y filosilicatos presentes en el macizo rocoso metasedimentario siliciclástico (por ejemplo, micas, albita, ortoclasa). El Al se presenta principalmente como Al^{3+} (aq) en aguas ácidas (pH <5,0-5,6) (p. ej., Takeno, 2005), pero cuando se mezcla con aguas no ácidas, la acidez de la primera disminuye y se alcanzan las condiciones para la precipitación del Al, típicamente en forma de AHP blanquecinos. La precipitación de los AHP en el NVF se inicia aproximadamente alrededor de los 2.400–2.500 ms.n.m.. y se extiende hasta ca. 1.800–1.700 ms.n.m.. A modo de ejemplo, los AHP efímeros comienzan a ocurrir ca. 200 m (2420 m s. n. m.) aguas abajo de la desembocadura del pequeño lago Baiau (2480 m s. n. m.), (**Figura 3.11** y **Figura 3.13**).

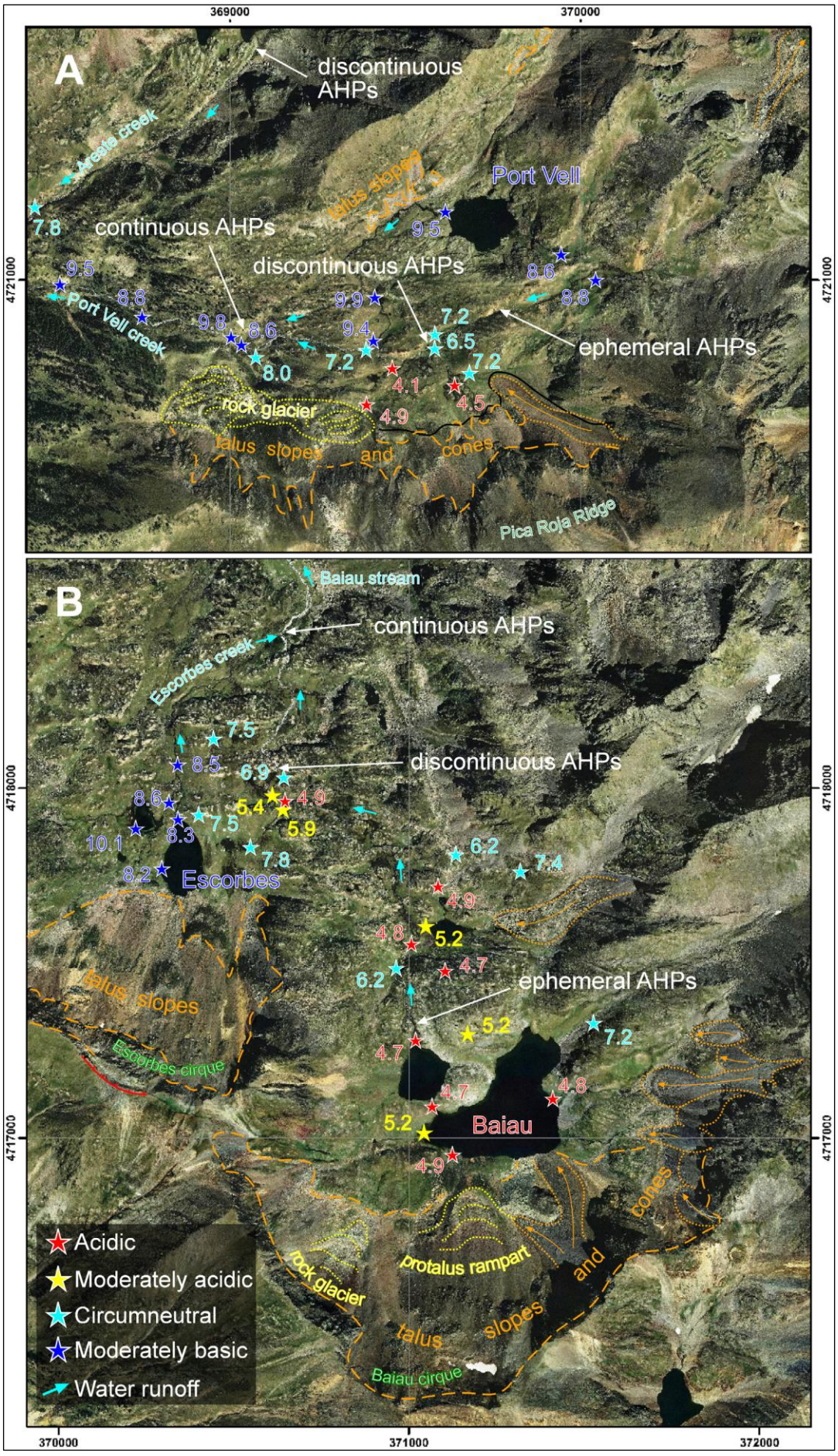

A
B
369000
370000
371000
372000
4721000
4718000
4717000
discontinuous AHPs
Aresta creek
Port Vell
talus slopes
continuous AHPs
Port Vell creek
ephemeral AHPs
rock glacier
talus slopes and cones
Pica Roja Ridge
Baiau stream
Escorbes creek
Escorbes
Escorbes cirque
Baiau
Baiau cirque
protalus rampart
Acidic
Moderately acidic
Circumneutral
Moderately basic
Water runoff

Figura 3.13: Características geomorfológicas y signos de precipitación de hidroxisulfatos de aluminio (AHP) en los sectores (A) Port Vell-Pica Roja y (B) Baiau (UTM N31T). Las aguas ácidas y moderadamente ácidas (pH < 5,6) provienen de las laderas de Pica Roja y de los lagos ácidos de Baiau. Los AHP se inician aguas abajo de las filtraciones ácidas de Pica Roja y los lagos de Baiau y cambian de efímeros a perennes en el arroyo del Port Vell y aguas abajo de la confluencia entre el río Baiau y el arroyo de Escorbes. Las aguas ácidas drenan las laderas orientadas al norte de la cresta de Pica Roja y del circo de Baiau, con extensos depósitos periglaciares, mientras que las aguas de las zonas de los lagos del Port Vell y Escorbes, con depósitos periglaciares menos abundantes, son circumneutrales a moderadamente básicas, apoyando un control geomorfológico de los AHP.

Los AHP se forman donde convergen las aguas ácidas y comienzan a mezclarse con arroyos de aguas no ácidas, que fluyen desde las laderas en ambos márgenes del río Baiau. La mezcla progresiva hace que los AHP pasen de efímeros a discontinuos y se vuelvan claramente continuos aguas abajo del cruce con el arroyo Escorbes (2.325 m s.n.m.). Los AHP también se vuelven discontinuos, pero aún evidentes desde el Pla de Baiau (2.170 m s.n.m.) hasta el llano de Boet (Pla de Boet) (1800 m s.n.m.) (**Figura 3.13**B). Patrones análogos se han observado en las calas Port Vell – Areste (**Figura 3.13**a), donde se inician AHP a 2.530 m s.n.m., ría Sotllo (a .2450 m s.n.m.), ríos Medacorba y Barèitas (a 2.300 m s.n.m.), ría Vallpeguera (a 2.300 m s.n.m.), 2.510 m), y el río Gardelha (a 2.580 m s.n.m.) (**Figura 3.14**). La longitud total de los tramos de arroyos afectados superó los 35 km en 2018.

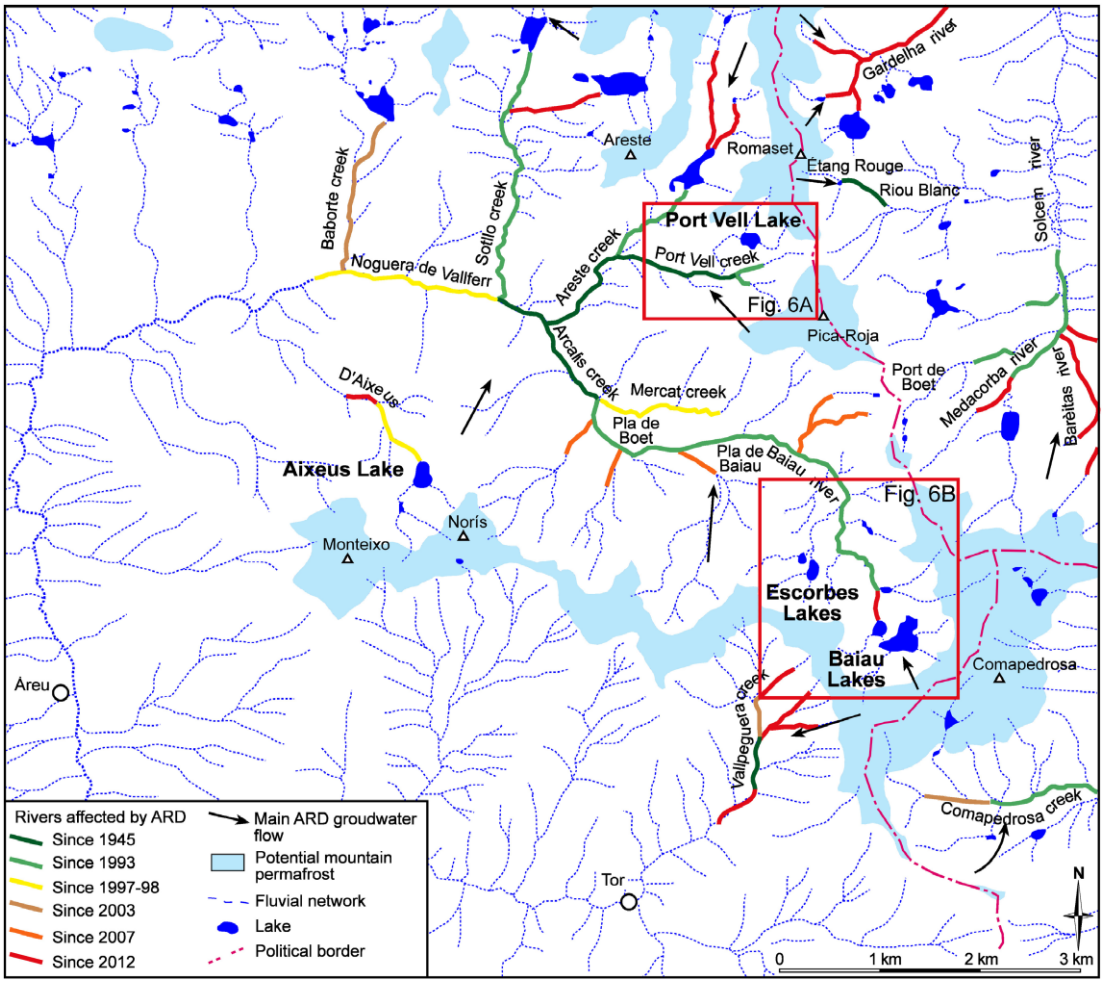


Figura 3.14: Mapa que muestra la evolución temporal (1945 a 2018) y espacial de las áreas afectadas por la precipitación natural de compuestos de aluminio (PHA) en la cuenca de captación de Noguera de Vallferrera (CNV). El patrón temporal indica que los AHP se han propagado significativamente desde la década de 1990, con picos de precipitación en 1997–98, 2007 y un máximo en 2012. La longitud total de los arroyos y arroyos afectados aumentó de ca. 5 km (1945–56) a 38,3 km (2012). Es notable que las elevaciones en las que se inician los AHP han subido ca. 100 a 400 m, llegando hasta los 2580 m s.n.m., lo que coincide con la cota del límite potencial del permafrost de montaña en los Pirineos (Serrano et al., 2009; Oliva et al., 2016).

3.3.3 Patrones espacio-temporales de DAN durante el período 1945-2018

El análisis detallado de la distribución espacio-temporal de los AHP utilizando las ortoimágenes históricas de 1945 a 2018 revela que la extensión de las áreas afectadas ha cambiado considerablemente a lo largo de las últimas décadas (**Figura 3.14** y **Tabla 3.1** en el anexo).

Ya se observaban signos de AHP en los vuelos estadounidenses de 1945 a 1946 y de 1956 a 1957, respectivamente. Los AHP afectaron a los arroyos Areste y Port Vell desde los 2380 m.s.n.m. y el arroyo Arcalís hasta los 1890 m s.n. m. Las imágenes sugieren que los AHP fueron continuos en los arroyos Port Vell-Areste, mientras que en el arroyo Arcalís

fueron tenues e intermitentes. La evidencia de AHP también fue observable en el río Noguera de Vallferrera, cesando en ca. 1 km aguas abajo de la confluencia de los arroyos Port Vell- Areste y Arcalís (ca. 1700 m.s.n.m.). Lo más probable es que los AHP ya estuvieran presentes antes de 1945, al menos en el borde norte del NVF. La toponimia de algunas zonas afectadas de la vertiente oriental francesa como Étang Rouge (lago rojo) y Riou Blanc (río blanco) (**Figura 3.14**) indican que el fenómeno debió ser frecuente desde la antigüedad. Es notable que la longitud total de los arroyos afectados en 1945-1946 fue de alrededor de 5,1 km, y que no se observaron AHP por encima de los 2380 m.s.n.m. en los arroyos de Areste-Port Vell y por encima de los 2150 m.s.n.m. en el arroyo Vallpeguera, que son cotas de 200 a 360 m inferiores a la cota máxima actual de las AHP en las mismas zonas.

Las series históricas de período de tiempo desde 1945–46 permiten rastrear la evolución de los AHP hasta el presente (**Figura 3.14**). No se observan diferencias significativas en las imágenes de 1956, respecto a las de la década anterior. Sin embargo, las imágenes anteriores a 1956 muestran una tendencia general de expansión, tanto en las longitudes totales afectadas como en la elevación a la que se inician los AHP. La expansión de los AHP no fue constante en el tiempo, sino que mostró picos en 1997–98, 2007 y un máximo en 2012. En 1.997–98, los AHP se extendieron a lo largo del río Noguera de Vallferrera aguas abajo hasta la confluencia con el arroyo Sotllo, y afectaron a D'Aixeus y arroyos Mercat por primera vez, desde cotas de 2.350 y 2.180 ms.n.m., respectivamente.

En 2007, las AHP se extendieron a los arroyos situados en las laderas sur del Pla de Boet y Pla de Baiau (hasta 2.150 m s.n.m.) y norte (2.350 m s.n.m.) del Pla de Baiau. Los AHP cubrieron secciones de drenaje con una longitud total de 38,3 km en 2012, que es el máximo para todo el período de registro; y la elevación de los AHP se amplió hasta 2.300–2580 m.s.n.m. en todas las cuencas (**Tabla 3.2** en el Anexo). Los AHP continuaron siendo generalizados durante el siguiente período (2013-2018), pero su extensión y elevación máxima no excedieron el máximo registrado en 2012.

3.3.4 Anomalías de temperatura y precipitación

Se han observado anomalías de temperatura en las estaciones meteorológicas locales de Vielha e Mijaran (1002 m.s.n.m.), Esterri d'Àneu (950 m.s.n.m.) y Certascan (2.400 m.s.n.m.), situadas respectivamente a 50 km-O, 30 km-O y 15 km- NNO del NVF (fuente: Servicio Meteorológico de Catalunya) (**Figura 3.15** y Figura **3.16**). En la estación de Vielha e Mijaran se registró una tendencia positiva aproximada de la temperatura media anual

(T_{media}) de ca. +0,36 °C/década desde 1980, mientras que para 1955-1979 fue negativo (−0,04 °C/década) (**Figura 3.15**). Los años más cálidos fueron 1997, 2006 y 2011, con una T_{media} superando en +1,8σ el valor medio (XT), y 2014-2016, durante los cuales la T_{media} estuvo constantemente por encima de (XT+1,6σ).

En cuanto a las anomalías de precipitación, el Índice de precipitación estándar para los valores de precipitación acumulada de 12 meses (SPI12) calculado para el periodo histórico 1955-2017 (datos de la estación de Esterri d'Àneu) revela que las sequías de severas a extremas (−1,5 < SPI12 < −2,5) y excepcionales (SPI12 > −2.5) fueron raras entre 1955 y 1980, mientras que han sido frecuentes en las últimas 3 décadas siendo especialmente notable la que precedió a 2012 (**Figura 3.15**).

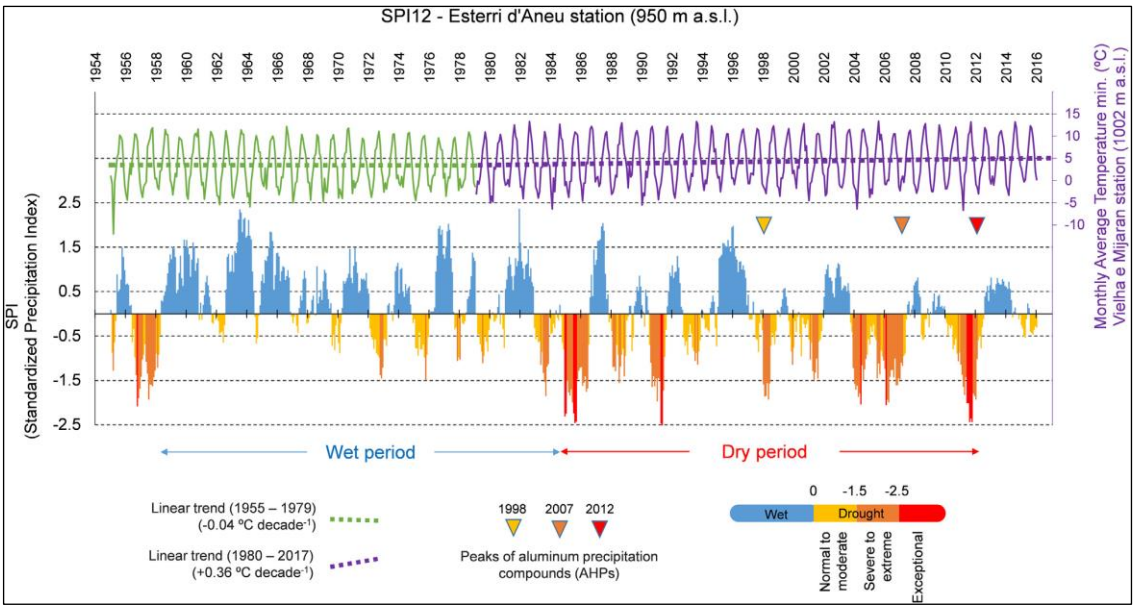


Figura 3.15: Índice de Precipitación Normalizado para una escala temporal de 12 meses (SPI12) para el periodo 1955-2017 a partir de los datos meteorológicos recogidos en la estación de Esterri d'Àneu (UTM N31T 345637E 4.721.441N), y temperatura mínima media mensual (Tmin) en la estación de Vielha (UTM N31T 319310E 4.729.700N) para el mismo periodo (fuente: Servicio Meteorológico de Catalunya). Se observa un cambio de tendencia tanto en la precipitación (negativa) como en la temperatura (positiva) desde la década de 1980. Los principales picos de precipitación de Aluminio (AHPs) detectados en la Cuenca de Noguera de Vallferrera (CNV) se producen tras periodos de sequía, y especialmente episodios de altas temperaturas.

3.4 Discusión

3.4.1 Metales traza en aguas

El análisis químico de las aguas indica que, en algunas áreas de la NVF, las concentraciones de metales traza potencialmente tóxicos como Al, Cd, Co, Cu, Ni o Zn superan en gran medida los estándares de calidad para los ecosistemas acuáticos (p. ej.,

GBC, 2018) y del agua potable (por ejemplo, Organización Mundial de la Salud (OMS); Agencia de Protección Ambiental de EE. UU. (EPA); Directiva 98/83/CE). También se observan algunos patrones espaciales y temporales con respecto a las correlaciones de pH, EH y concentraciones de metales traza (**Figura 3.12**). Las correlaciones entre metales traza y acidez y CE son mayores (correlación más estrecha) en Port Vell-Pica Roja que en los sectores de Baiau. Las correlaciones en Baiau son más altas en verano que en otoño. Las correlaciones con la CE son de moderadas a bajas en Baiau, mientras que en Port Vell-Pica Roja son altas. Las diferencias entre Port Vell-Pica Roja y Baiau probablemente se deban a que los arroyos ácidos en Port Vell-Pica Roja se recargan con filtraciones ácidas que descargan de las laderas de Pica Roja (**Figura 3.13**A); mientras que en Baiau, las aguas ácidas se encuentran tanto en los lagos como en los arroyos, que se alimentan de las salidas de los lagos de Baiau (**Figura 3.13**B).

Hay más incertidumbre con respecto al patrón estacionario observado en Baiau. Aquí, la correlación con los metales traza es menor en verano que en otoño, a pesar de que la acidez y la CE son más altas en verano, lo que indica una menor dilución de las aguas alteradas por DAN durante la estación seca. Cabe señalar que la campaña de verano fue un poco más extensa que la campaña de otoño, lo que dificultó la comparación directa (**Figura 3.10** y **Tabla 3.1** en Anexo); y solo dos campañas no parecen suficientes para realizar un análisis estadístico riguroso. Además, además de la variación de pH y CE, otros procesos pueden influir en las correlaciones, como la actividad biológica y el régimen de flujo. Por lo tanto, las correlaciones observadas deben tomarse con cautela y solo deben considerarse las tendencias generales.

Se requieren más investigaciones para comprender mejor la distribución de los metales traza disueltos y sus patrones estacionales, que son aspectos clave a tener en cuenta para una correcta gestión de este problema hidroambiental.

3.4.2 Control climático

Los resultados apuntan a que los procesos de DAN se han vuelto más generalizados y severos en la cuenca de NFV en las últimas décadas. Esta hipótesis ha sido verificada desde 2005 mediante observaciones directas (IGC, 2012), y también ha sido respaldada por el análisis espacio-temporal de las imágenes aéreas históricas de 1945-2018. Somos conscientes de las limitaciones de este enfoque, especialmente si el análisis se basa en las ortoimágenes no coloreadas y de baja resolución anteriores al año 2000. Sin embargo, extender la observación más allá del año 2000, aunque compromete parcialmente la

resolución, tiene el potencial de ofrecer un diagnóstico a más largo plazo más representativo.

Cabe señalar que el análisis de las imágenes en color de mayor resolución, junto con las imágenes infrarrojas, ha ofrecido resultados muy consistentes en comparación con las observaciones de control cartográfico en el campo. Además, tales observaciones también son consistentes con los patrones climáticos registrados instrumentalmente durante el mismo lapso temporal, y se puede establecer una relación entre los efectos locales del Cambio climático (es decir, el aumento de la temperatura y la variación en el régimen de precipitaciones) y el agravamiento de la DAN. En este sentido, uno de los períodos más críticos para respaldar nuestro análisis, como el período 2007-2012, está cubierto por imágenes infrarrojas y en color de alta resolución. Esto nos lleva a considerar las interpretaciones para todo el período como aproximaciones razonables. Por otro lado, este enfoque intenta brindar información que de otro modo no sería posible, considerando la brecha de conocimiento sobre los datos históricos de calidad del agua en áreas donde, como en la NVF, no se han realizado controles en el pasado debido a su ubicación remota.

Los resultados también indican que la acidificación y el enriquecimiento en metales de las aguas analizadas son causados esencialmente por procesos naturales de DAN en el NVF. El drenaje ácido de minas (AMD) no parece ser un origen probable porque, aunque en el pasado se han llevado a cabo extensas actividades mineras en el área de Vallferrera, según nuestro conocimiento, los sitios de extracción siempre estuvieron en elevaciones por debajo de los 2400–2500 m s.n.m. Si bien alguna contribución atmosférica de metales en el aire, ya sea antropogénico o natural, no se puede descartar (Bacardit y Camarero, 2009; Camarero et al., 2009a; Camarero et al., 2017; Corella et al., 2017, 2018), el hecho de que diferentes masas de agua en la misma área muestren concentraciones de metales altamente heterogéneas (por ejemplo, los lagos de Baiau vs. Escorbes y Port Vell) apunta a que la entrada atmosférica potencial es muy limitada en comparación con la contribución geogénica. Las elevadas concentraciones de metales registradas en la zona también lo corroboran. Por lo tanto, las proyecciones que prevén una recuperación progresiva de la acidificación de las aguas superficiales debido a la disminución de la actividad industrial, que alcanzó su punto máximo durante las décadas de 1960 a 1980 en esta región (por ejemplo, Camarero et al., 2009b), no son aplicables en la cuenca alta de NVF.

Investigaciones previas han indicado un fuerte control climático sobre el DAN (Furniss et al., 1999; Plumlee et al., 1999) y al Cambio climático como la causa del reciente deterioro de la calidad del agua en las zonas de alta montaña de todo el mundo (Nordstrom, 2009;

Todd et al., 2012; Manning et al., 2013; Ilyashuk et al., 2014, 2018; Zaharescu et al., 2016). Las variaciones en la precipitación y la temperatura tienen varios efectos sobre la DAN. Por un lado, una disminución en la cantidad de precipitación puede causar (a) una menor dilución de los flujos ricos en solutos que alimentan los arroyos y lagos; y (b) aumento de la superficie de roca fresca expuesta a la oxidación debido a la disminución del nivel freático. Por otro lado, un aumento en la temperatura del aire provoca (c) una reducción en las cubiertas de nieve y hielo; d) el deshielo del hielo terrestre procedente del permafrost, incluidos los depósitos de Till y depósitos periglaciares (p. ej., morrenas, glaciares de roca, taludes), que se han relacionado con DAN (Williams et al., 2006; Todd et al., 2012); y (e) una aceleración de la oxidación bioquímica de sulfuros debido a su correlación positiva con la temperatura (Ahonen y Tuovinen, 1991; Schoonen et al., 2000), especialmente en el caso de la acción oxidante de arqueas acidófilas, bacterias y algas fotosintéticas (Baker y Bandfield, 2003; Nordstrom, 2011a; Cruz-Hernández et al., 2012). Además, una vez desencadenada, la oxidación de sulfuros es una reacción extremadamente exotérmica que puede elevar suficientemente la temperatura en la interfase de oxidación del agua subterránea y el mineral, incluso a bajas temperaturas, lo que hace que los procesos de oxidación sean aún más eficientes (Bigham y Nordstrom, 2000; Gault et al., 2015).

Los principales picos de AHPs en la NVF se produjeron en 1998, 2007 y 2012, siendo este último el más pronunciado hasta la fecha. Se pueden establecer correlaciones notables entre los picos temporales de AHP y las anomalías agudas de precipitación y temperatura (**Figura 3.15** y **Figura 3.16**). Esto respalda que las recientes condiciones más cálidas y secas han incrementado los procesos de DAN. Tendencias positivas sistemáticas de la temperatura (T_{max} =+0.57 °C/década; T_{min}=+0.23 °C/década) y tendencias negativas menos significativas de la precipitación (ca. −3%/década a −5%/década), con mayor dispersión a lo largo la sierra, se han identificado en los Pirineos centrales desde las décadas de 1970 y 1980 (Pérez-Zanón et al., 2017; OPCC-CTP, 2018). Se han observado anomalías de temperatura similares en las estaciones meteorológicas locales de Vielha e Mijaran (1.002 m s.n.m.), Esterri d'Àneu (950 m s.n.m.) y Certascan (2.400 m s.n.m.), que pueden ser razonablemente representativas del clima en NVC. Vielha e Mijaran es la única estación con un conjunto de datos de temperatura largo (1955-2018), que cubre casi todo el lapso temporal de las ortoimágenes históricas (**Figura 3.15**). La tendencia positiva aproximada de la temperatura media anual (T_{media}) de ca. los +0,36 °C/década registrados desde 1980 superan en un 30% la media mundial (OPCC-CTP, 2018). Cabe destacar que los picos de AHP de 1998, 2007 y 2012 ocurrieron después de los años más cálidos del período de registro de 1997, 2006 y 2011 (**Figura 3.15** y **Tabla 3.1** en Anexo).

Además de las anomalías térmicas, también se produjeron picos de AHP después de anomalías negativas de precipitación. El índice de precipitación normalizado a 12 meses (*Standard Precipitation Index* - SPI12) calculado a partir de los datos de la estación de Esterri d'Àneu para el periodo histórico 1955-2017 revela que las sequías severas a extremas y excepcionales han sido más frecuentes en las últimas 3 décadas. Todos los picos de AHP ocurrieron dentro del período seco (**Figura 3.15**). Los datos de precipitación más locales, pero más cortos, de la estación Certascan también confirman que un período de sequía precedió al pico de 2007 (**Figura 3.16**), pero esto no es tan evidente para el pico de 2012, el evento más intenso observado hasta la fecha.

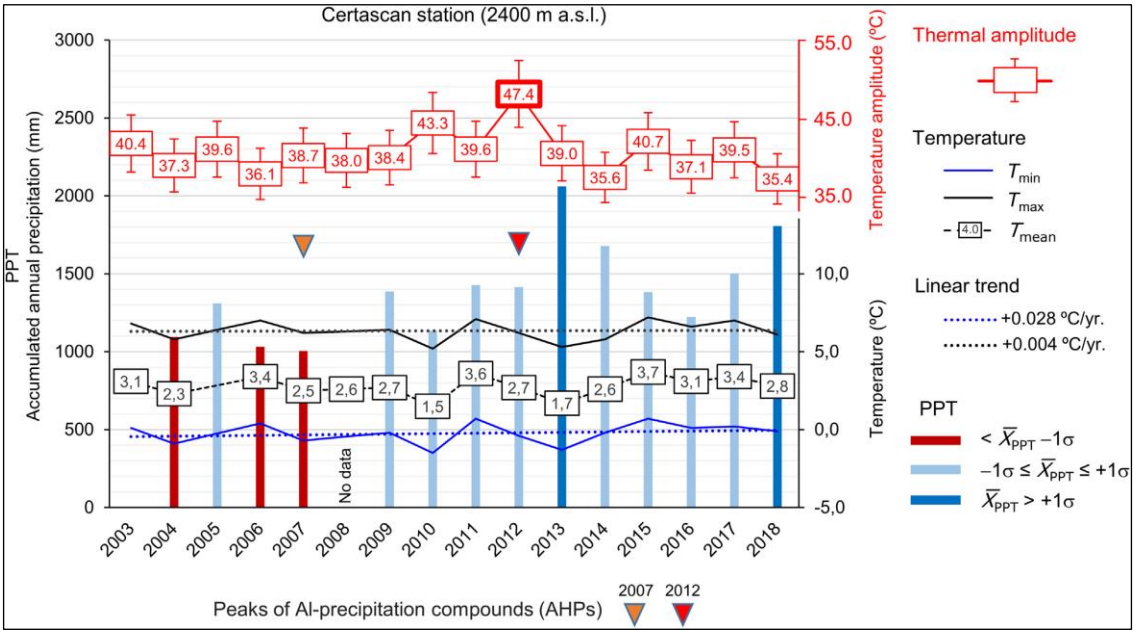


Figura 3.16: Datos meteorológicos del periodo 2003-18 de la estación automatizada de Certascan (a 15 km-NNW de la cuenca de la Noguera de Vallferrera, UTM 31T 358470E 4.728.981N) (fuente Servicio Meteorológico de Catalunya). El gráfico muestra una buena correlación entre el período de baja precipitación de 2003–2007 y el pico de precipitación de aluminio (AHP) en 2007. La relación con la precipitación en el caso del pico de 2012 no es tan clara, mientras que coincide con un pico de amplitud térmica. Nótese también que la temperatura media en el 2011 es casi la máxima del registro instrumental.

Mientras que a escala regional el período 2010-2012 fue excepcionalmente seco (**Figura 3.15**), no fue tan seco en el NVC (**Figura 3.16**). Sin embargo, se destaca que la mayor anomalía térmica (+0,8 °C), solo se superó en 2015, y la máxima amplitud térmica (T_{max} − T_{min}) fue en 2012 (47,4 °C). Esto sugiere que tanto las bajas precipitaciones como las altas temperaturas agravan el DAN, pero una vez desencadenada, la temperatura es probablemente el principal catalizador del fenómeno. Esta hipótesis también respalda por qué los compuestos químicamente inestables, como los AHP, siguen siendo muy patentes a pesar de que la precipitación ha aumentado en gran medida desde 2012 (p. ej., SPI24

de septiembre de 2017 a septiembre de 2019 fue > + 3, fuente: Servicio Meteorológico de Cataluña). Una causa probable es que las temperaturas por encima del promedio fueron más comunes en los últimos años y la temperatura promedio se mantiene sobre los máximos históricos de los últimos cien años (OPCC-CTP, 2018).

3.4.3 Calentamiento dependiente de la elevación y rango de elevación de DAN

Los resultados también sugieren que el Cambio climático juega algún papel en la expansión del rango de elevación en el que ocurre el DAN. Postulamos que el aumento en la elevación del límite del ambiente periglaciar y del permafrost es la causa principal de la expansión ascendente de los AHP en NVF en últimas décadas. Aquí, la presencia y extensión del permafrost no está bien documentada. Sin embargo, según los indicadores geomorfológicos y los datos de temperatura, la existencia de permafrost por encima de los 2.500–2.700 m s.n.m. es plausible en esta zona (Serrano et al., 2009; Oliva et al., 2016), especialmente en las laderas norte de los picos Monteixo-Norís, Comapedrosa, Pica Roja y Areste (**Figura 3.6** y **Figura 3.14**). Llama la atención que las aguas más ácidas se dan en las zonas de Baiau Cirque, Port Vell-Areste y Aixeus, donde las aguas superficiales proceden de las laderas de estos picos con orientación norte dominante.

El Cambio climático está acelerando los cambios en la dinámica hidrológica y criosférica en las cuencas alpinas (Pepin et al., 2015). Uno de los efectos más relevantes del calentamiento dependiente de la elevación es que los límites glaciares y periglaciares están retrocediendo drásticamente en las últimas décadas. En general, donde las temperaturas medias anuales del aire (*mean annual air temperaturas* - MAAT) permanecen por debajo de +3 °C, se espera que el hielo terrestre y el permafrost persistan durante algunos períodos a lo largo del año, lo que se considera un entorno periglaciar (French, 2011, 2018). En áreas donde MAAT permanece por debajo de –2°C, el agua subterránea persiste como hielo en el suelo, lo que hace que la oxidación bioquímica de Fe^{2+} disminuya y el oxígeno disponible para la reacción disminuya severamente. Por el contrario, en zonas periglaciares donde la MAAT oscila entre –2°C y +3°C, las condiciones de humedad y oxigenación del macizo rocoso varían a lo largo del año, lo que permite la oxidación de sulfuros (Ilyashuk et al., 2018). La MAAT registrada por la estación meteorológica automatizada Certascan osciló entre +1,5 y +3,7°C durante el período 2003 a 2018, con una media de +2,8°C (σ = 0,6°C). Esto significa que el límite periglaciar se encuentra dentro del rango de elevación de ca. 2.400 a 2.600 m.s.n.m. Nótese que 10,5 km^2 del área de estudio se encuentran por encima de los 2.600 m.s.n.m., que es casi el 10% del total.

La tasa media de aumento del límite superior de AHPs observada en los arroyos Areste, Baiau, Vallpeguera y Sotllo durante el período 1945-2012 es de alrededor de 50-60 m/década, y de 45-55 m/década extendiendo el período hasta 2018. Aunque existen importantes limitaciones de los datos derivados de la interpretación de las ortoimágenes históricas, las tendencias generales observadas son bastante consistentes para las distintas cuencas, lo que sugiere que pueden proporcionar una aproximación razonable al proceso. En este sentido, se destaca que las tasas de aumento están muy de acuerdo con el aumento de la isoterma de 0°C estimada para la región en 46 m/década, considerando un aumento de temperatura de ca. 0,23°C/década y un gradiente térmico vertical de ca. 0,5°C/100 m (Lampre, 2001). Este valor es comparable a los informados para los Alpes europeos (hasta 70 m/década) (Brocard et al., 2013), lo que sustenta la relación entre el calentamiento dependiente de la elevación y el DAN. A partir de esta relación se propone un modelo conceptual (**Figura 3.17**).

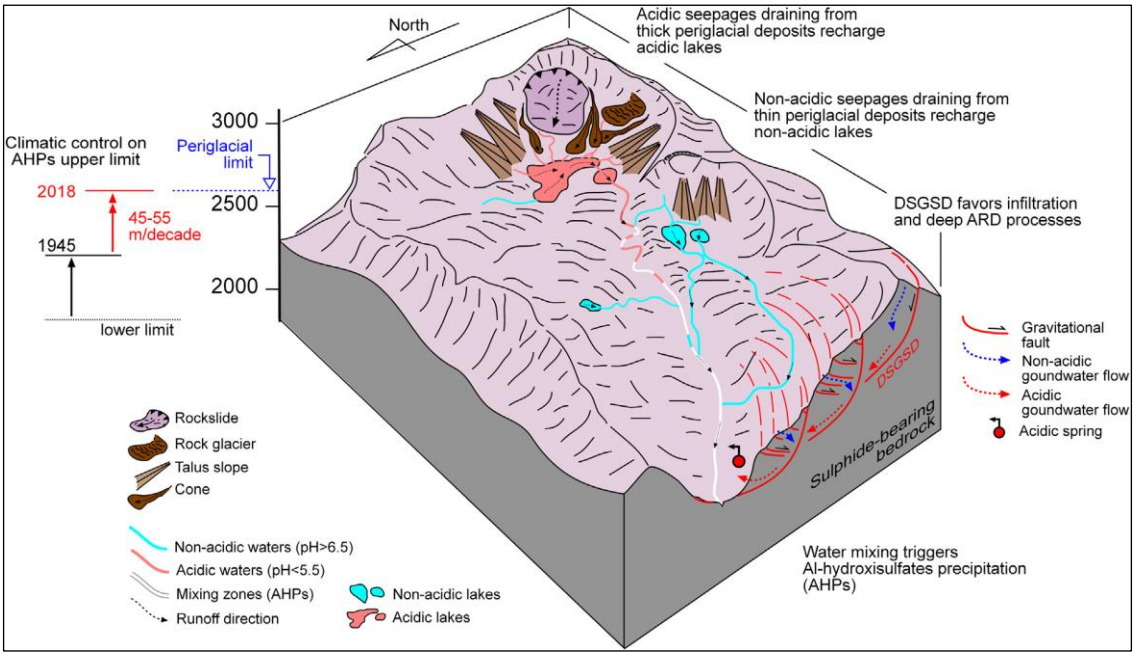


Figura 3.17: Modelo conceptual para los diferentes drenajes ácidos naturales de roca (DAN) y compuestos de precipitación de Aluminio (AHP) observados en la cuenca de Noguera de Vallferrera (NVC) controlados por factores climáticos y geomorfológicos. Los depósitos periglaciares y los deslizamientos de rocas favorecen el desarrollo de DAN a partir de flujos de agua subterránea poco profundos, mientras que las deformaciones gravitatorias de taludes profundos (DSGSD, por sus siglas en inglés) facilitan una interacción agua-roca más profunda. Los AHP se forman cuando las aguas ácidas se mezclan con las no ácidas. El Cambio climático y las sequías potencian el fenómeno y la elevación a la que se inicia, que ha escalado cientos de metros en los últimos tiempos. Las tasas crecientes son comparables con las tasas ascendentes estimadas de los límites periglaciales en la región, lo que sustenta la relación propuesta entre los efectos del calentamiento dependiente de la elevación y la intensificación de DAN.

La variación climática (i.e. el calentamiento reciente) controla el límite periglacial de la migración hacia arriba y, por lo tanto, el límite superior en el que se desencadenan y/o agravan los procesos de DAN. Sin embargo, este modelo no explica por qué algunos lagos y arroyos cercanos tienen condiciones de acidez tan diferentes. Esto sugiere que el modelo debe considerar otros factores de control sobre el fenómeno, como lo es la geomorfología local.

3.4.4 Control geomorfológico

La disponibilidad de rocas que contienen sulfuro es un requisito previo para el desarrollo de DAN, pero no la única condición. Por lo que proponemos que el control geomorfológico, es decir, la naturaleza, geometría y disposición de los depósitos periglaciales (glaciares rocosos, protalus rampart, conos de talud y taludes), y la estructura de DSGSD que afecta a la cordillera Moteixo-Norís (**Figura 3.4**b) provoca en parte las grandes variaciones en la acidez de las aguas, tanto en las cabeceras como en las partes bajas de la cuenca (**Figura 3.17**).

La hidroquímica de las aguas superficiales en las cabeceras de la NVF muestra grandes diferencias en áreas relativamente limitadas, a pesar de sus contextos litológicos y de elevación análogos. Por ejemplo, los Lagos de Baiau muestran una acidez por debajo de 4-5 unidades de pH en comparación con los Lagos de Escorbes, ubicados a solo 800 m al NW y 120 m más abajo (**Figura 3.13**B), a pesar de que no hay diferencia en la litología en sus zonas de recarga. (es decir, secuencia rítmica cambro-ordovícica de esquistos y pizarras). Un modelo de DAN que se invoca con frecuencia en las cuencas mineralizadas es que los flujos subterráneos poco profundos derivados del derretimiento del hielo del suelo de los depósitos periglaciales rocosos provocan la acidificación de las aguas a gran altura (p. ej., Thies et al., 2007; Zaharescu et al., 2016; Santolaria et al., 2017; Ilyashuk et al., 2018). Esto se debe a que su estructura abierta, que puede albergar aguas subterráneas, hielo intersticial e incluso lentes de hielo sólido, favorece la interacción agua-roca y controla los flujos de agua subterránea y oxígeno en áreas dominadas por basamento de baja permeabilidad (Jódar et al., 2017; Jones. et al., 2019).

Todas las aguas ácidas en el NVF drenan de áreas donde ocurren extensos depósitos rocosos periglaciares. Este patrón se observa en zonas como los sectores de la Pica Roja (Port Vell) y el circo de Baiau (**Figura 3.13**). Aquí, las filtraciones ácidas y enriquecidas con metales drenan solo desde los extensos glaciares de roca, taludes y conos ubicados a lo largo de las laderas orientadas al norte. Por el contrario, los lagos del Port Vell y Escorbes,

donde los depósitos periglaciares son mucho más escasos, no son ácidos, a pesar de estar situados cerca de las filtraciones ácidas de Pica Roja y de los lagos ácidos de Baiau. En el caso del lago del Port Vell, en su zona de recarga sólo se encuentran algunos taludes de escasa extensión, lo que explicaría su menor acidez. Los depósitos periglaciares rocosos son más potentes en la zona de recarga de Escorbes (pico de Escorbes y vertientes de Portella de Vallpeguera) (**Figura 3.13**b), pero no tanto como en los sectores de Pica Roja y Baiau. Esto podría justificar que, a pesar de no ser tan ácidas, sus aguas muestren una importante concentración de metales traza como el Ni. Ese modelo que relaciona los depósitos detríticos rocosos con DAN se ajusta bien a las cabeceras de la NVF, pero no explica por qué el agua subterránea ácida también se está descargando a través de filtraciones y manantiales al pie de la cordillera Moteixo-Norís, en elevaciones más bajas (1.860-1.220 m s.n.m.), donde ya no se encuentran formaciones rocosas periglaciares.

Cabe señalar que la cordillera Moteixo-Norís está afectada por una estructura de DSGSD de tipo sackung (McCalpin y Irvine, 1995; Cruden y Varnes, 1996; Soldati, 2004; Pánek y Klimes, 2016), relacionada con la zona de cizalla de Mérens (**Figura 3.4**). Los sackungs son movimientos complejos lentos que desplazan varios hm^3 y alcanzan varios cientos de metros de profundidad (Soldati, 2013; Gutiérrez et al., 2012; Pánek y Klimes, 2016). Estas deformaciones gravitatorias a gran escala provocan la fracturación de los macizos rocosos y la circulación profunda de fluidos (e.g. Gutiérrez et al., 2005, 2008). Proponemos que el sackung de Monteixo-Norís favorece los procesos DAN (**Figura 3.17**) debido a los siguientes factores: (1) forma depresiones cerradas y escarpes orientados hacia arriba que contribuyen a mejorar la infiltración de agua superficial; (2) forma fracturas que experimentan una dilatación significativa debido a la expansión gravitacional (separación horizontal) aumentando la permeabilidad del macizo rocoso y la superficie de interacción roca-agua subterránea; (3) facilita una circulación más profunda y rápida de agua y aire rico en oxígeno. Los principales puntos de vertido de aguas subterráneas en este sector se encuentran en la parte frontal del *sackung*, en el valle de Noguera de Vallferrera, que presenta un claro desvío hacia el norte atribuible al progresivo desplazamiento del DSGSD. En dicho contexto hidrogeomorfológico, varias filtraciones y manantiales moderadamente ácidas (pH ~4.8–6) descargan en elevaciones de 1600 a 1700 m.s.n.m. (pH ~4.8–5.6); y a 1220 m s.n.m. (Manantial del pueblo de Areu). Se destaca la baja temperatura (3,9 °C) del manantial de Mossen Batlle (Pla de Boet) (**Figura 3.4**), situado a una cota ligeramente superior (1860 m s.n.m.). La temperatura se registró durante un muestreo de agua realizado en agosto de 2018, mientras que las otras aguas subterráneas estaban por encima de los 11 °C (**Tabla 3.1** en anexo). Esto apoya que el manantial no está relacionado

con un flujo local poco profundo, sino con un flujo de agua subterránea más profundo y probablemente de movimiento rápido con una zona de recarga elevada (probablemente por encima de los 2.400–2.500 m s.n.m.). El manantial de Mossen Batlle (pH ~ 4,8) presenta una alta concentración de metales (por ejemplo, 1.280 μgL^{-1}-Al), en el mismo orden de magnitud que los lagos de Baiau (2.482 m s.n.m.) (1.830–2140 μgL^{-1}-Al, con un valor atípico de 4890 µgL-1-Al).

Las concentraciones de metales en las filtraciones occidentales del *sackung* son más bajas (~80-100 μgL^{-1}-Al). Esta aparente discrepancia podría deberse a diferentes motivos: (a) Los muestreos se realizaron en diferentes temporadas, verano de 2018 para Mossen Batlle y primavera de 2019 para las filtraciones de poniente, coincidiendo con un pico de deshielo; (b) pizarras y filitas ricas en pirita de la unidad Lladorre afloran en cotas superiores a los 2.500 m s.n.m. en el flanco norte de la Sierra de Monteixo-Norís (**Figura 3.1**). Esto sugiere que las aguas ricas en metales de Mossen Batlle se recargan por encima de esta elevación, mientras que las filtraciones occidentales no lo hacen. (c) El tiempo de residencia del agua subterránea puede afectar su enriquecimiento mineral. El manantial de Mossen Batlle se ubica en el borde NE de la estructura, mientras que las filtraciones occidentales se encuentran en la parte frontal del *sackung*. Aquí, las fallas gravitacionales son más densas y es probable que las rutas de flujo sean más cortas, aunque, no disponemos de datos sobre la edad del agua subterránea para apoyar esta hipótesis.

Las proyecciones climáticas prevén un aumento de temperatura de ca. 10 a 25% con respecto a los valores actuales en la región pirenaica para las próximas 3 décadas (Barrera-Escoda et al., 2014; Gonçalves et al., 2014), y se prevén tendencias similares para otras regiones montañosas del mundo (Pepin et al., 2015). Este escenario futuro lleva a la hipótesis de que los procesos DAN podrían afectar áreas más grandes en muchas cuencas alpinas con rocas de formación adecuadas. Por lo tanto, una mejor comprensión de los factores que controlan DAN puede ser valiosa para diseñar estrategias de adaptación óptimas para estos espacios vulnerables. Además, monitorear la evolución de DAN puede proporcionar datos útiles sobre los impactos del cambio climático, complementarios a efectos como la desglaciación y el deshielo del permafrost. Un aspecto a destacar es que el conocimiento exhaustivo del contexto geomorfológico e hidrogeológico local es esencial para una correcta interpretación de los patrones de DAN y para evitar posibles simplificaciones y diagnósticos engañosos. En este sentido, el modelo conceptual propuesto, que considera factores tanto climáticos como geomorfológicos que controlan los procesos de DAN en la NVF, sería fácilmente exportable a muchas otras cuencas alpinas en todo el mundo (**Figura 3.17**).

3.5 Conclusiones

La serie histórica de fotografías aéreas a lo largo de más de 70 años (1945-2018) revela que el drenaje ácido natural de roca (DAN) ha experimentado una intensificación en la cuenca hidrográfica de la Noguera de Vallferrera (NVF) durante la última década. El DAN produce la precipitación de compuestos de aluminio blanquecinos que cubren llamativamente algunos barrancos y arroyos en las cabeceras de las cuencas. La longitud total de los arroyos afectados ha aumentado de ca. 5 km (1945–46) a más de 35 km (2018) y la elevación máxima a la que se inician las DAN ha superado los 2.500 m s.n.m., a tasas de 45–55 m/década.

La precipitación de compuestos de aluminio se produce cuando las aguas ácidas (enriquecidas con metales) se neutralizan mezclándolas con aguas no ácidas. La concentración de aluminio disuelto se correlaciona claramente con la acidez de las aguas, independientemente de la ubicación o la estación. Sin embargo, se necesita más investigación para determinar los patrones de variación estacional de dicha concentración. Además del aluminio, las aguas también exhiben concentraciones anómalas de otros metales traza potencialmente tóxicos, como cadmio, cobalto, cobre, níquel o zinc, que superan ampliamente los estándares de calidad para los ecosistemas acuáticos y el agua potable. Los posibles efectos adversos sobre estos ecosistemas alpinos vírgenes y vulnerables y la salud pública son en gran parte desconocidos.

Los datos obtenidos apuntan a que existe un fuerte control climático y geomorfológico sobre los procesos de DAN. El Cambio climático, marcadamente agudo desde la década de 1980, en combinación con las severas sequías registradas en la última década, es la causa más plausible de la intensificación del DAN en el área de estudio. El aumento en la elevación máxima del DAN (45–55 m/década) es consistente con la tasa de retroceso y ascenso del límite periglacial en la región, estimada en 46 m/década.

La consecuente degradación del permafrost facilita que el DAN se intensifique a mayor altura. El análisis geomorfológico revela que los depósitos rocosos periglaciares ricos en pirita son las principales fuentes del DAN. Su alta permeabilidad y superficie específica facilitan la circulación de agua y oxígeno y la oxidación bioquímica de los sulfuros. Las aguas subterráneas ácidas y los flujos directos derivados de tales depósitos periglaciares provocan la acidificación de los arroyos y lagos ubicados por encima de los 2.400–2.500 m s.n.m. Por el contrario, en áreas donde estos depósitos son escasos, el fenómeno es menos severo o no se manifiesta. Las filtraciones ácidas y los manantiales también se

encuentran en elevaciones más bajas (ca. 1.860 a 1.220 m s.n.m.). En estos casos, se producen flujos ácidos asociados a una deformación gravitatoria profunda del talud (DSGSD) que afecta a la cordillera de Monteixo-Norís. Aquí, las estructuras gravitacionales de falla y la apertura de las fracturas favorece la circulación de flujos de agua subterránea oxidantes más profundos, lo que permite que ocurra DAN en las partes más bajas de la cuenca.

Sobre la base de estos resultados, se propone un modelo conceptual que integra las diferentes hidrodinámicas de DAN observadas en la NVF. El modelo propone que, mientras el Cambio climático y las sequías controlan la intensidad de DAN y sus límites superiores, la hidrogeomorfología local gobierna la distribución espacial de las áreas afectadas. Dado que las proyecciones climáticas prevén un aumento sostenido de la temperatura para las próximas décadas, se espera que los recursos hídricos en muchas regiones montañosas frías del mundo puedan deteriorase en el futuro. Una mejor comprensión y seguimiento de la evolución de los procesos naturales del DAN sería útil para predecir los impactos relacionados con el Cambio climático y diseñar estrategias de adaptación. Comprender los contextos geomorfológicos de estas cuencas alpinas, un factor frecuentemente descuidado, es una tarea fundamental para lograr alcanzar diagnósticos acertados.

ANEXO

	UTM WGS84 31T			µScm^{-1}	ºC	Elementos mayoritarios mgL^{-1}						Metales traza y Al (µgL^{-1})									
Id.	E	N	pH	EC	T	Ca	K	Na	Al	Ti	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Cd	Au	Hg	Pb
[1]BM1	368972	4719014	9.48	216	10.6	5.5	0.8	1.7	160	0.3	--	33.1	10.9	5.5	20.8	5.4	17.4	--	0.2	0.6	0.5	0.3
[1]BM2	369390	4718654	9.68	225	11.9	1.5	0.3	1.0	30	0.4	--	1.6	17.2	0.1	0.7	1.8	--	--	0.1	0.3	0.4	0.2
[1]BM3	369474	4718651	9.42	254	10.9	1.9	0.4	1.3	20	0.5	--	1.3	--	0.4	2.4	1.9	--	--	0.1	0.2	0.3	0.1
[2]BM4	370212	4717879	10.10	245	12.0	1.3	0.4	0.6	50	0.5	--	3.2	157.3	0.1	0.7	2.9	0.5	--	0.1	0.2	0.3	0.4
[2]BM5	370298	4717774	8.20	324	17.8	12.7	0.8	2.3	50	0.7	--	29.4	11.9	3.6	36.6	1.8	11.9	--	0.1	0.1	0.2	0.1
[1]BM6	370335	4717923	8.29	294	18.0	13.0	0.8	2.3	40	0.7	--	28.3	0.4	3.4	36.4	1.8	18.6	--	0.1	0.1	0.2	0.1
[1]BM7	370322	4717951	8.57	165	19.7	1.3	0.4	0.6	90	1.4	--	8.8	457.2	0.2	0.4	2.0	--	--	--	0.1	0.2	0.4
[1]BM8	370347	4718019	7.88	262	19.2	11.9	0.8	2.2	30	0.6	--	22.8	3.9	2.5	33.3	1.7	8.7	--	0.1	0.1	0.2	0.1
[1]BM9	370549	4717835	7.83	197	21.4	10.1	0.8	1.7	250	2.1	--	3.2	373.7	0.2	4.8	2.2	--	--	--	0.1	0.2	0.4
[2]BM10	371128	4716957	4.91	326	18.3	12.4	0.6	2.9	4890	0.9	--	244.7	17.6	44.8	182.0	31.9	148.1	--	0.8	0.1	0.1	0.4
[2]BM11	371068	4717095	4.67	188	15.7	5.9	0.3	1.5	2090	2.0	--	96.4	10.3	22.6	69.6	12.6	56.8	--	0.3	0.1	0.1	0.2
[1]BM12	371021	4717284	4.74	162	16.7	5.4	0.4	1.4	1830	0.4	--	87.6	8.4	20.4	64.2	12.9	56.0	--	0.3	0.1	0.1	0.3
[2]BM13	371045	4717020	5.28	95	--	1.5	0.3	0.8	140	1.2	--	24.4	1656	1.5	1.2	2.0	--	--	--	0.1	0.1	0.4
[1]BM14	370966	4717491	6.22	108	23.5	1.4	0.4	0.7	610	6.9	--	8.3	284.8	0.4	1.0	3.2	--	2.8	--	0.1	0.1	1.4
[2]BM15	371007	4717556	4.89	173	22.9	5.4	0.7	1.7	1650	0.5	--	83.7	--	19.5	61.4	12.9	53.9	--	0.3	0.1	0.1	0.4
[2]BM16	371049	4717610	5.31	112	17.1	3.9	0.4	1.2	1050	0.6	--	54.8	37.2	12.0	38.0	8.1	30.2	--	0.2	0.1	0.1	0.3
[1]BM17	370643	4717943	5.89	61	20.4	9.9	0.9	1.8	50	0.6	--	3.1	111.0	0.1	3.9	1.7	--	--	--	0.1	0.1	0.2
[1]BM18	370648	4717968	4.85	125	20.0	4.3	0.2	1.0	960	0.4	--	64.7	10.6	14.3	44.6	8.6	34.5	--	0.2	0.1	0.1	0.5
[1]BM19	370612	4717984	5.36	127	20.0	4.9	0.7	1.7	1050	0.7	--	58.2	65.2	12.7	40.2	9.1	35.3	--	0.2	0.1	0.1	0.5
[1]BM20	370507	4718828	5.86	--	16.3	4.9	0.4	1.3	370	0.5	--	34.4	15.0	7.1	25.8	4.8	18.1	--	0.1	0.1	0.1	0.4
[1]BM21	368114	4719455	6.28	94	14.5	3.8	0.4	1.6	50	0.5	--	22.5	7.9	3.9	15.4	2.9	12.3	--	0.1	0.1	0.1	0.5
[1]BM22	368135	4719589	6.59	--	12.6	2.7	0.5	2.0	160	3.3	--	19.5	341.0	0.5	1.1	1.7	--	0.9	--	--	0.1	0.5
[1]BM23	367823	4719760	4.76	207	3.9	5.5	0.5	3.9	1280	1.5	--	71.9	12.9	15.5	42.1	11.7	64.1	--	0.4	--	0.1	0.4
[1]APM1	368520	4720968	9.54	47	6.8	2.8	0.1	1.9	60	0.4	--	17.7	3.5	2.6	9.6	2.3	3.4	--	0.1	0.7	0.6	0.1
[1]APM2	368753	4720874	8.80	29	5.2	1.5	0.1	1.7	90	2.1	--	1.0	76.3	0.3	2.0	1.6	--	--	--	0.4	0.5	0.2
[1]APM3	369003	4720833	9.86	51	9.1	2.9	0.1	1.8	150	0.4	--	26.1	10.9	3.5	11.6	3.2	6.1	--	0.1	0.3	0.4	0.1
[1]APM4	369035	4720813	8.58	24	11.8	2.7	0.1	0.6	80	0.5	--	5.3	49.3	0.5	0.8	1.8	--	0.3	--	0.2	0.3	0.4
[1]APM5	369017	4720809	8.67	54	9.1	2.8	0.1	2.0	180	0.5	--	28.9	8.4	3.9	12.5	2.6	5.9	--	0.1	0.2	0.2	0.1
[1]APM6	369076	4720779	7.95	57	9.2	2.8	0.1	2.6	200	0.7	--	26.3	4.2	3.5	9.8	3.1	6.2	--	0.1	0.2	0.2	0.1
[1]APM7	369079	4720808	8.30	58	--	3.5	0.2	1.6	250	0.3	--	34.9	16.7	4.7	16.0	3.0	9.9	--	0.1	0.2	0.2	0.2
[1]APM8	369394	4720807	9.40	21	--	2.3	0.1	0.6	20	--	--	1.4	11.4	0.1	0.3	1.9	--	--	--	0.1	0.2	0.1
[1]APM9	369395	4720799	7.19	71	8.3	3.7	0.2	1.9	370	0.4	--	40.8	15.3	6.6	20.8	3.3	13.2	--	0.1	0.1	0.2	0.2
[2]APM10	369417	4720948	9.86	22	14.6	2.4	0.2	0.7	30	0.2	--	1.7	0.2	0.2	0.4	1.8	--	0.2	--	0.1	0.1	0.2
[2]APM11	369617	4721192	9.48	29	15.1	3.1	0.2	0.4	20	0.1	--	3.8	29.6	0.1	0.5	1.6	--	0.6	--	0.1	0.1	0.1
[4]APM12	369949	4721072	8.63	59	12.3	8.6	0.5	0.7	50	0.6	--	7.4	39.3	0.1	0.1	1.7	--	4.2	--	0.1	0.1	0.2
[1]APM13	370048	4720997	8.83	17	15.7	1.1	0.1	0.5	30	--	--	0.7	69.6	0.1	0.2	1.6	--	--	--	0.1	0.1	0.1
[4]APM14	369667	4720698	4.46	103	11.8	3.6	0.3	2.7	960	0.6	--	70.8	7.3	11.7	34.8	5.8	28.1	--	0.1	0.1	0.1	0.2
[4]APM15	369391	4720641	4.95	88	3.5	3.2	0.1	2.9	620	0.9	--	50.7	--	7.1	17.6	5.8	19.3	--	0.2	0.1	0.1	0.1
[1]APM17	369586	4720801	6.54	79	11.0	4.3	0.3	2.1	690	1.5	--	50.0	50.7	8.0	25.2	4.3	19.3	--	0.1	0.1	0.1	0.3
[1]APM18	369589	4720841	7.20	35	15.7	2.7	0.3	0.8	30	0.1	--	0.4	--	0.1	0.4	2.2	--	--	--	0.1	0.1	0.1
[1]APM19	369651	4720730	7.44	56	8.0	5.2	0.3	1.1	230	1.6	--	12.1	36.4	1.3	7.9	1.9	--	0.7	--	0.1	0.1	0.2
[1]APM20	368423	4721141	7.82	26	11.4	1.7	0.1	1.0	20	0.2	--	2.5	--	0.7	2.5	1.7	--	--	--	0.1	0.1	0.1
[3]APM21	367808	4720444	8.11	39	12.3	2.1	0.3	1.6	30	0.4	--	5.0	--	1.0	4.4	1.9	--	--	--	0.1	0.1	0.2
[1]APM22	367443	4720410	7.83	57	9.7	3.6	0.2	1.9	80	0.4	--	13.5	--	2.5	9.8	2.1	1.7	--	0.1	--	0.1	0.1
[1]B2M3	369474	4718651	7.78	30	3.9	2.2	0.1	1.1	20	0.5	--	2.1	7.7	0.6	2.7	2.1	4.1	--	--	0.1	0.1	0.2
[2]B2M4.A	370226	4717903	8.30	15	8.5	1.3	0.2	0.5	10	0.2	--	1.2	9.9	--	0.3	9.8	24.7	--	--	0.1	0.1	0.3
[2]B2M4.B	370329	4717698	8.55	27	7.7	1.7	0.1	0.7	20	0.1	--	2.3	4.9	0.1	0.2	2.0	--	--	--	0.1	0.1	0.2
[1]B2M5.A	370349	4717967	8.65	25	7.0	2.1	0.3	0.9	20	0.6	--	9.2	17.9	0.1	0.6	2.3	8.2	--	--	0.1	0.1	0.4
[2]B2M5.B	370402	4717926	7.54	62	3.0	6.7	0.7	1.2	40	0.7	--	14.1	37.4	0.2	1.0	3.4	13.4	--	--	0.1	0.1	0.4
[1]B2M6	370335	4717923	7.49	170	7.5	13.3	0.6	2.2	40	0.9	--	17.8	8.9	2.1	37.4	2.1	15.1	--	0.1	0.1	0.1	0.2
[1]B2M7	370322	4717951	9.24	15	7.8	1.6	0.3	0.5	40	0.4	--	1.8	59.1	--	0.2	1.9	9.3	--	--	--	0.1	0.5
[1]B2M8	370347	4718019	7.45	124	7.6	9.7	0.6	1.7	40	0.5	--	10.2	21.3	1.2	25.2	2.0	17.9	--	0.1	0.1	0.1	0.4
[4]B2M9	370515	4717830	6.86	117	5.6	11.0	0.7	1.7	40	0.6	--	0.7	74.4	0.1	4.3	1.8	--	--	--	--	0.1	0.1
[2]B2M11	371068	4717097	5.20	147	8.2	6.9	0.1	1.5	2140	0.3	--	114.8	6.8	25.5	81.0	12.8	59.3	--	0.3	--	0.1	0.3
[2]B2M12	371023	4717265	4.79	133	8.4	7.1	0.3	1.4	1930	0.6	--	103.9	14.1	23.3	73.0	12.6	60.6	--	0.3	--	0.1	0.4
[1]B2M15	370988	4717519	4.90	127	7.0	6.3	0.3	1.5	1820	1.0	--	104.6	75.0	21.9	69.1	13.2	68.6	--	0.3	--	0.1	0.6
[1]B2M16	371021	4717614	6.20	77	6.1	4.3	0.2	1.0	840	0.7	--	49.3	95.9	10.0	32.2	7.5	28.3	--	0.1	--	0.1	0.6
[4]B2M24	371531	4717333	7.20	24	3.9	2.4	0.2	0.7	30	0.3	--	1.0	6.5	0.1	0.4	8.4	--	1.1	--	--	0.1	0.3
[4]B2M25	371212	4717610	7.43	32	7.0	2.7	--	0.7	10	0.1	--	0.4	--	0.2	1.2	1.4	--	--	--	--	0.1	0.1
[1]AX2	366031	4719444	5.01	24	3.7	1.3	--	0.5	110	1.1	0.7	5.7	44.9	1.4	3.5	2.0	13.7	0.2	--	--	0.1	0.2
[1]AX4	366006	4719229	4.82	9	0.9	3.0	--	1.3	220	0.3	0.3	34.3	18.4	5.2	18.0	4.0	32.6	0.2	0.2	--	0.1	0.2
[1]AX5	365582	4719579	4.85	48	3.1	1.9	--	0.7	140	0.1	0.5	22.3	13.1	3.7	13.3	1.9	30.1	0.1	0.1	--	--	0.1
[4]AX6	364745	4720270	5.37	54	5.7	2.6	--	0.7	100	0.4	0.2	4.4	43.1	1.3	5.2	0.6	29.4	0.1	0.1	--	--	0.1
[1]AX7	364763	4720302	5.29	46	3.2	2.2	--	0.7	80	0.3	0.2	10.3	8.4	2.1	9.2	1.6	12.1	0.1	0.1	--	--	0.1
[4]AX8	365114	4720652	6.00	33	3.8	1.8	--	0.3	80	0.3	0.3	0.9	13.7	0.3	1.8	1.6	89.3	0.1	--	--	--	0.1
[3]AX9	362714	4716499	5.59	151	9.5	5.0	--	2.5	70	0.3	0.3	15.0	9.8	2.8	17.2	1.5	17.3	0.2	0.1	--	--	0.1

Tabla 3.1: Análisis físico-químico de muestras de agua. BM son muestras del sector de Baiau (agosto-2018), APM del Port Vell – Pica Roja (septiembre-2018), B2M Baiau (octubre-2018) y AX Aixeus - Monteixo (mayo-2019). Ningún valor indica resultados por debajo del límite de detección (LoD). 1 arroyo, 2 lago, 3 manantial, 4 fuente.

	m s.n.m.							m/década	
Torrentes	1945-56	1988	1993	1997-98	2003	2007	2012	1945-2012	1945-2018
Areste	2120		2390				**2530**	61	56
Baiau	2170	2320	2420				**2480**	46	42
Port Vell	2380		**2480**						
Vallpeguera	2150				2250		**2510**	54	49
Sotllo			2350				**2450**	53	40
Solcem			**2220**						
Comapedrosa			2250		**2450**				
Medacorba			2120				**2300**	95	72
D'Aixeus				**2350**					
Mercat				**2180**					
Barbote					**2350**				
Barèitas							**2300**		
Gardelha							**2580**		

Tabla 3.2: Máximos sucesivos en la elevación (m s.n.m.) a la que los compuestos de precipitación de Al (AHP) cubren los lechos de los diferentes arroyos del NVC y zonas aledañas, a lo largo del período 1945-2012; y tasas crecientes de largo plazo (m/década) para los períodos 1945-2012 y 1945-2018. Ubicación de los arroyos en **Figura 3.14**. En **negrita**, los años en que se alcanzó el máximo absoluto para el período general.

Capítulo 4

4 Caso de estudio en ambiente periglaciar de altas latitudes. Stördalen, Abisko, Suecia.

4.1 Introducción

La región ártica y subártica está experimentando una de las tasas de calentamiento reciente más elevadas, siendo del orden doble que la media global (p. ej. Schuur et al., 2015) y se ha multiplicado x4 en las últimas 4 décadas (Rantanen et al., 2022). Esto es debido a los efectos de amplificación Ártica (AA) o Polar (*Polar Amplification*) (e.g. Stuecker et al., 2018), observados tanto instrumentalmente (Serreze y Francis 2003; England et al, 2021), en modelos climáticos (Holland y Bitz, 2003), así como en registros proxy del paleoclima (Park et al, 2019). Como consecuencia, las superficies terrestres cubiertas por permafrost en el Ártico se han reducido en extensión durante las últimas décadas y existen predicciones que indican que los aumentos futuros de las temperaturas regionales conducirán a una degradación generalizada del permafrost y al aumento de las profundidades del deshielo, especialmente en las zonas de permafrost discontinuas y esporádicas (Anisimov et al., 2007).

Los ambientes de turbera ocupan ~3,4 millones de km^2, que es del 15 al 30% de la superficie total de la región ártica y subártica (fuente: *Global Peatland Database*). El calentamiento está causando la rápida degradación del permafrost en los sistemas de turbera, lo que trae consigo cambios ecosistémicos muy importantes como son la aceleración en la descomposición microbiana del carbono orgánico, la incorporación de CO a las masas de agua y la liberación de potentes gases con efecto invernadero como el CO_2 y el CH_4 (Schuur et al., 2015; Serikova et al., 2019; Christensen et al., 2023). Reseñable es que las manifestaciones más meridionales de permafrost en el hemisferio norte están restringidas a los morfoambientes de turbera y palsa. Dada la capacidad de la turba para albergar y preservar el permafrost, algunos autores la han calificado como permafrost ecosistémico (Shur y Jorgenson, 2007) y, por lo tanto, especialmente crítico y vulnerable frente al cambio. Otros posibles impactos asociados a la degradación del permafrost, y que condicionan la función ecosistemas de las turberas árticas-subárticas, pueden ser, además de cambios significativos en la biodiversidad (Davidson et al., 2020; Jin et al., 2021), el aumento en la severidad y frecuencia de incendios forestales (Gibson et al., 2018; Witze, 2020; Wilkinson et al., 2023) o la invasión de especies exóticas

(Huntleyet al., 2003; Walther et al., 2009; IPCC, 2014), así como inducir el drenaje y desaparición de lagos termokársticos (Jones et al., 2022; Chen et al., 2023) o la liberación de elementos potencialmente tóxicos como el Hg (Rydberg et al., 2010).

La degradación del permafrost también induce cambios drásticos en los procesos geomorfológicos, que pasan de estar dominados por la geocriología a tener un control eminentemente hidrológico. En tales condiciones, se desarrollan formas características de termokarst, que son el resultado de la remoción y subsidencia del terreno tras la degradación del permafrost rico en hielo (Jorgenson, 2013; Kokelj y Jorgenson, 2013; Olefeldt, 2016). Estas formas pueden ser desde escarpes y desprendimientos/desplomes termokarsticos (*thermokarst slumps*) típicos de zonas de ladera, formas termoerosivas fluviales (*gullies, beaded streams* y *thermokarst water tracks*), hasta depresiones palustres/lacustres a diferentes escalas en áreas más llanas. Estas depresiones pueden presentar morfologías muy diversas y generarse a diferentes escalas, desde pequeñas depresiones (*thaw holes*), hasta lagos termokársticos mayores (*ponded thermokarst lakes*). El ~20% del total de la superficie ocupada por turberas árticas y subárticas ya presentaba morfologías termokársticas en 2016 (Olefeldt et al. 2016) (Figura 4.1)

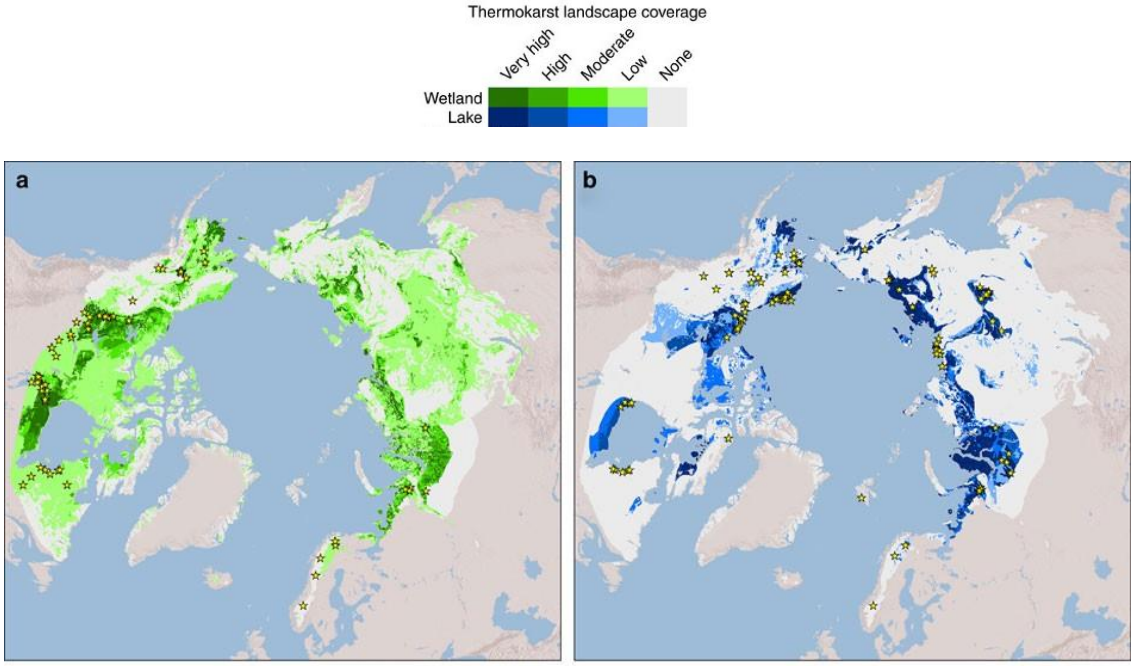


Figura 4.1: Distribución y cobertura regional de paisajes termokarst en la región de permafrost circumpolar boreal norte y tundra (Olefeldt et al., 2016). La cobertura se clasifica como "Muy alta" (60% a 100% de cobertura regional), "Alta" (30% a 60%), "Moderada" (10% a 30%), "Baja" (1% a 10%) y "Ninguna". (0–1%). Los símbolos de estrellas amarillas indican sitios de estudio, descritos en la literatura, de accidentes geográficos termokarst característicos de cada paisaje termokarst (Tabla complementaria 4-6) en Olefeldt et al. (2016).

La hidrología en estos sistemas resulta compleja (Jonsson et al., 2009, 2013), ya que está controlada por aspectos climáticos como el régimen de temperatura y precipitaciones, pero también por los procesos de degradación del permafrost, tanto estacionales como a plazos de tiempo mayores. Por otra parte, los gradientes hidráulicos son generalmente bajos, por lo que pequeñas variaciones en los niveles de carga hidráulica en los contornos del sistema pueden provocar cambios importantes en las relaciones aguas superficiales/subterráneas y sus sentidos de flujo. Cabe señalar que el sistema hidrológico ejerce un control fundamental sobre las dinámicas del ecosistema de la turbera, y conocer su funcionamiento resulta esencial para poder comprender mejor cuál está la respuesta de estos sistemas frente al cambio climático.

El estudio de la degradación del permafrost en turberas ya ha sido abordado utilizando una gran variedad de enfoques y técnicas. Algunos de los métodos y herramientas más comunes incluyen la utilización de sensores remotos, métodos de observación directa como la excavación de *test pits* y sondeos, experimentación, tanto en laboratorio como *in situ* y modelización numérica (p.ej. Jorgenson et al., 2006; Lu et al. 2017; Biskaborn et al., 2019; Karjalainen et al. 2019; Nitzbon et al., 2020). No obstante, las particularidades del permafrost en zonas discontinuas y dispersas hacen que el estudio de su evolución sea una tarea compleja, que requiera de la integración de varias de dichas técnicas.

El objetivo principal de esta investigación es contribuir (a) al conocimiento sobre los mecanismos hidrogeomorfológicos que causan la degradación de las palsas y (b) analizar la respuesta que estos sistemas críticos tienen frente al calentamiento reciente. Para ello se propone una metodología que integra la fotointerpretación de series históricas de ortofotografías, la exploración geofísica y los métodos directos para evaluar las condiciones del permafrost en la turbera de Stördalen que pertenece a un sistema de turberas y palsas subártico de la Laponia sueca, al norte de la Península escandinava (Figura 4.2). La investigación explora las capacidades de este enfoque metodológico, para generar información de manera no invasiva, aspecto importante en espacios vulnerables y protegidos, y que ésta pueda ser utilizada para el monitoreo de la evolución del permafrost en localidades seleccionadas. Esta información objetiva puede ser de especial relevancia para entender mejor los mecanismos que controlan la degradación del permafrost, el papel real que juega el calentamiento reciente, así como para calibrar los modelos predictivos de evolución de permafrost en las próximas décadas.

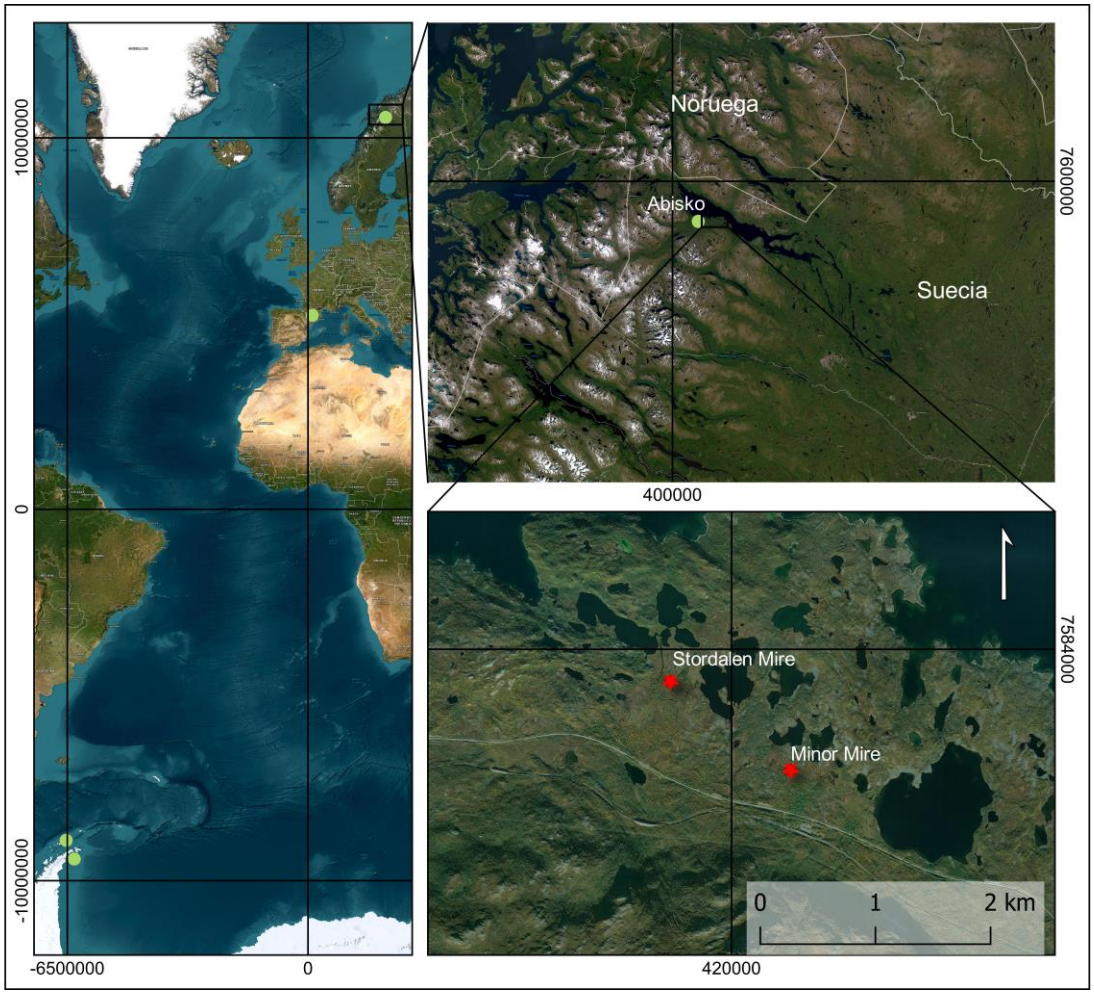


Figura 4.2: Ubicación del área de estudio. Fuente de imagen base: ESRI Satellite. Proyección mapa global: WGS 84 / Pseudo-Mercator. Proyección Mapa local: WGS 84 / UTM zone 34N.

4.1.1 Calentamiento reciente en la turbera de Stördalen

El complejo de turberas de Stördalen al este de Abisko ha sido estudiado desde los 1970s, cuando pasó a formar parte del Programa Biológico Internacional (IBP) (Sonesson et al., 1980), y cuenta con una gran base de datos que ha registrado cambios en la vegetación, permafrost, datos climáticos, emisiones de CH_4 y CO_2 en este sitio (Christensen et al., 2004). A partir de los datos obtenidos de la Estación Meteorológica de Abisko (AWS – Automatic Weather Station), Johansson et al (2008) indican que la temperatura media anual del aire en Abisko fue de –0,6 °C entre 1913 y 2006 y que las temperaturas anuales del aire en Abisko experimentaron durante el siglo XX un aumento a principios de siglo, que duró hasta finales de la década de 1930, al que luego siguió un una ligera tendencia a un enfriamiento hasta mediados de los años 1970 y luego nuevamente seguida por un aumento que aún continúa (Christensen et al., 2004; Johansson et al, 2008).

Además, la temperatura media anual del aire ha estado por debajo de 0ºC más o menos durante todo el siglo XX, pero en los últimos años la temperatura del aire ha aumentado por encima del límite crítico de 0°C; en todo el período de observaciones ha habido un aumento de la temperatura del aire en las cuatro estaciones, que sigue la misma tendencia que las MAAT (Johansson et al, 2008). Las temperaturas registradas en julio y enero fueron de 12,0°C y –12,4°C, respectivamente (Bigler et al., 2002). Las temperaturas de verano, cuantificadas como ºC-día de descongelación acumulados (*thawing degree days*), que representan la suma de los ºC por encima de 0ºC, muestran una correlación muy estrecha con la profundidad del deshielo y, por lo tanto, son considerados en Abisko como el mejor predictor de la profundidad general de la capa activa, en lugares donde el permafrost todavía está presente (Brown et al., 2000). Johansson et al. (2008) detectaron una correlación anual estadísticamente significativa entre la temperatura del aire y la temperatura del suelo en Abisko y además revelaron que, en las turberas, los aumentos en la temperatura del suelo solo ocurrieron en las partes superior e inferior del permafrost. Esto va acompañado de un aumento en la profundidad de la capa activa (Åkerman y Johansson, 2008).

En cuanto a las precipitaciones, se desarrolla un gradiente regional donde disminuyen de oeste a este, la precipitación más alta (900 mm/año) se produce cerca de la frontera con Noruega, mientras que la más baja se produce en Abisko (300 mm/año) en una zona de sombra pluviométrica debido a las altas montañas al oeste del valle de Abisko (Åkerman y Johansson, 2008), de los cuales el 50% precipita en forma de nieve (Barnekow, 1999). A partir del análisis de precipitaciones durante el verano de la serie 1978 a 2006 realizada por Johansson et al. (2008) actualizado de Kohler et al. (2006) se puede observar un incremento en las precipitaciones estivales. Rydén y Kostov (1980) concluyeron a partir del estudio de Stördalen que la relación entre precipitación y tasa de deshielo era especialmente estrecha, ya que la precipitación promueve efectivamente el deshielo al aumentar la conductividad térmica a través del aumento de la humedad del suelo, particularmente en la turba, aumentando así la transferencia de calor del verano en profundidad. Sin embargo, Åkerman y Johansson (2008) no encontraron ninguna relación estadísticamente significativa entre la precipitación de verano y el espesor de la capa activa en el área de estudio.

El espesor de la capa activa en la turbera Stördalen (un sitio dentro del Programa Biológico Internacional) aumentó en áreas secas de 48 cm a principios de la década de 1970 a 63 cm a principios de la década de 2000. Sin embargo, en las zonas húmedas, el espesor de la capa activa se mantuvo más o menos sin cambios, oscilando entre 87 cm y 86 cm

durante el mismo período de tiempo (Rydén y Kostov, 1980). Johansson et al. (2006) revelaron que el permafrost ya estaba ausente en una gran área (1 ha) de Stördalen, donde aún existía en la década de 1970. Christensen et al. (2004) y Johansson et al. (2006) determinaron para Stördalen que los cambios en el espesor de la capa activa probablemente fueron causados por el aumento de la temperatura del aire y la mayor profundidad de la nieve, a pesar de que Johansson et al. (2008) no detectaron correlaciones estadísticamente significativas entre la profundidad de la nieve y la temperatura del suelo en la zona.

Los efectos sobre el avance de la capa activa fueron más dramáticos en sectores más occidentales, que inicialmente tenían permafrost delgado (aproximadamente 2 m de espesor). Åkerman y Johansson (2008) realizaron un inventario de puntos de control de permafrost y determinaron que las localidades de control con permafrost en Katterjokk disminuyeron de 121 a 23 entre 1999 y 2006. Los mismos autores registraron que el espesor de la capa activa ha aumentado a un ritmo de 0,007 m/año en Storflaket y 0,01 m/año en Kursflaket durante las últimas tres décadas, turberas próximas a las de Stördalen.

4.1.2 Terminología utilizada

Dado que existen distintas definiciones y usos respecto de la terminología referida al ambiente de humedales en general, así como de turbales en particular, en parte debida al desarrollo de términos de diversa precedencia lingüística, se describen aquí los términos y sus significados que se utilizarán en el presente caso de estudio.

A continuación, se describen los términos utilizados basados en el trabajo de Joosten y Clarke (2002) y el glosario de Martini et al. (2006), mencionando en primer lugar el término en inglés, seguido del término en castellano y luego la definición:

Bog or ombrogenous mire / ***Turbera ombrogénica u ombrotrófica:*** turbera que se eleva sobre el paisaje circundante y que recibe agua únicamente de la precipitación.

Fen or geogenous mire / Turbera geogénica o minerotrófica: turbera o zona pantanosa que está situada en una depresión y recibe agua que ha estado en contacto con un lecho de roca mineral o suelo (aguas subterráneas).

Soligenous mire / Turbera soligénica: turbera que recibe agua procedente de precipitaciones y aguas superficiales, dado que el terreno inclinado proporciona un suministro continuo de agua (que fluye).

Lithogenous fen / Turbera litogénica: turbera que recibe agua de precipitaciones y aguas subterráneas profundas.

Palsa: Morfología en forma de domo que se desarrolla en zonas de permafrost, compuesta por turba congelada y suelos minerales, y generalmente de hasta 5 m de altura con un diámetro máximo de hasta 100 m.

4.1.3 Procesos vinculados con la degradación de Palsas

Las palsas son pequeños montículos o mesas que contienen un núcleo permanentemente congelado de turba y/o limo, pequeños cristales de hielo y finas capas de hielo segregado, que resisten el deshielo debido al calor de los veranos (Seppälä, M. 1986). Las palsas se forman favorecidas por el aislamiento térmico que proporciona la capa de turba, y para desarrollarse requieren que esta capa sea lo suficientemente gruesa.

Para comprender la degradación de las palsas se describe a continuación el concepto de desarrollo cíclico de palsas (Figura 4.3), basado en observaciones de campo y estudios experimentales en la Laponia finlandesa y descrito por Seppälä (1982, 1986, 1988):

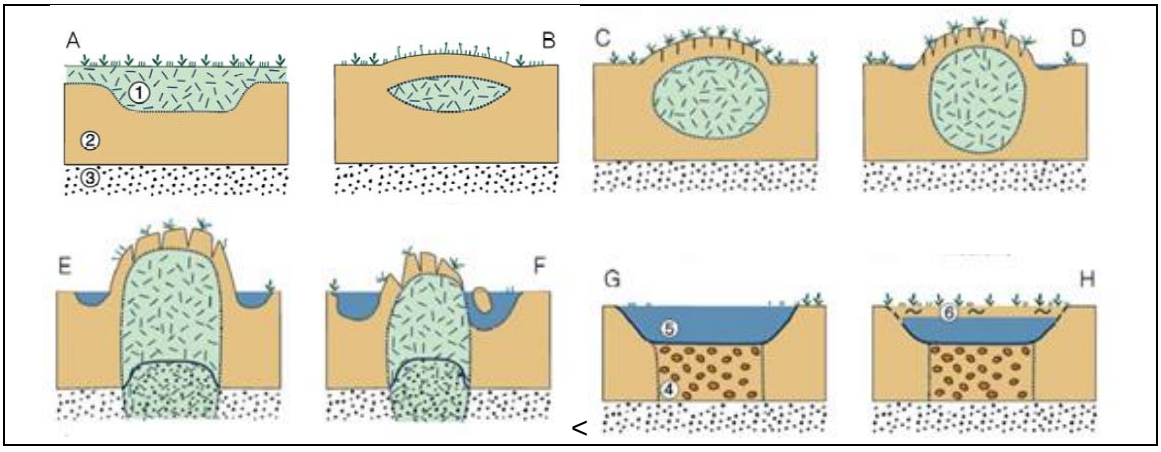


Figura 4.3: Modelo general de formación del núcleo congelado (1) de la palsa en la turbera (2) con sustrato de Till limoso (3). (A): el comienzo de la temporada de deshielo. (B): el final de la primera temporada de deshielo. (C): palsa embrionaria. (D): palsa joven. €: palsa madura. (F): antigua palsa derrumbada rodeada por un gran cuerpo de agua. (G): palsa completamente descongelada formando un estanque circular en el lodo (5). La turba descongelada se descompone (4). (H): comienza la formación de nueva turba (6) en el estanque. (Seppälä, 2006).

(A, B) La formación de una palsa comienza cuando la capa de nieve es localmente tan delgada que las heladas invernales penetran lo suficientemente profundamente como para evitar que el calor del verano la derrita por completo. La superficie de la ciénaga se eleva ligeramente debido a los procesos de heladas.

(C) Durante los inviernos siguientes, la escarcha penetra aún más profundamente, el proceso de formación se acelera y la joroba muestra más elevación debido a la congelación del agua de los poros y la segregación del hielo. A medida que la superficie sube, el viento se vuelve cada vez más eficaz para secar la turba de la superficie y mantenerla libre de nieve.

(D, E) Cuando la congelación del núcleo de palsa llega a las capas de till o limo en la base de la turba, comienza la etapa madura de desarrollo de palsa. En ese momento, la palsa se encuentra muy por encima de la superficie del fango y, por lo general, muestra un relieve de unos 7 m en la Laponia finlandesa occidental.

(F) Luego comienza la degradación y los bloques de turba de los bordes de la palsa colapsan a lo largo de grietas abiertas hacia los charcos que a menudo rodean los montículos. Durante etapas posteriores, la vegetación puede ser removida y que la superficie de la palsa quede expuesta a la deflación y la erosión por lluvia.

(G) Las antiguas palsas son parcialmente destruidas por el termokarst y quedan marcadas por hoyos y formas de colapso. Las palsas muertas son restos descongelados: crestas circulares bajas (de 0,5 a 2 m de altura); o estanques abiertos redondeados y grupos de estanques; o superficies abiertas de turba sin vegetación.

(H) De tales estanques puede surgir finalmente una nueva palsa después de una fase renovada de formación de turba, y el ciclo de desarrollo de palsa se reinicia desde el principio.

Las bajas temperaturas del aire, junto con las escasas precipitaciones y una fina capa de nieve, son los factores más importantes para la formación de palsas (Seppälä, M., 1994) y, por el contrario, cuando no se cumplen estas condiciones comienzan los procesos de degradación en dos estadios, el primero denominado *comienzo de degradación,* y si continúan las condiciones desfavorables, sigue la etapa de *destrucción*. Para escalas de tiempo de hasta una década, los cambios climáticos de importancia primordial para las temperaturas del suelo son los cambios en la temperatura del aire y la capa de nieve (Osterkamp y Romanovsky, 1999). Si bien es ampliamente conocido que existe un desajuste entre las temperaturas del aire y del suelo, ya que existen otros parámetros de importancia que afectan las temperaturas del suelo, el aumento de la temperatura del aire en general aumenta las temperaturas del suelo (por ej., Thorn et al. 1999), cuando el aumento ocurre en el verano se favorece el deshielo del núcleo, de los poros y del hielo de

segregación aumentando el espesor de la capa activa, mientras que si ocurre en el invierno disminuye el congelamiento.

El aumento en el régimen de precipitaciones tiene distintas consecuencias en función del tipo nival o pluvial y el período del año en que se desarrollan. El aumento de la profundidad de la nieve en el invierno aumenta el aislamiento del suelo de las bajas temperaturas del aire y, por tanto, aumenta la temperatura del suelo impidiendo el congelamiento efectivo del núcleo. Por el contrario, las nevadas tardías disminuyen la temperatura del suelo debido al alto albedo y al consumo de calor latente durante el deshielo (Zhang et al. 2001a). Las precipitaciones pluviales en el verano dan lugar al incremento de la humedad del suelo y con ello aumenta la conductividad térmica, y en consecuencia aumenta la capacidad de descongelamiento (Rydén y Kostov, 1980).

Dado que todas las etapas de la evolución cíclica de palsas se pueden encontrar comúnmente en la misma turbera (Seppälä, 1986), y que los hoyos termokarst son características típicas de las palsas que exhiben tanto una fase positiva como una negativa de formación de permafrost (Luoto y Seppälä, 2003), se deben separar las fluctuaciones a largo plazo en la aparición de permafrost y termokarst de las pequeñas fluctuaciones, que resultan de variaciones más cortas en el clima que duran sólo unos pocos años (Sollid y Sørbel 1998).

4.1.4 Contexto geológico

Stördalen está situado aproximadamente a unos 200 Km al norte del círculo polar Ártico cerca de la margen sur del lago Torneträsk, a 10 km al este de la ciudad de Abisko, en la provincia de Laponia, en el norte de Suecia a una latitud 68º 21´ N y una longitud de 19º 02´ E (Figura 4.2).

El sustrato rocoso en el área de Torneträsk consiste en plutonitas arqueanas (principalmente granito y sienita) y productos metamórficos de metasedimentos y anfibolitas, debidos al sobrempuje vinculado a la orogenia Caledónica (base de datos del Servicio Geológico Sueco (SGU)) (Figura 4.4). Las rocas más antiguas presentes corresponden a granitos y pegmatitas (1,85-1,75 Ga) asociadas a la orogenia svecokareliana de la Unidad litotectónica de Norrbotten, se ubican hacia el este y sureste de la zona de estudio.

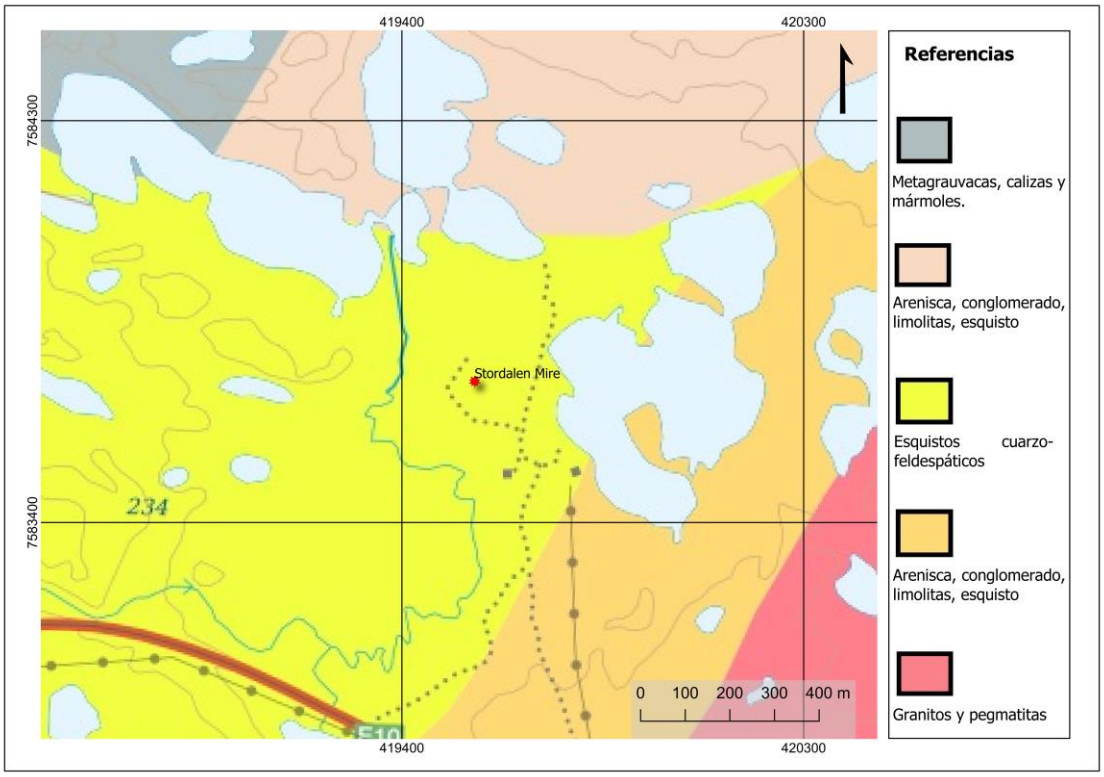


Figura 4.4: Mapa del basamento geológico (fuente: Servicio Geológico Sueco, http://www.sgu.se/sgu/sv/produkter-tjanster/kartvisare/index.html)

Las rocas que subyacen las palsas de Stördalen corresponden a los *esquistos duros de Abisko* formados por una unidad de esquistos cuyos componentes principales son el cuarzo y el feldespato (edad Ediacara al Cámbrico) (Lindström et al., 1985) y la cual se vincula a la orogenia caledónica. Estas rocas afloran hacia el límite oeste de la Palsa de Stördalen (Figura 4.5). Hacia el este el basamento corresponde a una unidad formada por arenisca, conglomerado, limolitas, esquisto (Ediacara al Cámbrico) asociada a una cobertura sedimentaria de plataforma y, hacia el norte del límite noreste de la Palsa de Stördalen el basamento está formado por una unidad de metaarenisca feldespática, metaarcosa, cuarcita, metagreuvaca, filita, metaconglomerado, mármol, metatilita (Neoproterozoico) vinculada a la orogenia caledónica.

Durante el retroceso de la capa de hielo Weichselian, la depresión de Torneträsk con orientación NO-SE albergó uno o varios lagos represados por hielo con niveles de agua de hasta 250 m más altos que los actuales, como lo sugieren los depósitos de paleocosta y paleodelta (Gretener y Strömquist, 1981; Melander, 1977). Las masas de hielo retrocedieron en la zona medida alrededor de 9500 cal yr. BP, lo que llevó al drenaje de los lagos precursores y al probable establecimiento del litoral actual. Se sugiere esta edad mínima aproximada de desglaciación por varios sedimentos datados por radiocarbono de

lagos más pequeños dentro de la cuenca de Torneträsk (por ej., Barnekow et al., 1998; Bigler et al., 2003; Shemesh et al., 2001), así como por la datación con radionúclidos cosmogénicos de superficies erosionadas por glaciares y erráticos del área (Stroeven et al., 2002). El lecho de roca está expuesto o solo cubierto por suelos delgados (< 1 m) en gran parte de la cuenca, particularmente en elevaciones más altas en las montañas que dominan el oeste de Torneträsk, mientras que los depósitos glaciarios, fluvioglaciarios y fluviales se encuentran en áreas confinadas en elevaciones más bajas (Mayer-Jacob et al, 2017).



Figura 4.5: Afloramiento de los *esquistos duros de Abisko*. (A) Vista panorámica en límite oeste de la Palsa de Stördalen. (B) Detalle del afloramiento donde se observa una foliación definida por bandas leucocráticas y melanocráticas de 2 a 3 mm de espesor y plegadas.

4.1.5 Contexto hidro-geomorfológico

Stördalen es un complejo de humedales, turberas y palsas subártico que ocupa una extensión de 25 ha en un área de permafrost, en las que las palsas constituyen áreas ombrotróficas elevadas que se alternan con áreas minerotróficas en zonas deprimidas más húmedas y ricas en nutrientes (Nilsson, 2006; Jackowicz-Korczyński et al., 2010). Alrededor de los bordes norte, oeste y sur del complejo predominan áreas minerotróficas que se extienden hasta las áreas de palsa (Nilsson, 2006).

El complejo de turberas de Stördalen se emplaza en una artesa de origen glaciar excavada en el sustrato rocoso, rellenada por materiales de till. En concreto y como ya se ha indicado, las rocas que subyacen principalmente la turbera son los esquistos duros de Abisko (Lindström et al., 1985). Estas rocas afloran en algunos sectores de la turbera, configurando un paisaje de rocas aborregadas y bloques características de formas glaciares. La artesa rellenada configura una superficie de pendientes muy suaves, casi llanas, que constituye una cuenca palustre/lacustre sobre el que se dispone un sistema de turberas y depósitos fangosos (*fens*). El paisaje está dominado en la actualidad por los procesos periglaciares de formación de palsas y de termokarst característicos de zonas de permafrost discontinuo que evoluciona a disperso (Seppälä, 1972; Sollid y Sørbel, 1998; Martin et al., 2019). Las palsas son las únicas unidades de relieve algo prominentes, además de los afloramientos de rocas aborregadas. La morfología de las palsas denota su estado de conservación. Las palsas no degradadas se muestran como mesas elevadas con un relieve próximo a +1 m respecto de las zonas húmedas deprimidas. Hacia los bordes, éstas evolucionan a palsas degradadas y zonas más húmedas y fangosas (*bogs*), con una topografía más irregular y relieves locales de unos pocos decímetros. En las áreas que la degradación es total, se desarrollan áreas pantanosas (*fens*) y lagunas.

El permafrost ha sido descrito como discontinuo en Abisko (Brown et al., 1998; Zuidhoff and Kolstrup, 2000; Luoto et al.,2004), pero observaciones más recientes indicarían que éste está en clara transición a permafrost disperso desde hace más de una década (Åkerman and Johansson, 2008; Johansson et al., 2011), siendo las palsas consideradas a menudo como una de las únicas evidencias superficiales confiables de la presencia de permafrost (Åkerman y Malmstöm, 1986; Luoto et al., 2004). Las palsas son más frecuentes en el sector oriental de Abisko a esta la latitud, ya que al oeste de esta ubicación son más raras y poco desarrolladas (Gretener et al. 1981), debido a su morfología más montañosa. Respecto de la altitud, se observa la misma tendencia si se investigan áreas dentro de la región a elevaciones superiores a 500-600 m.s.n.m donde en vez de hallarse palsas se

desarrollan morfologías de pingo (*permafrost mounds)* (Åkerman y Malmstöm, 1986). La zona de estudio se encuentra a una altitud de 350 m s.n.m. apróx., aquí la presencia de permafrost está distribuida de manera desigual en la turbera y presumiblemente dispersa debajo de las depresiones húmedas (*bogs*) o inexistente bajo las zonas pantanosas (*fens*) debido a una mayor conductividad térmica de los depósitos saturados de agua (Rydén y Kostov, 1980).

Las mediciones de la profundidad de la capa activa durante finales de los años setenta indican que variaba entre 40 y 80 cm, con valores más bajos en áreas elevadas y valores más altos en depresiones (Nilsson, 2006). Las depresiones llenas de agua tenían una capa activa de 100 cm o más (Rydén y Kostov, 1980). Mediciones recientes realizadas por Christensen et al. (2004) muestran que la capa activa se ha profundizado en general más de 20 cm desde entonces, lo que guarda relación con un calentamiento de más de 1°C en la temperatura media del aire de verano durante el período 1978-2002. Si bien no hay estudios que midan la profundidad de la base del permafrost en el área de trabajo, Rydén y Kostov (1980) estiman que el espesor que alcanza el permafrost en Stördalen es probablemente mayor a los 4 metros, por analogía con otras localidades en el norte de Suecia (Rapp y Annersten, 1969). La perforación de una turbera de palsa a unos 350 km al sur del lago Torneträsk determinó un espesor de permafrost de 4,7 m (Zuidhoff y Kolstrup, 2000). La potencia del permafrost al este de Abisko es superior, perforaciones realizadas durante los años 1980 en la turbera de Storflaket (ubicada 4 km al oeste de Stördalen) determinaron que el espesor del permafrost era entonces de 15 m (Dobiński, 2010).

El funcionamiento hidráulico del complejo de Stördalen es poco conocido (p.ej. Jonsson et al., 2009; Olefeldt y Roulet, 2012; Varner et al., 2022). Entre las palsas degradadas se formar pequeños surcos termoerosivos que evolucionan a sistemas de *beaded streams* y *thermokarst water tracks* que drenan las aguas de precipitación y deshielo hacia los bordes de las palsas, e interconectan hidráulicamente el sistema de lagunas. Los patrones de circulación son complejos, con multitud de flujos locales. A modo de ejemplo, el drenaje en el área de palsas degradadas (*bog* principal de la zona de estudio) es hacia la zona pantanosa (*fen*) localizado al sur. Dicho drenaje tiene lugar a través de canales de tipo surco (*thermokarst water tracks*), que evolucionan a *beaded streams*. Estos, a su vez, transmiten el flujo hacia el canal meandriforme que limita el complejo al oeste y que conecta con el sistema de lagunas norte (Figura 4.6) (Olefeldt y Roulet, 2012). La zona pantanosa del sur también recibe flujo de la laguna que se localiza al E (Lago Villasjön) y, al igual que

el drenaje de las palsas, lo transmite hacia el canal que desemboca en las grandes lagunas más al norte.

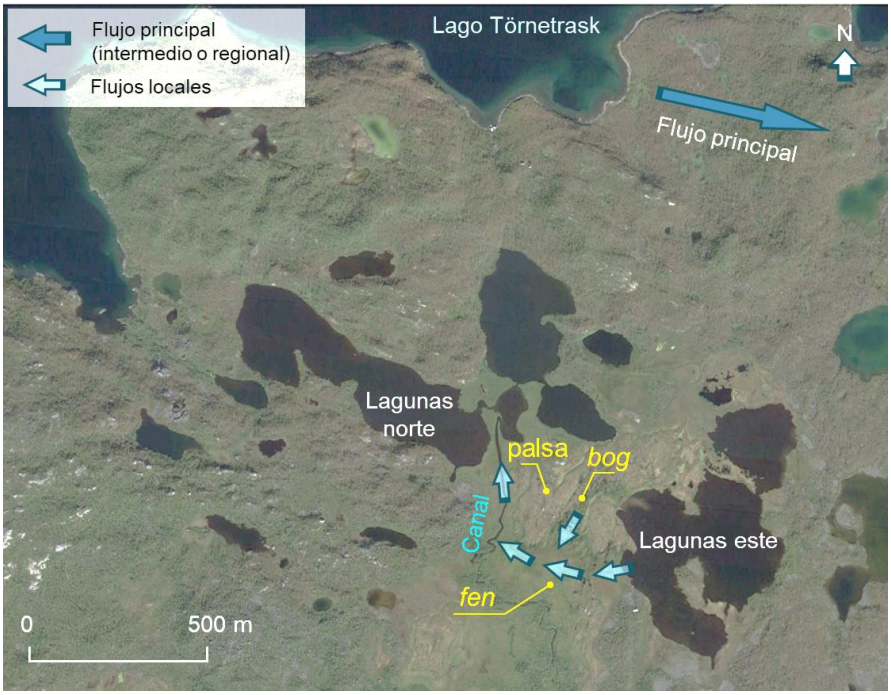


Figura 4.6: Modelo de circulación de flujo en la turbera en el sector NO de la turbera de Stördalen. (modificado de Olefeldt y Roulet, 2012) (fuente ortofotografía CNES-Airbus, 2022).

El sistema de turberas se emplaza sobre materiales de till glaciar, que presentan una conductividad hidráulica mayor que la del sustrato subyacente. A pesar de que la till presenta una composición limosa (Rydén et al. 1980), puede albergar una unidad acuífera o con un funcionamiento de acuitardo. La conexión hidráulica entre las aguas superficiales y las subterráneas en ambientes de permafrost está controlada por el estado de su degradación. En áreas de permafrost continuo, se pueden encontrar acuíferos colgados supra-permafrost, en los que el hielo constituye el nivel de baja permeabilidad que soporta el acuífero y que los aisla de otros acuíferos intra- o sub-permafrost (van Huissteden, 2020; Gao, 2021; Chen et al., 2023). No obstante, como ya se ha mencionado Stördalen corresponde en la actualidad a un área de permafrost disperso, y en tales condiciones el sistema hidrogeológico probablemente tiene un comportamiento de acuífero multicapa. El grado de interconexión entre las distintas unidades vendrá condicionado por el estado de degradación del permafrost y la estratigrafía del depósito de till. Las condiciones hidráulicas del flujo estarán controladas por el estado de carga hidraúlica en los contornos del sistema. Dichos contornos son el Lago Törnetrask (342 m s.n.m.), al norte, lago de origen proglaciar que se desarrolla en la cuenca del Río Torne, con una dirección de drenaje preferente de NO a SE (O a <e en la zona de Stördalen); y, en menor medida, la carga hidráulica asociada a las posibles cuencas aluviales que convergen en el sector de la turbera de Stördalen, como el del Río Miellejohka, al O.

La huella isotópica ($\mathbf{d}^{18}O$ y $\mathbf{d}^{18}H$) del Lago Törnetrask indica que los tiempos de residencia son cortos, y que por lo tanto de alimenta de aguas esencialmente meteóricas (Jonsson et al., 2009). No obstante, el lago también está recargado por los acuíferos supra-permafrost. Además de ser esta recarga uno mecanismos principales de transporte de CH_4 al lago (Olid et al., 2021), la circulación supra-permafrost es un agente con gran potencial de erosión del permafrost que sostiene las palsas. Mayor incerteza hay respecto de posibles flujos a través de acuíferos intra-permafrost o sub-permafrost, por debajo de los 10-20 m de profundidad, a la que podría localizarse la base del permafrost (Åkerman y Johansson, 2008; Dobinski, 2010) y jugar un papel relevante en la termoerosión de la base del permafrost e intra-permafrost.

4.2 Metodología

Para cumplir con los objetivos, se aplicó un enfoque metodológico integrado, basado en el análisis geomorfológico por fotointerpretación de series históricas de ortofotografías, la exploración geofísica y los métodos directos de observación de la profundidad de la capa activa.

La cartografía geomorfológica se llevó a cabo a partir del trabajo de campo y la fotointerpretación. Para ello se utilizaron las ortofotos obtenidas de Lantmäteriet/Metria (captura de la imagen correspondiente al 01/01/2008) y CNES-Airbus (captura de la imagen correspondiente al 24/08/2022). Los elementos de interés fueron en este caso diferentes dominios morfológicos que coexisten en la turbera: zonas de ***palsa intacta*** o en desarrollo: mesas elevadas relativamente homogéneas y con presencia de núcleo de hielo de buena calidad ubicado a poca profundidad (< 0,5 m); zonas de ***palsa degradada***: más bajas e irregulares con depresiones húmedas (*thaw holes*) y con presencia de hielo degradado a una profundidad mayor (> 0,5 m), corresponderían a morfoambientes de *bog*; y zonas de ***palsa colapsada***: zonas muy deprimidas y húmedas en las que se desarrollan áreas pantanosas y pequeñas lagunas (*thaw ponds*) y presumiblemente sin presencia de hielo en profundidad (Figura 4.7).

La campaña de exploración geofísica se llevó a cabo en noviembre de 2018, de acuerdo con la metodología descrita en el Apartado 2.3.2. Esta consistió en la adquisición de perfiles 7 ERT, con espaciados interelectródicos distintos (Figura 4.8). Se utilizaron los espaciados más estrechos de 0,5 m (perfiles cortos de 31,5 que se extendieron en algún caso mediante técnica *roll-along* hasta los 63,5 m) para la investigación del techo del permafrost a alta resolución, mientras que los espaciados mayores, de 2 m, (perfiles largos de 126 m de

longitud) fueron útiles para investigar su continuidad en profundidad. Las profundidades teóricas de investigación mediante esta disposición, y utilizando un arreglo híbrido Wenner-Schlumberger y Dipolo-Dipolo, son del orden de 6 m para los perfiles con espaciados a 0,5 m y de 24 m para los de espaciados de 2 m. No obstante, cabe destacar que la profundidad efectiva de penetración depende otros factores tanto intrínsecos (en función de la resistividad del medio) como extrínsecos, relacionados con la función de sensitividad del arreglo seleccionado para la captura de datos (p.ej. Dahlin and Zhou, 2004). Como regla general, la información mostrada hasta una profundidad del orden de 1/2 a 2/3 de la total suelo mostrarse de forma confiable. Del mismo modo, la parte central ofrece por lo general una mayor calidad que hacia los extremos, donde la información que muestra la imagen de resistividad está menos restringida por los datos utilizados para la inversión. Un criterio más específico de calidad podría ser la determinación del índice *depth-of-investigation*-DOI (Oldenburg y Li, 1999; Zarroca et al., 2017) específico para cada perfil. No obstante, se ha entendido que dicha tarea excede los objetivos marcados para este caso.

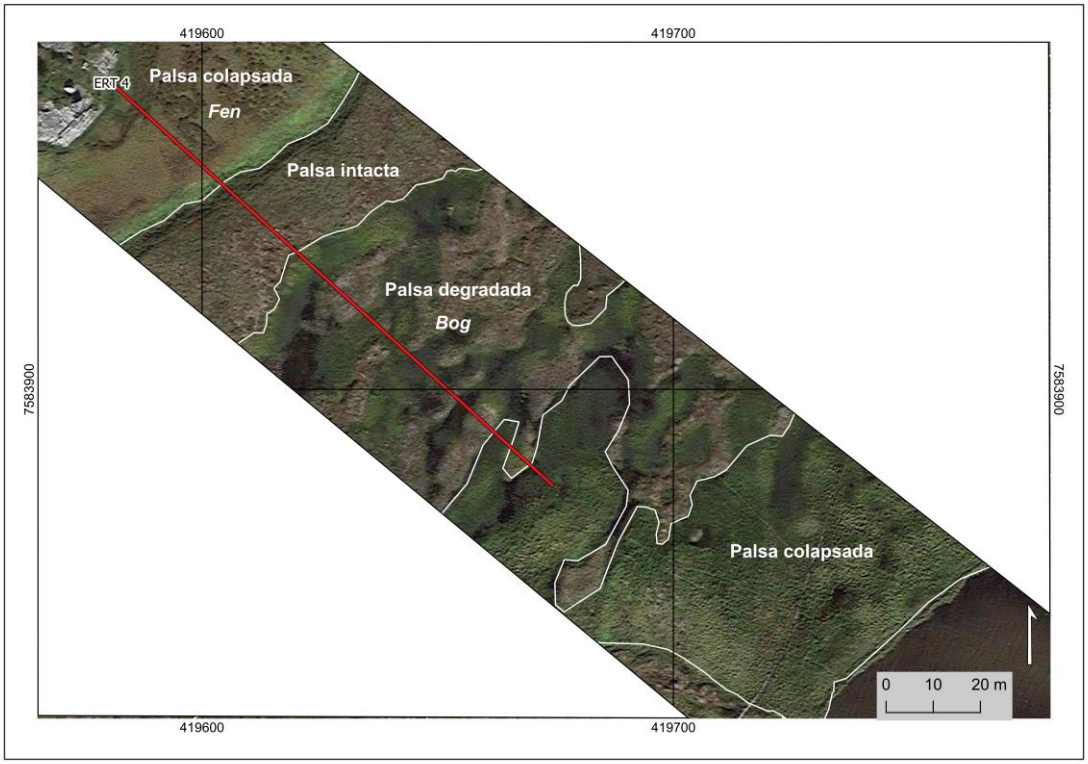


Figura 4.7: Aspecto de cada zona de la Palsa en imagen satelital (fuente: ortofotografía CNES-Airbus, 2022) en la que se identifican los diferentes dominios cartigrafiados. Sobreimpuesto se indica la traza del perfil ERT 6 que atraviesa las interfases entre los tres dominios.

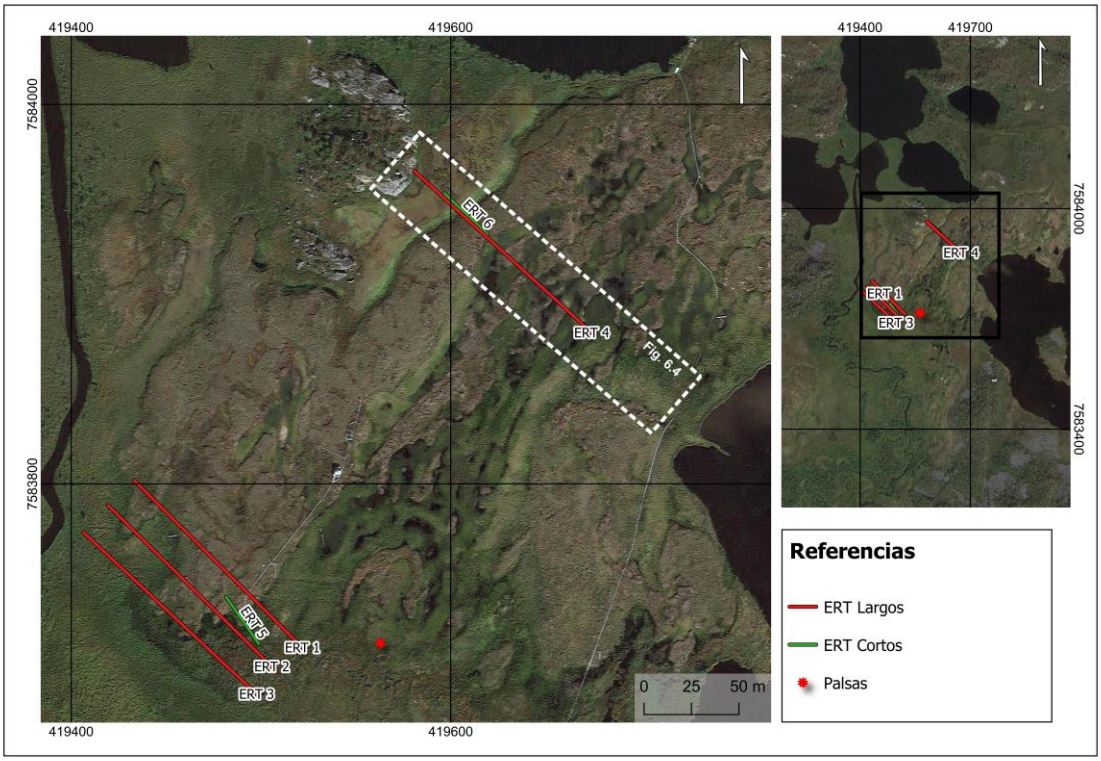


Figura 4.8: Situación de perfiles geofísicos ERT, los perfiles largos se capturaron con espaciados interelectródicos de 0,5 m y los largos de 2 (fuente: ortofotografía CNES-Airbus, 2022).

Los perfiles ERT se orientaron de manera transversal al gradiente de degradación de las palsas, es decir, se trató de capturar las posibles diferencias existentes entre los diferentes dominios evolutivos de la palsa (Figura 4.7). Los perfiles cortos al norte (Perfiles 4 y 6) intersectaron los dominios de palsa intacta-palsa degradada, mientras que los perfiles largos, al sur, atravesaron las interfases entre los 3 dominios. En este caso, se realizaron 3 perfiles paralelos con el objeto de poder obtener un modelo 2,5D o quasi-3D a la morfología de la turbera y estado del permafrost. En cuanto al estudio de la palsa menor, se llevaron a cabo dos perfiles ERT a espaciados cortos de 32 m y otro extendido a 40 m mediante *roll-along*, atravesando los dominios de palsa intacta-palsa degradada. No obstante, los resultados obtenidos no se recogen en esta tesis, puesto que muestran patrones muy similares a los de Stördalen.

4.3 Resultados

4.3.1 Caracterización geomorfológica de la Palsa

La turbera principal de Stördalen presenta una morfología elongada con orientación de su eje mayor SO-NE de ~550 m. Los distintos dominios se han cartografiado en base a rasgos

morfológicos que guardan relación con los estadios de la evolución cíclica de palsas (Capítulo 4.1.3), palsa intacta, palsa degradada y palsa colapsada. (Figura 4.9, 4.10, 4.11, 4.12 y 4.13). Los dominios de palsa intacta resaltan topográficamente de los de plaza colapsada del orden de +0,9 a +1,2 m. Las zonas de palsa degradada presentan un relieve local menor (de +1 a +0,8 m) e irregular. Cabe destacar que la rápida respuesta al cambio de este sistema hidrogeomorfológico provoca gradientes de evolución elevados, es decir, que se encuentran formas evolutivas en estados muy distintos en escasos metros de distancia (Martin et al., 2019).

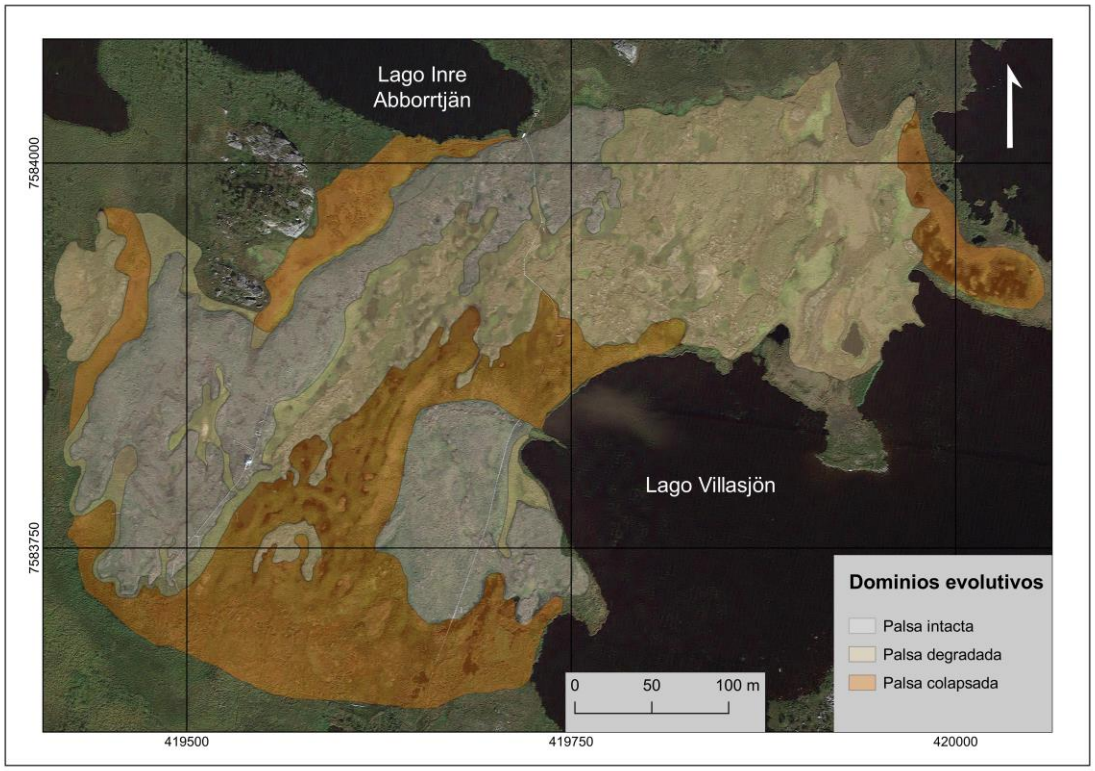


Figura 4.9: Cartografía geomorfológica de los diferentes dominios evolutivos en la turbera de Stördalen, sobre base ortofotográfica (fuente: CNES-Airbus, 2022). Proyección WGS 84 / Datum: UTM-34N.

La microtopografía de la zona elevada es irregular con presencia de depresiones de diversas formas como subcircular, elongada o irregular y lineal. La profundidad de esta micromorfología es variada, pero suelen estar comprendidas en el del orden de los 5 a 45 cm de profundidad, correspondiendo a la categoría de *thaw holes*. En el caso de las depresiones irregulares y subciruclares no acumulaban agua en el momento de la campaña, mientras que en la forma lineal sí, teniendo la consideración de, probablemente estas depresiones constituyen primeros estadios de formación de *thermokarst water track* en evolución a *beaded stream*. Éste se extiende a lo largo del flanco noroeste, con una

longitud ~200 m actuando como colector de agua desde las zonas más elevadas y favoreciendo la conexión con el permafrost (Figura 4.13 y 4.13).

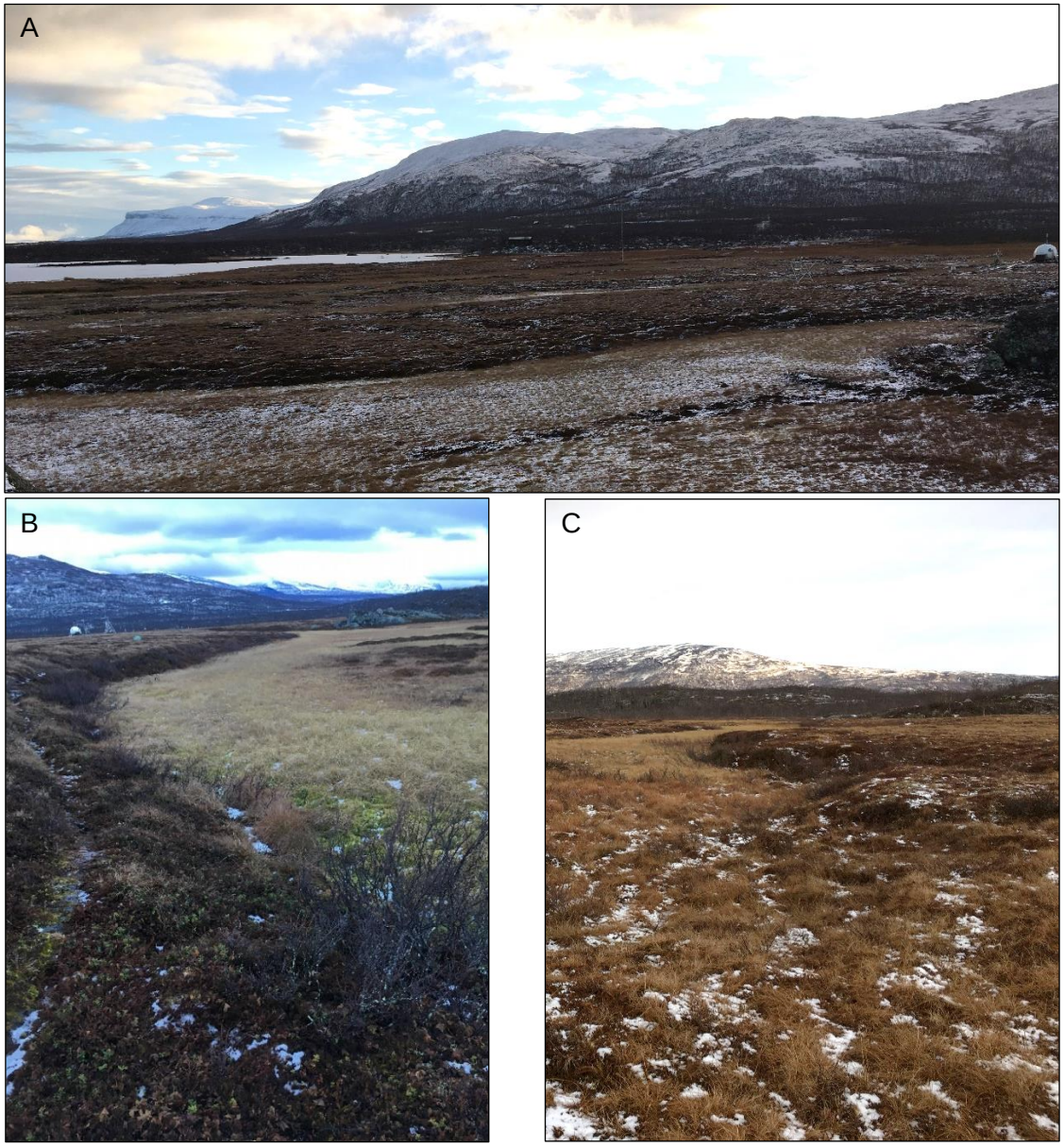


Figura 4.10: Vistas del límite entre la palsa intacta y la palsa colapsada. (A) Vista hacia el este donde puede observarse la zona deprimida de palsa colapsada al frente de la foto y la zona de mesa elevada (palsa intacta) detrás. Arriba a la izquierda puede verse el Lago Villasjön. (B) Vista hacia el norte. (C) Vista hacia el sur del dominio de palsa intacta en transición a la palsa degradada en la que se generan *rills* que evolucionan a *thermokarst water tracks*.



Figura 4.11: Morfología de la Palsa degradada. Vista hacia el sureste ubicada en el sector sur de la turbera.



Figura 4.12: Morfología de la Palsa colapsada ubicada en el sector sur de la Palsa

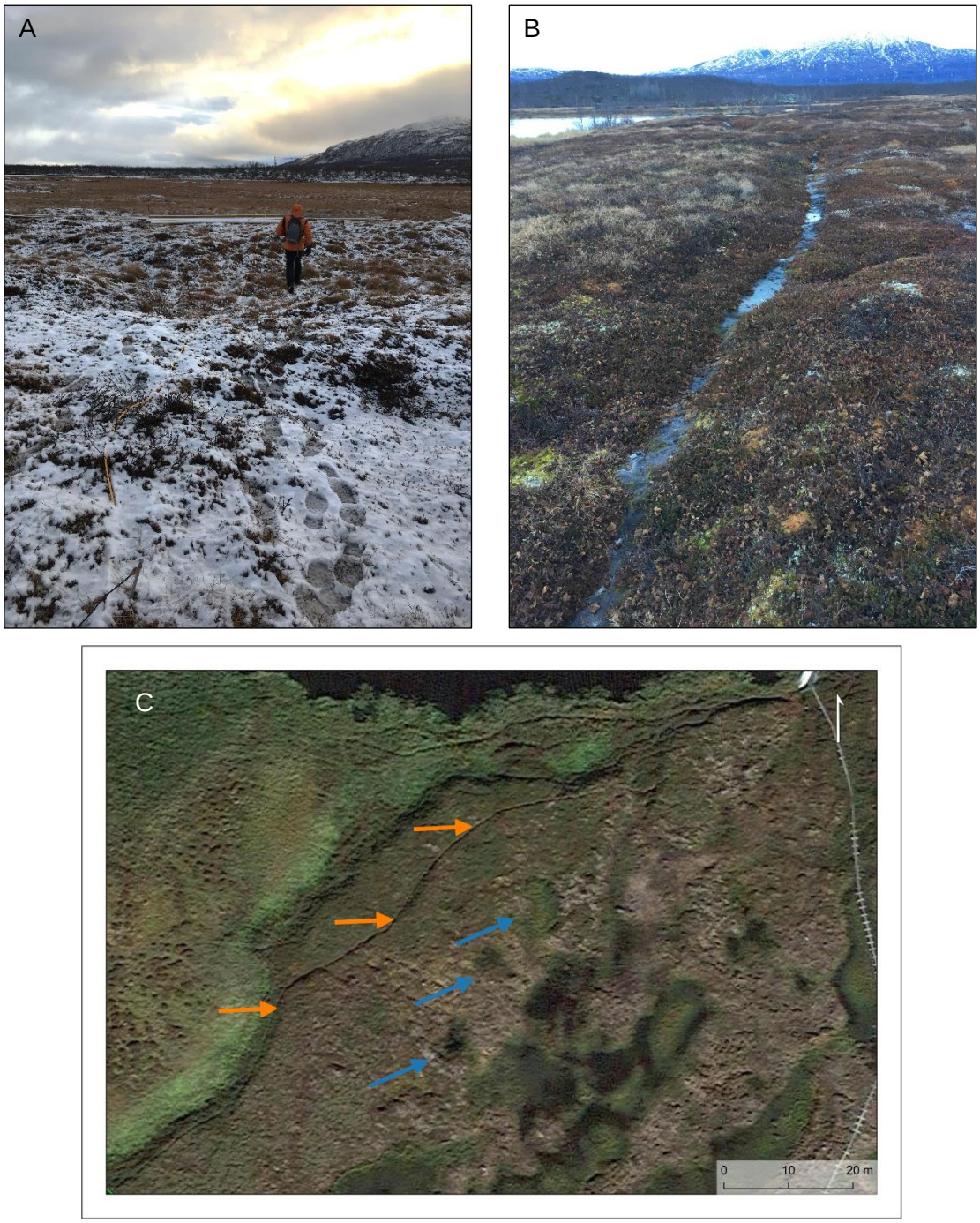


Figura 4.13: Morfología superficial de la Palsa. (A) Fotografía de depresión subcircular. (B) Fotografía de depresión lineal (*thermokarst water track*) con presencia de agua congelada en el momento de la campaña (noviembre 2018). (C) Ortofotografía donde se indica con flechas naranjas la depresión lineal y en flechas azules las depresiones subcirculares (*thaw holes*).

4.3.2 Caracterización geofísica y geocriológica de la Palsa y la Turbera de Stördalen

Los resultados de los perfiles ERT han permitido obtener una imagen de la distribución de la resistividad en el subsuelo de la turbera. Los perfiles se orientaron de manera transversal a los gradientes de degradación de la palsa, con el objeto de capturar las variaciones en la

resistividad entre los diferentes dominios de palsa (i.e. intacta, degradada y colapsada). Cabe señalar que la resistividad es particularmente sensible a las condiciones y estado del medio, en términos de porosidad, textura, contenido en agua y su hidroquímica (p. ej., Archie, 1942; McNeill, 1980; Samouelian et al., 2005; Cai et al., 2017; Revil, 2017a, 2017b). Sin embargo, es difícil determinar con certeza cuál de los factores mencionados es el más significativo y, por lo tanto, gobierna la resistividad (Zarroca et al., 2011). No obstante, el factor con mayor control en la resistividad es la temperatura, cuando ésta alcanza valores de congelación (Delaney et al. 2001, Ming et al., 2020). Y lo es de manera muy acusada en el caso de sedimentos finos, gran cantidad de agua y temperaturas próximas a ºC (Harada y Fukuda, 2009), como ocurre en las turberas árticas/subárticas. Por ello, la ERT resulta especialmente útil para el estudio y monitoreo de las condiciones de saturación y temperatura en suelos congelados, y la evolución de la capa activa (Hauck, 2002; Kneisel, 2006; Hauck et al., 2007; Shakhova et al., 2017; Uhlemann et al., 2021, 2023; Salone et al., 2023).

Los resultados obtenidos permiten distinguir 3 dominios geoeléctricos distintos, con resistividades muy contrastadas: baja resistividad ($\rho < 300$ Ωm), resistividad intermedia (300 Ωm $< \rho < 1$ kΩm) y alta resistividad ($\rho > 1$ kΩm) que, atendiendo a lo anterior, pueden ser relacionados con los diferentes dominios geocriológicos y sedimentarios. Los dominios de ata resistividad corresponden a suelos totalmente congelados y/o con un contenido en hielo importante. Las resistividades tan altas (incluso $\rho > 10$ kΩm) son características de permafrost frío, con temperaturas que pueden estar por debajo de –5º a –10º (Shan et al., 2015; Tang et al., 2018, Ming et al. 2020); a estas temperaturas la resistividad viene controlada especialmente por la temperatura, y mucho menos por la porosidad o textura, por lo que no resulta sencillo extraer más información en términos de sedimentología. Valores similares han sido documentados en la turbera de Storflaket, a unos pocos km al O de Stördalen (Dobiński, 2010). Los dominios de baja resistividad corresponden a sedimentos finos, ricos en materia orgánica (turbas). Dichos valores están en consonancia con los obtenidos para turbas en diferentes ambientes (Comas et al., 2004; Slater y Comas, 2008; Pellicer et al., 2012; Zarroca et al., 2014; Uhlemann et al., 2021). Las resistividades intermedias pueden corresponder a sedimentos con mayor contenido mineral y texturas algo más gruesas y que presentan distintos grados de congelación, sin llegar a la congelación total. Los diferentes dominios de resistividad pueden ser relacionados con los diferentes morfoambientes de degradación de palsas, en los que las palsas intactas presentarían resistividades altas, las palsas degradadas (*bogs*) resistividades medias y las palsas colapsadas (*fens*) resistividades bajas (Figura 4.14).

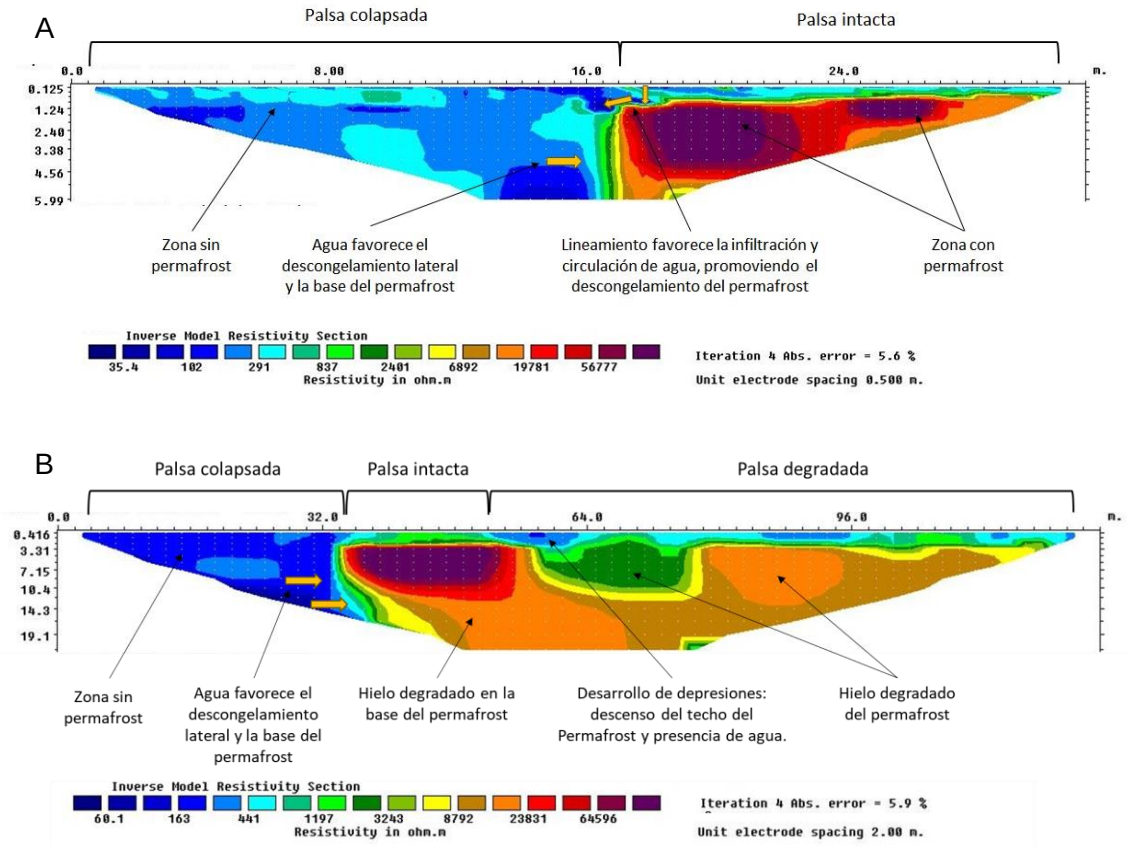


Figura 4.14: Interpretación de imágenes de inversión de resistividad de los perfiles de la zona norte de la turbera. (A) ERT6 y (B) ERT4, donde se aprecia la correlación entre los distintos dominios de resistividad y estadios evolutivos de e degradación de la palsa. Escala vertical logarítmica. Situación en **Figura 4.8**.

Los perfiles ERT se registraron en dos zonas (Figura 4.8), una al norte (Figura 4.15**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**) y otro al sur (Figura 4.16). La distribución de los diferentes dominios de resistividad observados en las imágenes ERT es muy consistente con la morfología observada mediante la fotointerpretación, por lo que los modelos geoeléctricos obtenidos se consideran robustos. También lo es la geometría del techo del permafrost, que puede ser determinada en el perfil con espaciados interelectródicos de 0,5 m (ERT6), dado que el espesor del suelo descongelado sobre el permafrost pudo ser observado de manera directa mediante jabalina de acero y la concordancia fue también elevada. Mayor incerteza hay en las características del permafrost en profundidad, especialmente para los perfiles con espaciados interelectródicos de 2 m (ERTs 1 a 4). En el caso de la zona sur (Figura 4.16), los 3 perfiles ERT capturados de manera paralela permiten una aproximación quasi-3D a la distribución del permafrost, tanto en lateral (O-E) dentro del ámbito de la palsa, como hacia el sur,

donde el sistema de palsas está en transición clara hacia su colapso total y confluye con una de la zona húmedas principales del complejo.



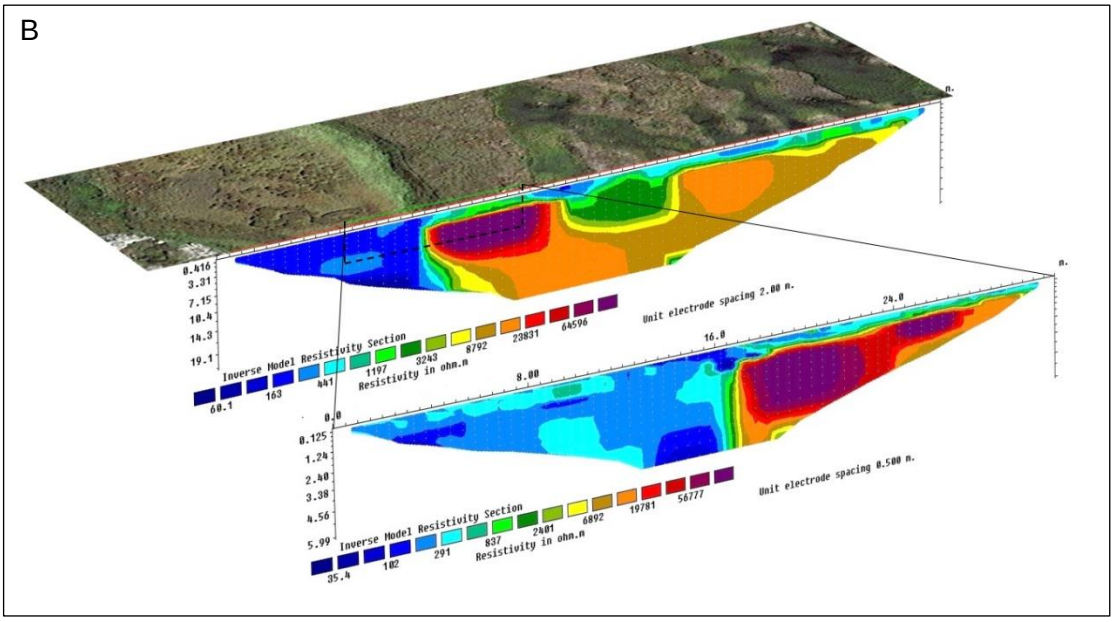
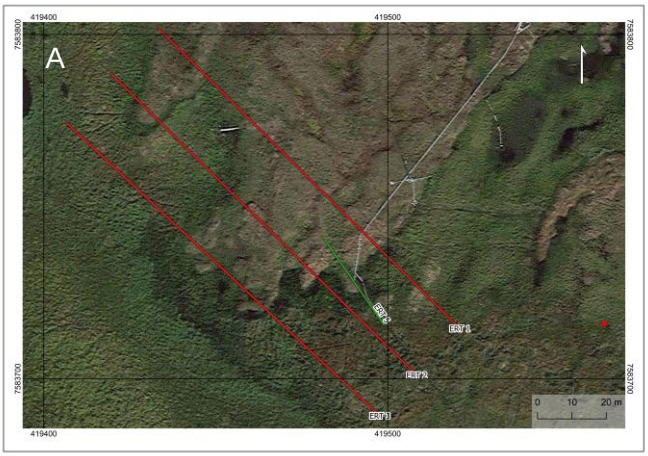


Figura 4.15: Perfiles geoeléctricos largo y corto del sector norte. (A) Imagen satelital con el detalle de la ubicación de los perfiles ERT 4 y ERT6. (B) Imágenes de inversión de resistividad que atraviesan distintos sectores de la palsa (intacta, degradada y colapsada), sobre cada sección se muestra un recorte de la imagen satelital donde se aprecia una correspondencia entre la morfología superficial de la palsa y los grupos de resistividades (fuente: ortofotografía CNES-Airbus, 2022).



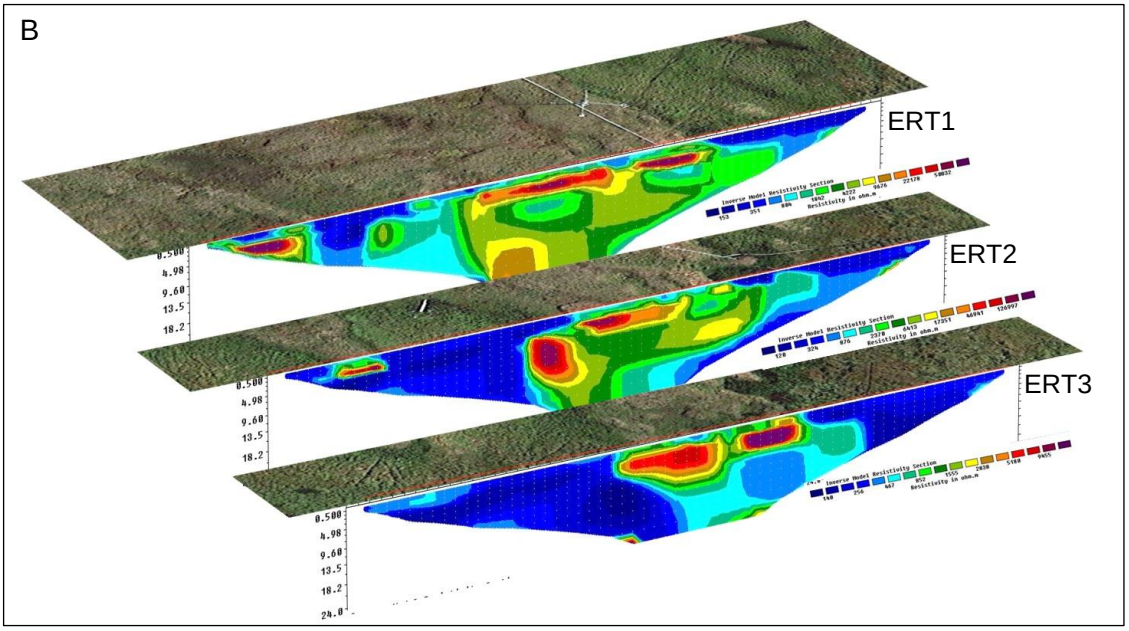


Figura 4.16: Perfiles geoeléctricos para sección quasi-3D. (A) Imagen satelital con el detalle de la ubicación de los perfiles ERT 1, ERT 2 y ERT3. (B) Imágenes de inversión de resistividad que atraviesan distintos sectores de la palsa (intacta, degradada y colapsada), sobre cada sección se muestra un recorte de la imagen satelital donde se aprecia una correspondencia entre la morfología superficial de la palsa, en transición a la zona pantanosa sur, y los grupos de resistividades (fuente: ortofotografía CNES-Airbus, 2022).

4.4 Discusión

4.4.1 Evolución geomorfológica de la palsa

El análisis geomorfológico de las ortofotografías históricas ha permitido evaluar los cambios en la ocupación del suelo por formas de palsa, en el periodo 2008-2022. Los resultados revelan una tendencia clara a la degradación y colapso de las palsas, que se interpreta como una tendencia clara al deshielo del permafrost (Åkerman y Malmstöm, 1986; Luoto et al., 2004) (**Figura 4.17**).

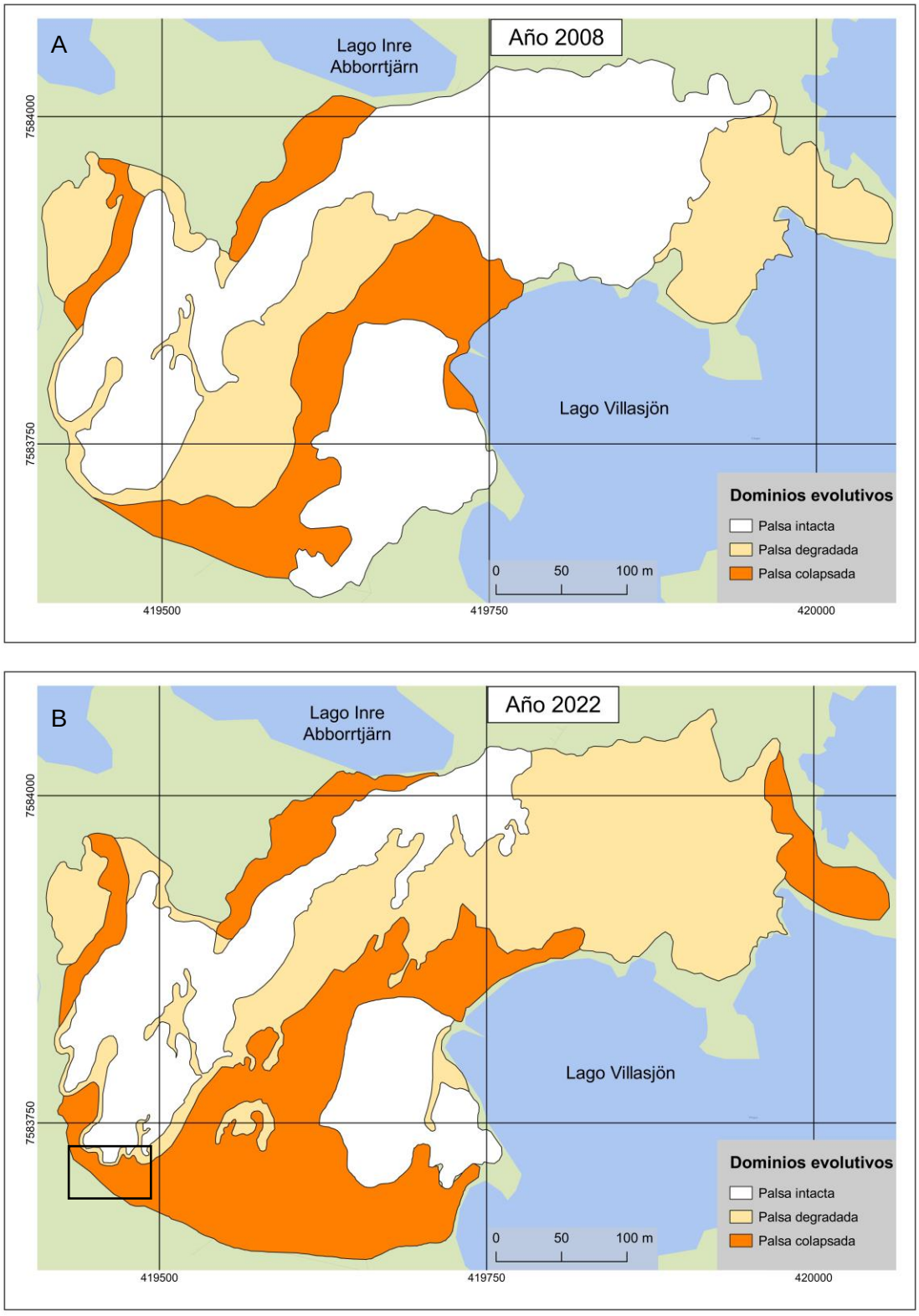


Figura 4.17: Clasificación morfológica de la turbera principal de Stördalen. La máscara blanca corresponde a la palsa en desarrollo elevada (intacta), la máscara amarilla a la palsa degradada con relieve más bajo y heterogéneo, la máscara naranja a la palsa colapsada con alta presencia de depresiones húmedas y relieve local nulo. (A) Estado de turbera en 2008. (B) Turbera en 2022. El recuadro indica la posición de la Figura 4.20. Fuente: Lantmäteriet/Metria (captura de la imagen correspondiente al 01/01/2008) y CNES-Airbus (captura de la imagen correspondiente al 24/08/2022).

Como ya se ha descrito, todas las etapas de la evolución cíclica de palsas se pueden encontrar comúnmente en la misma turbera (Seppälä 1986; Martin et al., 2019), como es el caso de la turbera de Stördalen (**Figura 4.17**). Además, dado que las depresiones termokársticas (*thaw holes*) son típicas de las palsas que exhiben tanto una fase positiva como una negativa de formación de permafrost (Luoto y Seppälä 2003), resulta necesario analizar los patrones evolutivos a largo plazo, y distinguirlos de aquellos que resultan de variaciones más cortas en el clima (duran sólo unos pocos años) (Sollid y Sørbel 1998). En este sentido, a partir del análisis morfológico de imágenes satelitales en un lapso de 15 años se observa una clara tendencia a la degradación, con un aumento porcentual de las áreas degradadas y colapsadas que sugiere una tendencia generalizada, que va más allá del corto plazo (**Tabla 4.1**).

Año / Clase	Palsa intacta	Palsa degradada	Palsa colapsada
2008	54%	27%	19%
2023	29%	39%	32%

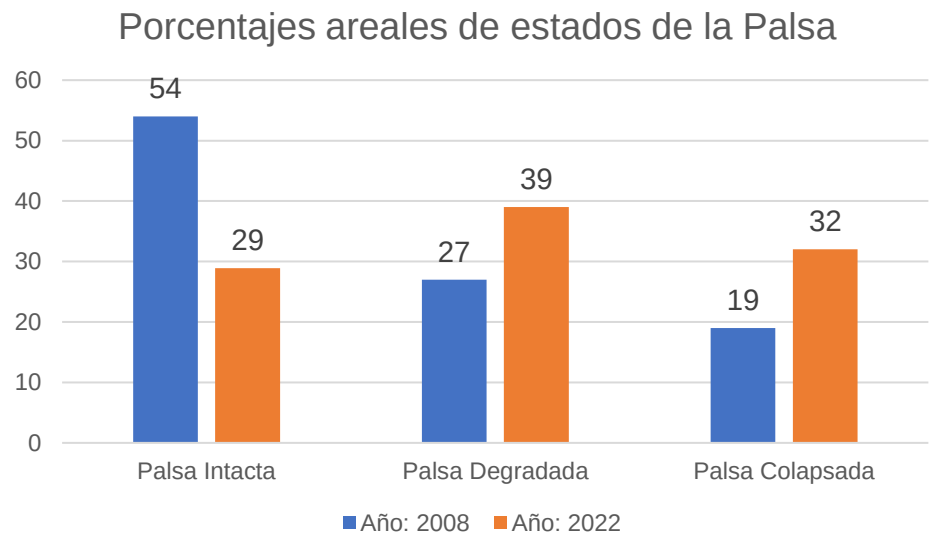


Tabla 4.1: Porcentaje del área que ocupa cada clase morfológica respecto del total, y su evolución durante el periodo de observación.

La evolución observada en las diferentes clases morfológicas para el periodo 2008-2022 está en consonancia por las observaciones de Christensen et al. (2004) y Varner et al. (2021) para el periodo 1970-2014. A lo largo de todo el periodo, se observa una tendencia clara hacia la madurez y degradación de las palsas. En 2014, el 20% de la superficie de la turbera presentaba evidencias severas de termokarst, valores similares a los característicos para las turberas subárticas en ese momento (Olefeldt et al. 2016). No obstante, sí se aprecian algunas diferencias en los patrones. Para el periodo 2008-2018,

la variación mayor tiene lugar en la transición de palsa intacta a palsa degradada. La clase morfológica de palsa intacta pierde casi el 30% de su superficie, mientras que la palsa degradada aumenta un 13% y la colapsada un 15%, tendencia similar a la observada por Christensen et al. (2004) durante el periodo 1970-2000. No obstante, las dos clases de palsa intacta y degradada perdieron superficie entre 2000 y 2014 (Varner et al., 2021), que fue ganada por la palsa degradada. Estas diferencias podrían responder a los diferentes criterios de calificación entre los dominios de palsa intacta y degradada, respecto los de los autores precedentes, que basan su análisis en fotointerpretación y mapas de vegetación. En este trabajo el criterio fundamental es el geomorfológico y microtopográfico. No obstante, y más allá del criterio, en todos los casos se aprecia una clara transición hacia los dominios minerotróficos y húmedos (*fens*), que ya ocupan el 30% de la superficie total de la turbera en 2022, en detrimento de los dominios ombrotróficos elevados (palsas en diferentes estados de degradación y *bogs*). Esta observación indica una clara transición de permafrost discontinuo a disperso (Åkerman and Johansson, 2008, Johansson et al., 2011), con una pérdida de permafrost que habría pasado de ocupar casi el 90% de la superficie en 1970 al ~70% en 2022. Esto supone una pérdida de ~3,7 ha, sólo en el ámbito específico de la turbera de Stördalen, a razón de ~0,3 ha/década. Esa tasa se podría incluso haber acelerado en los últimos 15 años pues, de acuerdo con las observaciones realizadas en este periodo, la pérdida de permafrost podría haber escalado hasta las ~1,8 ha/década, abandonando la tendencia lineal de las últimas décadas (Figura 4.18).

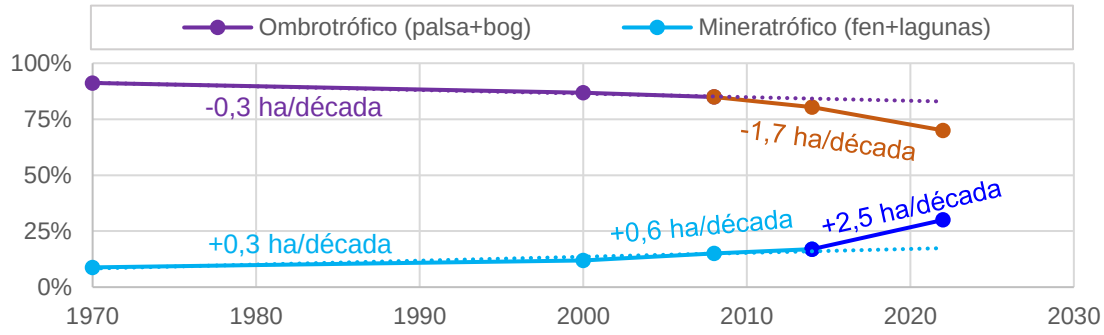


Figura 4.18: Evolución en las tasas de degradación de los ambientes ombrotróficos de permafrost a ambientes minerotróficos húmedos en las últimas 5 décadas. Christensen et al. (2004) y Varner et al. (2021) para el periodo 1970-2014 y este trabajo para el 2008-2022.

Cabe señalar que las altas tasas estimadas para el periodo 2008-2022 puedes constituir una cierta sobreinterpretación, dado que el periodo de observación es significativamente menor que el total de 50 años y pudiera ser que esa tendencia se suavizara para un periodo

de observación más largo. No obstante, la aceleración sí parece clara y también fue registrada por Varner et al. (2021). Por lo tanto, los resultados obtenidos apuntan a que la turbera de Stördalen está experimentando una aceleración en los procesos de degradación del permafrost que podrían no responder a un ciclo climático corto (Sollid y Sørbel 1998), si no a un efecto no reversible del calentamiento reciente. Si en 2014-2016 el ~20% de la superficie de las turberas árticas y subárticas, Stördalen entre ellas, presentaba evidencias de termokarst (Olefeldt et al. 2016), la superficie afectada podría ser significativamente mayor en la actualidad, si como en Stördalen alcanza ya del orden del 30%. Los impactos que esa aceleración puede causar en la región y a escala más local es desconocida. Aunque altamente elucubrativo, se podría hacer una primera estimación del nuevo carbono orgánico disponible, que es la base para la liberación de gases con efecto invernadero, en los últimos 15 años. Teniendo en cuenta que el almacenamiento de carbón orgánico puede ser del orden de 500 a 100 ton/ha en una turbera ártica (p.ej. Schuur et al., 2015), y que se han descongelado del orden de 2 ha, en Stördalen, se habría dispuesto de un nuevo stock de 1.000 a 2.000 ton-carbono orgánico. Asumiendo un comportamiento análogo para todas las turberas árticas, se podrían haber liberado de 17 a $34 \cdot 10^9$ ton-carbono orgánico, sólo en los morfoambientes de palsa.

4.4.2 Mecanismos de termoerosión del permafrost.

El permafrost controla los sistemas hidro-geomorfológicos en grandes superficies del ártico y subártico. Por lo tanto, la predicción y mitigación de los impactos de su degradación en la ecología, la liberación de gases efecto invernadero y las infraestructuras requieren de una mejor caracterización y compresión de la hidrología del permafrost (McKenzie y Voss, 2013).

El proceso de degradación de un ambiente de permafrost pasa por diferentes fases evolutivas. En áreas de permafrost continuo, se inicia por la formación *taliks*, que constituyen zonas descongeladas dentro del dominio del permafrost (p.ej. van Everdingen, 2005). Los cambios en los regímenes termo-hidrológicos causan una expansión de las áreas de *talik* en detrimento del suelo congelado, hasta configurar áreas de permafrost discontinuo, que evolucionan a disperso hasta la desaparición total del permafrost. Las tasas de cambio, en este caso, están controladas no sólo por la temperatura, sino por el régimen hidrológico (Nitzbon et al., 2020; McKenzie y Voss, 2013). La degradación del permafrost en el ártico se ha venido relacionando de manera reiterada con el aumento de la temperatura (e.g. Osterkamp y Romanovsky, 1999; Bigler et al., 2002; Romanovsky et al. 2010; Biskaborn et al., 2019), considerando como mecanismo principal la degradación

del techo del permafrost o, lo que es lo mismo, el aumento de la capa activa. Se han propuesto modelos que sugieren que la degradación del permafrost en sus fases iniciales se produce principalmente por el aumento de la temperatura. Pero el descongelamiento depende también de las condiciones de flujo, dado que el agente de degradación más eficiente es el flujo del agua subterránea (McKenzie y Voss, 2013; Scheidegger y Bense, 2014). Si bien dicho flujo puede estar relacionado con los aspectos climáticos a través de un mecanismo de retroalimentación: el deshielo acelerado genera más flujo, éste también depende de otros factores particulares que hay que considerar antes de cualquier análisis.

En ambientes de permafrost en fase de degradación, resulta habitual que el patrón de flujo subterráneo sea de tipo “jerarquizado” (*nested groundwater fow*) (Freeze y Cherry, 1979; McKenzie y Voss, 2013), caracterizado por un flujo que se produce en varios niveles o escalas dentro del mismo sistema acuífero. En estos sistemas, capas de materiales más permeables se alternan con otras menos permeables o de muy baja permeabilidad, y el agua subterránea fluye tanto horizontal como verticalmente, con relaciones de flujo complejas controladas por el régimen de carga hidráulica. En el caso de ambientes fríos, además de por la textura de los sedimentos y su porosidad eficaz, la permeabilidad de los materiales también es una función de la cantidad de hielo intersticial, que limita dicha porosidad (Lundin, 1990). Las zonas de *talik* juegan un papel esencial en la hidrología de las zonas de permafrost, puesto que estas pueden conectar hidráulicamente la circulación intra- y sub-permafrost con las aguas superficiales. Cuando se produce esta conexión, la degradación del permafrost es mucho más eficiente, puesto que las conexiones permiten la transmisión del calor mediante mecanismos conductivos, pero también advectivos (Scheidegger y Bense, 2014) (Figura 4.19), dado que los *talik* profundos permite los flujos verticales descendentes (el acuífero profundo es recargado por las aguas superficiales) o ascendentes (cuando es el acuífero el que descarga en superficie). La actuación conjunta de ambos mecanismos acelera la degradación del permafrost, tanto en su base como en sentido ascendente. Por tal motivo, es posible que los flujos de agua más profundos sean uno de los mecanismos principales de degradación, si se dan unas condiciones hidráulicas determinadas, como en áreas proglaciares en las masas de hielo pueden inducir gradientes hidráulicos elevados (Scheidegger y Bense, 2014). Dichos gradientes también pueden ser causados por lagos proglaciares (Rowland et al., 2011; Grenier et al., 2013), como el Lago Torneträsk que, aunque en la actualidad se encuentra ya desconectado del margen de hielo glaciar, sigue presentando relaciones de flujo con el sistema hídrico de la turbera de Stördalen, tanto de descarga como de recarga (Olefeldt y Roulet, 2012).

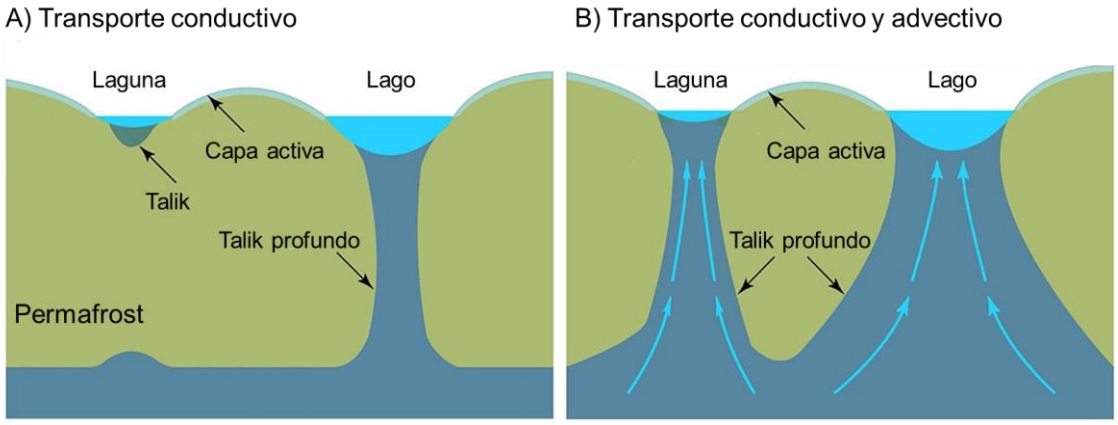


Figura 4.19: Condiciones de transmisión de calor en sistemas de talik aislado (a) o conectado con a la circulación sub-permafrost (b) (Scheidegger y Bense, 2014).

Por otra parte, existen diferencias notables entre los efectos del flujo alrededor del permafrost y a través de su interior, siendo el segundo el que tiene mayor impacto en las etapas iniciales de la fusión (McKenzie y Voss, 2013). Respecto al primero, el deshielo puede ser lateral, ascendente o descendente, siendo el lateral el que presenta por lo general tasas mayores de deshielo (Jin et al., 2007, 2021; Uhlemann et al., 2021) y el ascendente tasas algo superiores a las del descendente (aumento en el espesor de la capa activa). Las tasas descendentes registradas en turberas próximas a Abisko fueron de 1 a 10 cm/año (Åkerman y Johansson, 2008), que están en la línea de las registradas en Mongolia de 3 a 7 cm/año, en Alaska de 4 cm/año, y por debajo de las de Qinghai-Altiplano del Tibet de 6 a 25 cm/año (Jin et al., 2007 y sus citas). Teniendo en cuenta que dichos autores documentaron una tasa de deshielo ascendente (por la base) de 12 a 30 cm/año, el deshielo ascendente en Stördalen podría ser del orden de 10 cm/año o superior.

En cuanto el deshielo lateral, Jin et al. (2006) registraron valores del orden de 60 a 90 cm/año en Qinghai-Altiplano del Tibet. No se disponen de datos bibliográficos para Stördalen, pero los resultados obtenidos aquí confirman que las palsas pueden considerarse como la expresión morfológica y mejor evidencia superficial de la presencia de permafrost (Åkerman y Malmstöm, 1986; Luoto et al., 2004). Por lo tanto, la evolución morfológica observada en las fotografías aéreas puede ser tomada como una primera aproximación a la evolución en el deshielo del permafrost. A modo de ejemplo, se ha realizado una estimación de dichas tasas en la zona sur de la turbera (**Figura 4.8**). Los valores obtenidos han sido del orden de 26 a 70 cm/año que, como era de esperar, son algo inferiores a los obtenidos para la región tibetana. No obstante, se ha observado un claro *outlie*r próximo a los 170 cm/año en el extremo SE de la palsa (tasa 5 en Figura 4.20). Cabe señalar que, en esta área convergen los flujos de tipo local que drenan el sistema

principal en dirección al sur, a través de un *thermokarst water track* muy patente; junto con los flujos más intermedios de la descarga del lago Lago Villasjön, localizado al E (Figura 4.6). Si bien es cierto que la delimitación de las interfases por interpretación tiene limitaciones importantes debido a la resolución de los fotogramas aéreos, y que en esta zona en concreto es complicado determinarlos con precisión, la degradación de la palsa es bastante evidente, y las tasas de retrocesos de la palsa en el sector oeste (tasa 5 en Figura 4.20) es claramente superior a la del sector oeste (tasas 1 a 4 en Figura 4.20). Esta observación sería común a todo el ámbito del *water track,* en el que se observa una rápida degradación del sistema de palsas hacia ambientes de *bog* y *fen* (**Figura 4.17**).

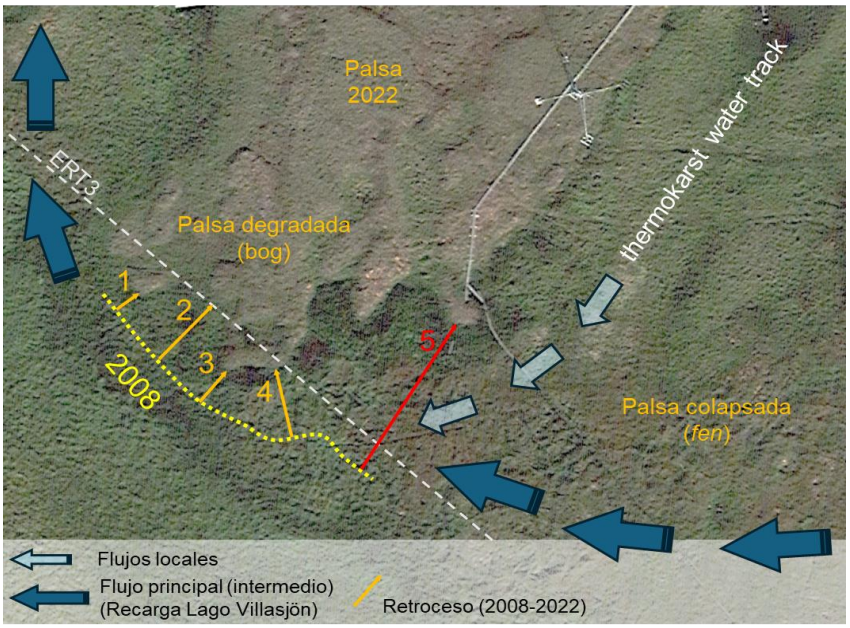


Figura 4.20: Estimación de las tasas de erosión latera del permafrost (equivalente al retroceso de los ambientes de palsa y palsa degradada respecto de la palsa colapsada), en la zona sur de la turbera de Stördalen (Figura 4.17), para el periodo 2008-2022:

1: 26 cm/año
2: 74 cm/año
3: 40 cm/año
4: 67 cm/año
5: 168 cm/año

(Fuente ortofotografía CNES-Airbus, 2022).

Las diferencias observadas en las tasas de degradación apuntan a que los procesos hidrogeológicos controlan las tasas de deshielo de permafrost a nivel local, mientras que es la temperatura la que ejerce el mayor control a escala más global (McKenzie y Voss, 2013). Esto es porqué el régimen hídrico es el que tiene mayor efecto durante las primeras fases del deshielo, es decir, durante la transición entre el estadio de palsa intacta a palsa degradada. En esta fase, los procesos de termoerosión interna se suman a los de termoerosión lateral, por superficie y por el fondo, conduciendo a un deshielo muy eficiente, especialmente cuando el sistema de taliks progresa en profundidad e interconecta los diferentes niveles acuíferos. En tales condiciones, los procesos de transmisión de calor no son únicamente por conducción sino también advectivos (Figura 4.19). Una vez que el permafrost transiciona de discontinuo a disperso, los flujos inter-permafrost pierden capacidad termoerosiva, y son la erosión lateral y la temperatura quienes gobiernan el

deshielo, situación que se estaría dando ya en el extremo sur de la palsa, en la interfase donde dominan los ambientes turbosos de *fen*, carentes de permafrost.

La fotointerpretación como método de evaluación de la degradación del permafrost se ha mostrado como una herramienta útil en este trabajo y en otros precedentes (p. ej. Christensen et al., 2004; Varner et al. 2021). No obstante, como ya se ha indicado presenta limitaciones importantes, relacionadas con la falta de resolución espacial, errores de ortorectificación, o disponibilidad limitada de imágenes históricas en cubiertas con una baja frecuencia de vuelos. La observación de tasas a lo largo de periodos de tiempo extensos (varias décadas) minimizan las limitaciones, pero estas se ven agudizadas cuando se trata de analizar tasas de cambio en periodos reducidos. En este caso, la exploración geofísica mediante técnicas como la ERT puede resultar especialmente útil para monitorizar las tasas de deshielo con mayor resolución espacial.

La ERT ya se ha mostrado eficaz para monitorizar procesos geológicos (Pellicer et al., 2012); biogeoquímicos (Terry et al., 2016) y de degradación de permafrost en ambientes de permafrost y turbera (Hilbich et al., 2008; Uhlemann et al., 2021). En Stördalen, los resultados obtenidos han permitido delimitar los diferentes dominios de degradación del permafrost de manera eficiente. Esto es debido a que la resistividad varía varios órdenes de magnitud cuando el suelo desciende su temperatura por debajo de ºC, pero especialmente cuando alcanza temperaturas inferiores a los –5º a –10º (Shan et al., 2015; Tang et al., 2018, Ming et al. 2020), alcanzando valores de varios kΩm claramente anómalos para sedimentos descongelados. La ERT muestra sus mayores capacidades en el estudio del permafrost en profundidad, donde las observaciones directas (determinación capa activa mediante jabalina) no son posibles o pueden resultar poco representativos (perforaciones), como en áreas de permafrost discontinuo y disperso.

El análisis de las imágenes de resistividad más profundas ha permitido identificar algunos patrones de degradación en el interior del permafrost, que no se podrían derivar de las observaciones de superficie. Éstos hacen referencia a los procesos de termoerosión interna y ascendente (los que afectan a su base). Por un lado, las imágenes de resistividad revelan que la calidad del permafrost no es homogénea en toda su profundidad (Figura 4.21). El permafrost presenta unas resistividades muy superiores (ρ > 10 kΩm) en la zona norte (Figura 4.21 A), donde el sistema de palsas presenta una degradación menor respecto a las que presenta en la zona sur (Figura 4.21b). Si bien el permafrost parece extenderse hasta profundidades de como mínimo 20 m, algo superiores a las observadas en la turbera de Storflaket de ~15 m (Dobiński, 2010) y 9 m en Kursflaket (Johansson et

al., 2011) a 6 km al O de Stördalen, lo que indicaría un claro gradiente general de degradación hacia el O, la resistividad es mayor en los tramos más superficiales y desciende en profundidad. Este patrón se ha observado tanto en la zona norte como en la S, pero de manera mucho más acusada en la zona S. Allí, la resistividad es significativamente inferior ($\rho < 2$ kΩm) a partir de los 5 m de profundidad, y aumenta a partir de los 15 m, aunque sin llegar alcanzar las altas resistividades del nivel superior. Esta particularidad se interpreta como que el permafrost presenta un mayor grado de degradación en el sector S que en el N.

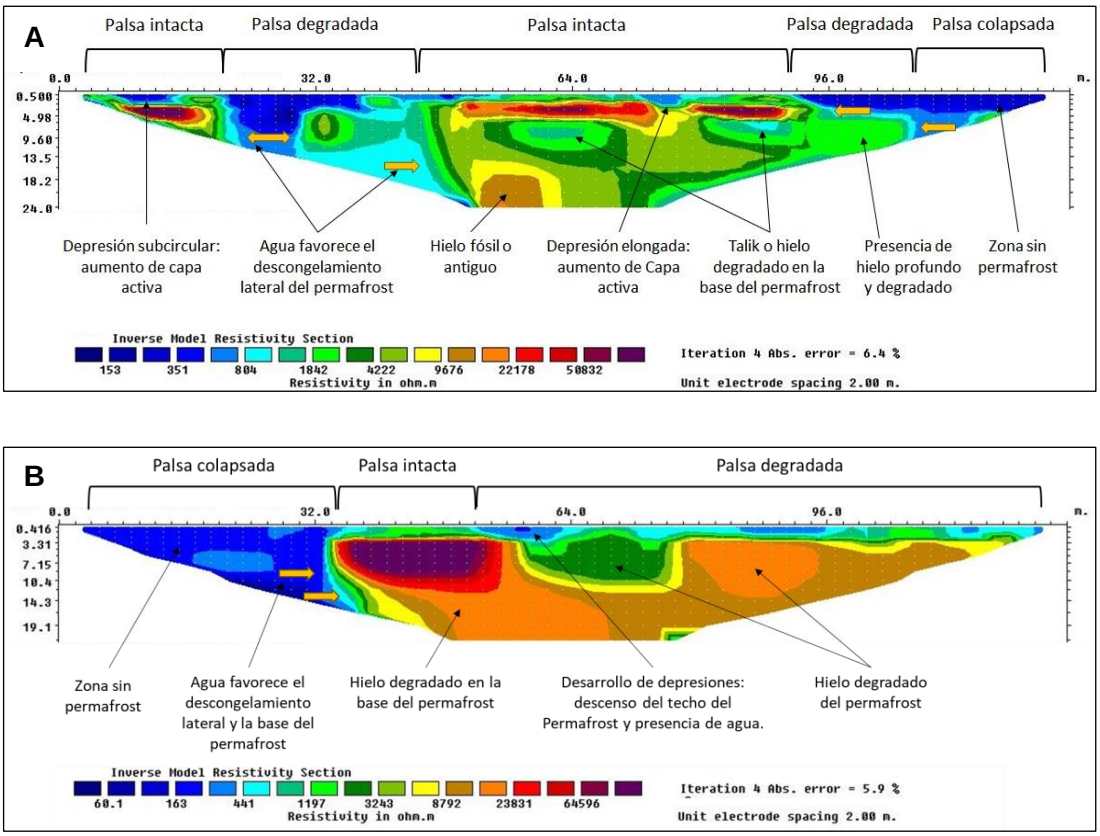


Figura 4.21: Interpretación de imágenes de inversión de resistividad. A) ERT01: Zona sur de la Palsa. B) ERT 04: Zona norte de la Palsa.

Por otra parte, reseñable es que el patrón de distribución de la resistividad observado en Stördalen presenta similitudes con el gradiente de temperatura registrado en las perforaciones de Kursflaket (Figura 4.22) (Johansson et al., 2011). Esta analogía sugiere que el factor con mayor control en la resistividad para los ambientes fríos de turbera es la temperatura (Ming et al., 2020). La analogía es más clara para la en la zona sur (Figura 4.21 A), dado que en dicha zona, los bajos valores de resistividad a partir de los 6 m sugieren temperaturas por encima de 0ºC (Ming et al., 2020) y por lo tanto condiciones de descongelación. Para el caso de la zona norte (Figura 4.21 B), aunque también se registra

un descenso en la resistividad, los valores son todavía elevados, lo que sugiere que aún se dan condiciones de congelación. Estas observaciones tienen también implicaciones en los mecanismos de degradación que, para el caso de la zona sur, además de por erosión lateral, por el techo y por la base, se estarían produciendo intra-permafrost. La modelización geofísica quasi-3D muestra de manera clara como los gradientes de degradación en el sector sur de la palsa son muy elevados (Figura 4.16). En el modelo, se puede observar como el deshielo del permafrost progresa en el tramo comprendido entre los 6 y los 18 m de profundidad en dirección SO, hasta llegar a la descongelación (ERT3) y conexión entre los *talik* profundos que se desarrollan al NO y SE de la palsa.

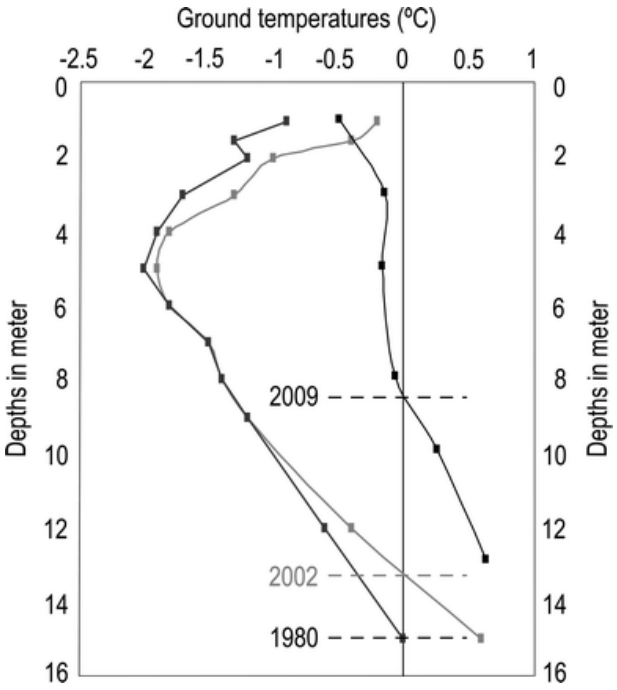


Figura 4.22: Perfil vertical de temperatura de Kursflaket para el periodo 1980-2002 (datos de septiembre) y 2009 (media anual). Las líneas discontinuas indican el espesor aproximado del permafrost (datos actualizados de Johansson et al. 2008) en (Johansson et al., 2011).

Los procesos de termoerosión por la base del permafrost son mucho menos conocidos que los que se producen en sentido descendente, erosión supra-permafrost. Dobiński (2022) ya propuso que los procesos de termoerisión del permafrost por la base pueden ser de mayor magnitud que los que se producen en la superficie. Las tasas de erosión ascendente del permafrost fueron de 27 cm/año en Kursflaket para el periodo 1980-2002 (Johansson et al., 2011), que están claramente por encima de las de deshielo en superficie registradas en varias localidades de la región de Abisko (1 a 10 cm/año, Åkerman y Johansson, 2008). La termoerosión desde la base sucede en cuatro etapas: (1) degradación inicial, (2) degradación acelerada, (3) *talik* en capas, en el que se produce también termoerosión intra-permafrost y (4) finalmente la conversión de permafrost en heladas estacionales (Jin et al., 2006). El hecho de que la degradación por la base del permafrost e intra-permafrost no se manifieste en superficie hasta etapas maduras de degradación, puede causar que las

predicciones y modelos basados en observaciones de superficie estén infraestimado de manera significativa las tasas de destrucción del permafrost. La desviación será mayor en aquellas áreas en fase de degradación acelerada y en fase de formación de *taliks* en capas, en las que el permafrost ya presenta un espesor limitado. Éste sería el estado de la zona sur del sistema de palsas de Stördalen, en clara transición de un régimen de permafrost hacia uno de únicamente heladas estacionales, lo que podría justificar las elevadas tasas de degradación observadas en la presente investigación para ese sector.

La integración de las observaciones geomorfológicas y geofísicas lleva a postular un modelo de degradación del permafrost, en el que los mecanismos de deshielo estarían controlados por el clima y por las condiciones hidrológicas particulares de cada entorno. Si bien la degradación de los ambientes fríos de turbera está controlada por el clima a escala regional y largo plazo (i.e. transmisión de calor desde superficie en sentido descendente y lateral y circulación de agua supra-permafrost), a nivel local y en el corto plazo el control hidrológico es mayor. Los procesos ascendentes de degradación (deshielo por la base) e intra-permafrost aceleran las tasas de deshielo y las sitúan por encima de las observaciones generales. En este sentido, resulta esencial caracterizar de manera apropiada los sistemas hidro-geomorfológicos en los sistemas de turbera objeto de observación. En caso contrario, se corre el riesgo de proponer modelos poco realistas que lleven a infra- o sobre-estimar los peligros asociados al calentamiento de los ambientes de turbera árticos y subárticos. Por otra parte, los resultados obtenidos también ilustran como la integración de análisis geomorfológico y modelización geofísica puede resultar una herramienta útil para alcanzar buenos diagnóstico y monitorear el estado de conservación de dichos ambientes, información muy valiosa para poder calibrar los modelos y predicciones en las regiones frías.

4.5 Conclusiones

Los resultados obtenidos indican que los ambientes de permafrost de Stördalen se están degradando por efecto del calentamiento reciente. El proceso se manifiesta en superficie por la subsidencia y obliteración de las palsas elevadas, que constituyen la expresión morfológica del permafrost hacia ambientes más llanos y húmedos, en los que el permafrost ya no está presente. El proceso observa 3 fases de madurez: palsas intactas, palsas degradadas y palsas colapsadas, que corresponden a los ambientes lacustres/palusatres de turbera funcional, que coexisten a distancias muy cortas (gradientes elevados de degradación).

El análisis de fotointerpretación sugiere que las tasas de degradación durante el periodo 2008-2022 son heterogéneas. Por un lado, en algunos sectores dichas tasas están en el rango de las registradas por otros autores para el periodo 1970-2014, si bien las tasas se habrían acelerado en la última década. En todo el periodo, la reducción de los ambientes ombrotróficos constituidos por las palsas habrían pasado del 90 al 70% de la superficie total del complejo de turbera, a favor de los ambientes mineratróficos de pantanos y lagunas abiertas. Por otra parte, las tasas de cambio son distintas, siendo éstas mucho más elevadas en algunos sectores del límite sur del sistema de palsas, donde convergen los flujos locales que drenan el interior del sistema de palsas hacia el sur y los provenientes del sistema de lagunas que recargan el sistema en dirección oeste.

Los datos geofísicos obtenidos han permitido identificar tres dominios distintos de resistividad eléctrica, que correlacionan bien con las observaciones de superficie. Los niveles de palsa intacta sobreyacen a los dominios de alta resistividad, las palsas degradadas las resistividades intermedias y los niveles de turba descongelada muestran una baja resistividad. La modelización geofísica del subsuelo también revela que los procesos de termoerosión en el sector sur del complejo son muy intensos. Las imágenes de resistividad muestran una degradación ascendente del permafrost (desde la base) y la formación de niveles de *taliks* intra-permafrost que, una vez conectados favorecen los procesos termo-hidrológicos de advección, además de los de conducción. El resultado es un mecanismo muy eficiente de degradación, característico de las fases iniciales de deshielo.

La integración del estudio geomorfológico y geofísico también permite realizar observaciones más generales sobre el patrón de degradación de turberas árticas y subárticas. A escala regional y en el medio/largo plazo, es el clima el principal agente de control en la degradación del permafrost. A escalas más reducidas, la hidro-geomorfología tiene un mayor control, especialmente en aquellas áreas caracterizadas por gradientes hidráulicos elevados, que favorecen los mecanismos de deshielo sub- e intr.-permafrost.

Una correcta caracterización de los procesos hidro-geomorfológicos resulta esencial para poder alcanzar diagnósticos y modelos acertados. Desde un punto de vista metodológico, la combinación de métodos de fotointerpretación y geofísica se ha mostrado una herramienta útil para monitorizar la evolución de los ambientes de turbera ártica-subártica, lo que resulta clave para la evaluación y predicción de los posibles impactos del calentamiento reciente a escala Global.

Capítulo 5

5 Caso de estudio en ambiente periglaciar de altas latitudes. Península Potter, Isla 25 de mayo (King George), Antártida.

5.1 Introducción

La isla 25 de Mayo (King George) se encuentra aproximadamente a unos 500 Km al norte del Círculo Polar Antártico, en el océano Antártico y es la mayor de las Islas Shetland del Sur (Islas de la Buena Nueva). La Base Antártica Científica Carlini o Base Carlini se localiza frente a la Caleta Potter, en la península homónima la cual se ubica en el extremo suroccidental de la Isla en la latitud 62°14´ 36" S y en la longitud 58° 39´ 40" O (Figura 5.1). La península Potter es un sector descubierto de glaciares debido al retroceso de las masas que forman el Campo de hielo Varsovia CHV. La Base Carlini se encuentra al norte de la península en la cuenca del arroyo Matías y distribuyen sus edificaciones e infraestructuras se distribuyen adyacentes a la línea de costa.

En la Península Potter, los procesos glaciares ya no son activos, y los procesos geomorfológicos que dominan son de tipo periglaciar y litoral. La península antártica y sus archipiélagos son una de las regiones del Planeta en los que los efectos de calentamiento global son más agudos. Sin ser tan extremos como el ártico, son diversas las dinámicas de cambio que se pueden observar en la región y de manera muy acusada en los entornos costeros. Las actividades logísticas y científicas en la Antártida son posibles gracias al soporte de las más de 40 bases y múltiples refugios, permanentes y temporales que la comunidad internacional tiene en la región. Muchas de estas bases se encuentran el en área de la Península Antártica (Figura 1.6). Dicha área es especialmente sensible a la erosión ya que, al aumento de la capa activa del permafrost, se le suma la pérdida de protección por fusión del hielo marino que resguardaba sus costas de la acción del oleaje.

En tiempos recientes se han observado procesos de erosión costera significativa, que ya han afectado parte de las instalaciones de la Base Carlini, en concreto uno de sus laboratorios científicos, el Laboratorio Argentino. Construido en 2008-2009, está viendo como su cimentación está colapsando a consecuencia de la socavación producida por la batida del oleaje y temporales.

El objeto de la investigación en este caso de estudio es determinar las posibles tasas de erosión que está sufriendo el litoral de la Caleta Potter en el entorno de la base, así como analizar cuáles son los factores que podrían estar controlando el proceso de erosión observado. Para ello integra técnicas de reconocimiento geomorfológico, geofísico y monitoreo de la temperatura del suelo, además del análisis de fotografías históricas y actuales que registran los cambios ocurridos en el periodo 2009-2023.

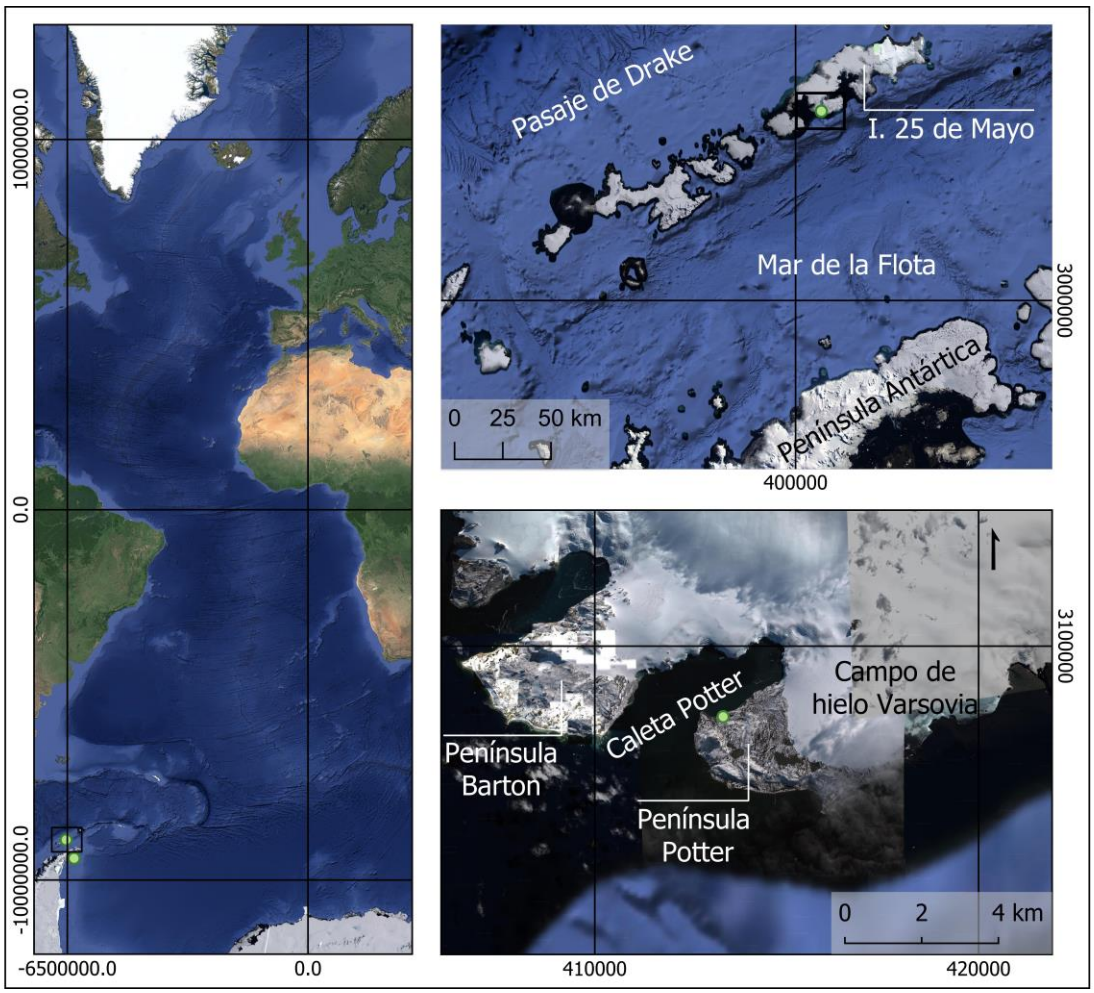


Figura 5.1: Ubicación del área de estudio. Fuente de imagen base: Google Satellite. Proyección mapa global: WGS 84 / Pseudo-Mercator. Proyección Mapa local: WGS 84 / UTM zone 21S.

Los objetivos específicos de la investigación corresponden a (1) caracterizar en detalle los procesos geomorfológicos vinculados a la erosión y (2) estudiar las variaciones de temperatura y su relación con la variación del permafrost y la formación del pack de hielo marino.

5.2 Calentamiento reciente en la Península Antártica

La Península Antártica es uno de los lugares de la Tierra que se calienta más rápidamente ya que se encuentra dentro de un área de rápido calentamiento (*recent rapid regional warming*), en el cual la temperatura ha aumentado casi +3°C (ca. +2,5 °C) por efecto del calentamiento reciente (Vaughan et al., 2003; Meredith y King, 2005; Turner et al., 2016). A lo largo de la Península Antártica occidental, la MAAT ha aumentado hasta +3,4°C y la temperatura de mediados de invierno ha aumentado +6,0°C durante los últimos 50 años, convirtiendo a la región en uno de los *hotspots* de calentamiento climático a nivel Global (Turner et al., 2005, 2009). A diferencia del hemisferio norte, la extensión del ambiente de permafrost en la Antártida es más reducida. Si bien ocupa sólo el 0,36% (49.800 km^2) de la región antártica, el permafrost está presente debajo de prácticamente todo el terreno libre de hielo (Figura 5.2), a excepción probablemente de las áreas menos elevadas de las islas subantárticas y en condiciones microclimáticas particulares (Gulielmin, 2012).

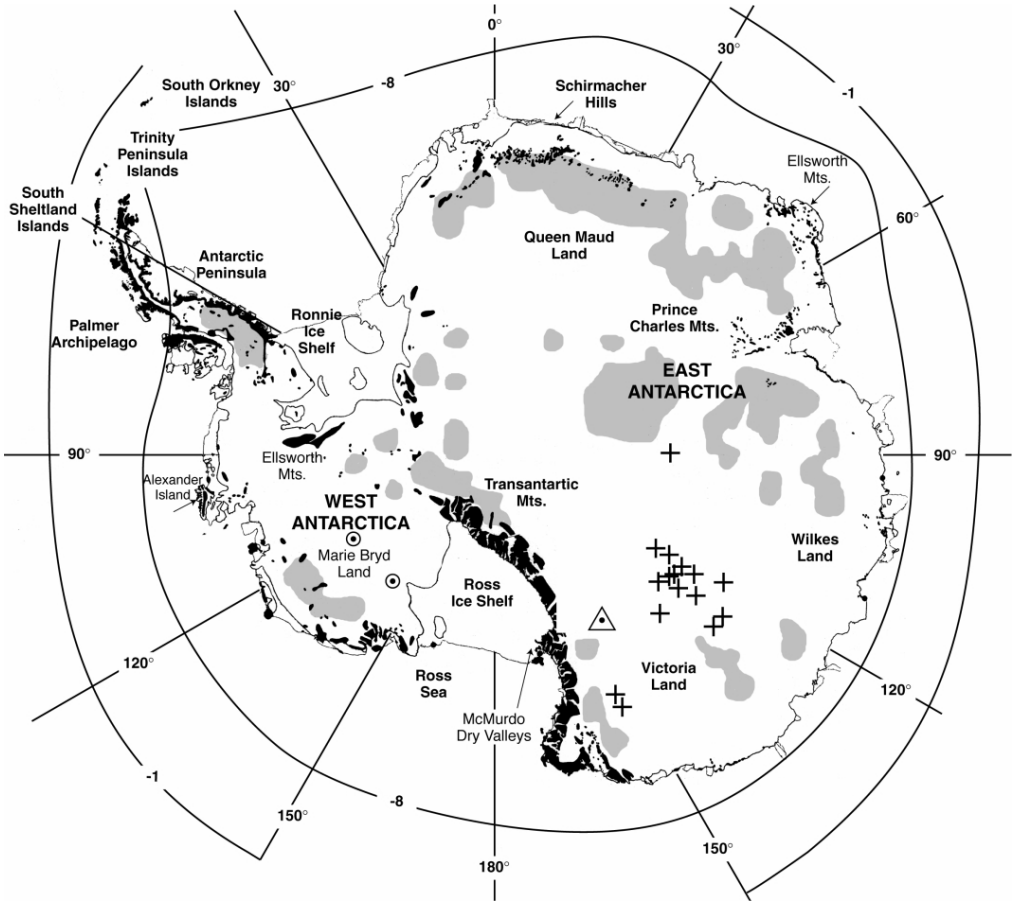


Figura 5.2: Distribución del permafrost en la Antártida (Bockheim y Hall, 2002). Las áreas sin hielo se presentan en negro, la distribución probable del permafrost subglacial debajo de la capa de hielo antártica se presenta como áreas sombreadas, los lagos subglaciales se representan con una cruz; Las isotermas de temperatura media anual del aire de −8 °C y −1 °C se toman de Weyandt (1967).

El aumento de temperaturas está generando grandes cambios en la península Antártica, ya que es uno de los factores más influyentes en el comportamiento de la criosfera. Por un lado, disminuye el balance de masa glaciar y reduce la formación de hielo marino, por el otro, incrementa la degradación del permafrost. Sólo en la Isla 25 de Mayo se habría producido la pérdida de hasta 20 km^2 (~1,6% del total del área de la isla) del campo de hielo Varsovia (Rückamp et al., 2011). Patrones similares se han registrado en otros muchos frentes marinos de glaciar en las últimas décadas (Cook et al., 2005), en los que se observa una migración del límite entre el avance y retroceso glaciar hacia latitudes cada vez más al sur.

Las montañas de la Península Antártica actúan como una barrera, lo que da lugar a claras diferencias climáticas entre la costa oeste, con un clima marítimo modulado por variaciones en la extensión del hielo marino del mar de Bellingshausen, y la costa este, influenciada por condiciones persistentes del pack de hielo marino, dentro del Mar de Weddell en un clima pseudo-continental, más frío. Sin embargo, los datos climáticos indican un aumento de la temperatura a ambos lados de la península (Skvarca et al., 1998). Estudios antecedentes en la región de las Islas Shetland del Sur indican que la distribución del calor se relaciona fundamentalmente con las variaciones de hielo marino, con la nubosidad y con los fenómenos de circulación atmosférica de la región (King, 1994). El resultado es un significativo calentamiento atmosférico durante últimos cuarenta años, con estimaciones de tasas de calentamiento de +0,041 °C/año (Silva Busso y Yermolin, 2014). Los datos meteorológicos de la estación meteorológica de la base Carlini (Servicio Meteorológico Nacional de Argentina) coinciden con la tendencia regional, e indican que hay un aumento de la temperatura media de +0,8°C en las últimas 3 décadas (+0,27°C/década). Esta tendencia se ve incrementada en un orden de magnitud para los últimos 10 años, para la cual se estima un aumento de +1,3°C/década.

Las tasas de degradación del permafrost también están aumentando de manera significativa desde 1980 (Bockheim et al., 2013). En ese momento, la capa activa era del orden de 0,25 a 0,35 m en suelos orgánicos cerca de la estación Palmer (64°46′ S; 64°04′W), mientras que en la actualidad el permafrost o bien está ausente, o no se encuentra ya por debajo de los 14 m s.n.m. En el caso de Islas Shetland del Sur, el deshielo del permafrost ha dado también lugar a aumentos históricos en el espesor de la capa activa y en las características del termokarst, mientras que, al norte de la isoterma MAAT de –1,8°C en la Península Antártica occidental, el permafrost está cementado con hielo, lo que implica la saturación de la capa activa durante el verano. A elevaciones por debajo de los ~15 m, sólo se encuentra permafrost disperso y especialmente inestable bajo las

condiciones climáticas actuales. Otras investigaciones realizadas al norte de la Tierra de Victoria (74°45′S, 164°01′E, 205 m s.n.m.) señalan un aumento de 0,1°C/año en la temperatura del permafrost, que estuvo acompañado por un aumento de 1 cm/año en profundidad de la capa activa para el período 1997-2010 (Guglielmin y Cannone, 2011).

Respecto del hielo marino, en febrero de 2023, su extensión en la Antártida estableció un mínimo récord; en siete años se han producido tres veranos con niveles bajos de hielo marino sin precedentes y después del mínimo del verano, la cobertura de hielo marino circumpolar de la Antártida se mantuvo excepcionalmente baja durante el otoño y el invierno avance, lo que lleva a las mayores anomalías de extensión de área negativas observadas en la era de los satélites (Purich, 2023).

5.3 Contexto hidrogeomorfológico de la Península Potter

La geología de la península Potter está formada por una secuencia volcánica que pertenece al Supergrupo de la Isla King George, con un espesor mínimo local observado de aprox. 90 m (Kraus, 2005). La característica morfológica más sobresaliente es el Cerro Tres Hermanos (Three Brothers Hill) (196 m s.n.m.), un tapón andesítico con disyunción columnar que marca la etapa final de actividad de un estratovolcán del Paleógeno. Los principales productos de erupción son flujos de lava y rocas piroclásticas, que junto con intrusiones hipoabisales relacionadas con el vulcanismo, conforman la mayor parte de la litología observada en la Península Potter (Birkenmajer, 1998; Kraus, 2005).

En el ámbito de la BC, sobre los productos volcánicos mencionados, se disponen depósitos cuaternarios de till relacionados con la retirada del glaciar Varsovia. Se trata de materiales detríticos, correspondientes a morrenas de fondo y terminales con hielo intersticial, desarrolladas a partir del retroceso del glaciar Varsovia (Ermolin y Busso, 2008; Silva Busso y Yermolin, 2014; Heredia Barión et al., 2019, 2023). Una superficie superior al 20% del suelo descubierto de hielo está vegetado, lo que es una característica rara en el entorno antártico. La vegetación dominante son las fanerógamas autóctonas *deschampsia antárctica*, *colonbanthus quitensis*, así como algunas briofitas (Øvstedal y Smith, 2001; Poelking et al., 2015). Existe una clara relación entre la proliferación de la vegetación y el entorno geomorfológico, siendo el litoral mucho más rico que el interior, en el que prevalecen las condiciones subdesérticas. En este sentido, los suelos con mayor capacidad de retención de la humedad son más favorables al crecimiento de musgos, mientras que los sustratos más rocosos y superficies de crioplanación favorecen el desarrollo de líquenes. Las asociaciones de líquenes y pastos son características de las áreas con un

mayor aporte de nutrientes por fertilización animal, como son los suelos ornitogénicos asociados a las pingüineras y las colonias y roquerías de cría de mamíferos como los lobos y elefantes marinos. El sector costero presenta un dominio del proceso marino litoral que da lugar a depósitos marinos de playa actuales, playas elevadas más antiguas (Holoceno) y cordones litorales o crestas de playa (*beach ridges*) (John y Sugden, 1971; del Valle et al., 2002, 2007; Fretwell et al., 2010; Lindhorst y Schutter, 2014; Heredia Barión et al., 2019, 2023).

El conocimiento respecto de la hidrología en la península Potter es limitado (Klöser et al., 1994, Silva-Busso y Yermolin, 2014; Falk et al., 2018a, 2018b; Falk y Silva-Busso, 2021). El sistema hídrico superficial corresponde a la cuenca del arroyo Matías, y está formado por una serie de pequeños cursos de agua con régimen semipermanente, funcionales durante todo el verano austral, además de un conjunto de sistemas lacustres naturales interconectados, de poca profundidad, donde aflora el nivel freático (Silva Busso y Yermolin, 2014) y otros que son esencialmente alimentados por la precipitación (Vinocur y Unrein, 2000). Las cabeceras del arroyo Matías se encuentran hacia el sur de la desembocadura y está formada por una cuenca glacilacustre denominada Lago Rudy el cual ocupa una superficie de 8,8 ha y está ubicado a 47,2 m s.n.m., entre el cerro Tres Hermanos y el glaciar Fourcade. Este lago se desarrolló probablemente hace ~500 años, con posterioridad al evento glaciar denominado Potter Cove (Birkenmajer 1998). La desglaciación desestabilizó progresivamente el permafrost y las morrenas con núcleo de hielo, lo cual produjo la ruptura catastrófica de los diques naturales de los lagos, y una liberación de cantidades importantes de agua y sedimentos. Este colapso de los lagos se realizó de forma escalonada, en la que los lagos superiores encontraban vías de conexión y drenaje de hacia los lagos inferiores. La descarga del sistema escalonado de lagos se evacuó hacia la Península Potter a través de antiguos valles glaciares abandonados (del Valle et al., 2004). Aunque no será objeto de análisis en este caso, los episodios colapso de lagos glaciares como los sucedidos hace 500 años podrían repetirse en el futuro. Dichos lagos están habitualmente sostenidos por el permafrost, que Ante esta evolución se advierte la posibilidad de un nuevo episodio de ruptura que podría afectar la cuenca del arroyo Matías como un evento de inundación rápida con una carga variable de sedimentos en función del tipo de ruptura.

En las partes bajas de la cuenca, en la confluencia de los canales glaciares con la costa se desarrollan llanuras glacio-aluviales de tipo *sandur*, caracterizadas por una red de drenaje permanente a base de canales trenzados y lagunas litorales. El sistema hidrológico está impulsado principalmente por las descargas del Glaciar Fourcade, que pueden

alcanzar valores de ~25 hm^3/año en la caleta Potter (Falk et al., 2018a), y por la fusión del permafrost (p.ej. Silva Busso, 2009; Falk et al., 2018b), siendo la recarga por precipitación mucho más limitada. Tomando como criterio un valor de isoterma correspondiente a una MAAT –2ºC, las condiciones de permafrost continuo se darían únicamente a elevaciones superiores a los 100 m s.n.m. (Silva Busso y Yermolin, 2014), que podrían ser superiores teniendo en cuenta el régimen de temperaturas actuales.

En la zona se pueden distinguir varias unidades hidrogeológicas con características contrastadas: unidades de alta transmisividad como son los acuíferos suprapermafrost y los que corresponden a los depósitos de talik-fluvial fluvio-glaciares y aluviales actuales; y unidades de baja transmisividad alojadas en el sustrato volcánico fracturado. La transmisividad de las primeras puede ser del orden de 2 a 3 órdenes de magnitud superiores a las de los acuíferos fisurados en roca (Falk et al., 2018b). Los depósitos de till presentan una conductividad hidráulica intermedia entre los depósitos detríticos fluvio-aluviales y el sustrato rocoso y son estas unidades, por su posición relativa más elevada, las que mayor contribución tienen a la circulación estacional suprapermafrost, Se estima que los depósitos de till por encima de los 15 m s.n.m. presentan permafrost discontinuo, con contenidos en hielo de hasta el ~15% (Silva Busso y Yermolin, 2014). La existencia de permafrost por debajo de estas cotas es menos probable. Los depósitos marinos de playa presentan una conductividad hidráulica elevada, pero juegan un rol menor en la hidrogeología dado que su potencia es muy limitada (inferior a 1 m, o de algún m). Los niveles más potentes corresponden a aquellos sectores en los que se superponen distintos niveles de playas elevadas, mientras que los niveles de playa actual presentan espesores de a lo sumo 1 m.

5.3.1 Dinámicas litorales y rebote glacio-sisotático

Existen muchos trabajos que describen los procesos de playa, la sedimentación costera, la morfología litoral de las diversas costas del mundo (p. ej. Bird, 2000; Komar, 1976; Woodroffe, 2002). Sin embargo, solo unas pocas publicaciones abordan explícitamente las costas de clima frío (p. ej. John y Sugden, 1975; Viles y Spencer, 1995, Walker, 1998; 2005). El carácter distintivo de este ambiente es que los procesos marinos litorales se ven afectados, en diversos grados, por la presencia de hielo marino o permafrost, o ambos (French, 2018).

El 90% de los frentes marinos de glaciar ya habrían retrocedido por efecto del calentamiento reciente, desde los 1950s (Cook et al., 2005, 2014; Milillo et al., 2022). Lo

impactos de este retroceso en las dinámicas hidrogeomorfológicas y ecológicas de los hábitats costeros son numerosos (p.ej. Pritchard y Vaughan, 2007; Sahade et al., 2015; Viglione, 2020; Dietz y Koninx, 2022; Piccini et al, 2024). Pero dichos impactos son aún mucho mayores cuando se considera la evolución durante toda la transición holocena desde el LGM (Fretwell et al, 2010 y sus referencias). Durante el periodo el calentamiento habría podido alcanzar los ~15ºC en algunas regiones como las de la península antártica. Los efectos de este calentamiento van más allá del aumento eustático causado por un mayor volumen de agua almacenada en los océanos (p.ej. Pritchard y Vaughan, 2007) y habrían provocado un reajuste isostático a nivel cortical, al variar la distribución de hielo y agua sobre la superficie terrestre (p. ej. Whitehouse et al, 2012a; Gowan et al., 2020). En este sentido, amplios sectores de la península antártica están sufriendo un rebote glacio-isosático, como consecuencia del retroceso de las masas de hielo continentales desde el LGM (p. ej. Fretwell et al., 2010; Gowan et al., 2020). Se estima que el RSL presentó en la región un máximo (*higstand*) del orden de +9 m a +20 m (respecto al nivel actual) ~8.000 cal yr. BP para luego descender hasta el nivel actual. Ese momento de *highstand* (la tasa de rebote glacio-isostático iguala el ascenso eustático) marca un cambio importante en las dinámicas de erosión-sedimentación litoral, que pasan de un contexto de transgresión marina (el RSL asciende) a uno de regresión marina (el RSL desciende). Las tasas de descenso en el RSL han sido del orden de –3,9 mm/año hasta 1900 cal yr. BP, en que sufren una desaceleración hasta los –0,3 mm/año (Roberts et al., 2011). El máximo rebote isostático en la región se situaría al norte de la Isla Greenwich, al SO, e iría descendiendo en magnitud en dirección NE para alcanzar valores del orden de ca. +12 m en el área de la caleta Potter (Fretwell et al, 2010).

Varias evidencias morfológicas registran el descenso del RSL, como son la expresión de morfologías litorales que han quedado elevadas y desconectadas de las dinámicas actuales. Estas pueden ser playas elevadas, que configuran paisajes a base de terrazas escalonadas (p.ej. Whitehouse et al., 2012a) o sistemas de crestas litorales elevadas *(beach ridges*) (p. ej. Lindhorst y Schutter, 2014), y los sistemas de lagoon colgados, cuyo relleno sedimentario reciente observa una transición de marino a continental (p.ej. Fretwell et al, 2010). En el litoral de la caleta Potter es posible observar una secuencia de *beach ridges* que se agrupan en distintos *clusters* de elevación de +9,5, +7,5, +5,5 y por debajo de +3.5 m sobre el nivel de la playa actual, definido como la línea de temporales actual, y cuyas edades de radiocarbono son 4,3, c. 3,1, 1,9 ka cal BP y posterior a 0,65 ka cal BP. (Lindhorst y Schutter, 2014). Otros niveles de playa con elevaciones de entre 10 y 18 m también han sido documentados en la isla (Gengnian et al., 1992; del Valle et al., 2002).

5.3.2 Procesos vinculados con la erosión marina

Los factores que controlan la frecuencia y la intensidad de la erosión marina en las costas antárticas incluyen el clima, la cobertura glaciar, el patrón de circulación oceánica, el hielo marino, y la geología costera.

La isla 25 de Mayo se encuentra presenta alrededor de un 95% de su superficie cubierta por hielo, y sólo los cabos y penínsulas están descubiertas de glaciares. La Península Potter, al sur de la Caleta Potter es una de estas áreas, y por ello en la actualidad corresponde a un ambiente periglaciar, que sí queda expuesto a la acción marina. La morfología de la caleta Potter corresponde a un fiordo de orientación general suroeste-noreste, que limita con el Glaciar Fourcade hacia el N y NE. Esta morfología particular hace que la fuerza del oleaje pueda ser considerada como baja en el interior d la caleta (Lim et al., 2013), dado que reduce la altura en un 40-50% respecto de su parte externa. El oleaje está, por lo tanto, más influenciado por las condiciones de viento locales que no por el estado de conexión con el océano abierto a través de la bahía la bahía de Maxwell o el paso Drake. Las olas que ingresan en la caleta generalmente provienen del S-SW, con alturas de ola comprendidas entre los 0,4 y 0,7 m. Las costas de la caleta presentan un régimen de mareas mixto, predominantemente semidiurnas. El rango de amplitud de marea media para la caleta es de 1,05 a 1,5 m dependiendo del ciclo mareal (Pruszak, 1980; Schöne et al., 1998). De acuerdo con los registros actuales, el régimen de mareas sigue siendo mixto preponderantemente semidiurno, con una amplitud máxima de 2,32 m y una media de 1,1 m (Tabla de Mareas, zona Antártica SHN-2022).

Los procesos de erosión marina en la Caleta Potter no están bien documentados. No obstante, el emplazamiento sobre el que se ubica la base antártica Carlini está experimentando notables procesos de erosión marina. Éstos se manifiestan por la regresión de la línea de costa que ya está afectando a esta infraestructura científica. En particular, parte de sus edificios (i.e. Laboratorio Argentino de Investigación y Desarrollo Antártico (LADE) presenta patologías importantes asociados al asentamiento de su cimentación, debido al proceso de socavación de la base de sus zapatas por efecto de la fuerza del oleaje. Las instalaciones de base Carlini, con origen en 1953 (refugio naval Caleta Potter), se proyectaron en la zona litoral para dar servicio a las actividades científicas, que incluyen en gran parte labores de navegación. Por tal motivo y para facilitar la logística de la base, parte de los edificios se construyeron cerca de la línea de costa. No obstante, la línea de costa en el momento de la construcción edificaciones como el mencionado LADE (2008) se encontraba varios metros más allá de lo que está en el

momento actual. Ya en el año 2010 el edificio requirió de una actuación de estabilización de uno de sus apoyos, pero las patologías lejos de cesar han seguido aumentando hasta el momento actual, en el que parte de estos apoyos se localiza al límite del sector intramareal de la playa y ya en el ámbito de afectación por temporales. Este comportamiento desfavorable es un indicador claro de que los procesos de erosión costera se podrían estar acelerando en la caleta.

La concentración y distribución del hielo marino juega un papel relevante en los procesos de erosión costera. En la caleta se dan las condiciones climáticas para que se produzca crecimiento y concentración de hielo marino de tipo *landsfast ice* (o *fast ice*). El *landfast ice* marino se caracteriza por ser un hielo estacionario, que se forma adherido a la línea de costa, a diferencia del de tipo banquisa o *ice pack* que tiene mayor movilidad. Acostumbra a tener un espesor reducido, del orden unos cm hasta alguna decena de m (Fraser et al., 2023). Se forma en otoño y persiste durante el invierno para fundirse en primavera o verano. El hielo marino puede contribuir a la erosión costera por mecanismos de abrasión, cuando el pack de hielo desplazado por el oleaje impacta y fricciona contra los materiales costeros. No obstante, por lo general protege las costas de la acción directa de las olas, reduciendo las tasas de erosión especialmente para el caso del *fast ice*. De cumplirse las proyecciones climáticas y modelos de evolución del hielo marino, se espera que la duración de la temporada disminuya, debido a la pérdida de la capa de hielo protectora adyacente, el calentamiento de las temperaturas del aire y de la superficie del mar, así como el posible aumento de las precipitaciones y los temporales (Fraser et al., 2023). Lantuit et al. (2013) ya advirtieron de los riesgos del calentamiento reciente y la reducción asociada de la extensión mínima del hielo marino, y como ésta afectará a la velocidad de retroceso de las costas no consolidadas ricas en hielo, lo que tendrá impactos sobre las infraestructuras y ecosistemas litorales que son todavía inciertos.

La composición y estructura geológica de las costas antárticas también desempeñan un papel importante en la erosión. La presencia de rocas blandas y sedimentos no consolidados puede hacer que una costa sea más susceptible a la erosión, que para el caso de sustratos rocosos sanos. En este sentido, las caletas en la Isla 25 de Mayo son fiordos de origen glaciar, parcialmente rellenos de sedimentos de till glaciar y depósitos glaciomarinos. Se trata de materiales detríticos que presentan unas características mecánicas reducidas y que, por tanto, ofrecen poca resistencia frente la erosión. Otro factor que considerar es la presencia de permafrost litoral e incluso marino (p.ej. Guglielmin et al., 2014; Hrbáček et al., 2023). El deshielo de este permafrost puede alterar las características resistentes de dichos depósitos sedimentarios, reduciendo la cohesión

aparente e incrementando su permeabilidad, lo que acelera los procesos erosivos (Lewkowicz y Harris, 2005; Harris et al, 2009; Oliva and Ruiz-Fernández, 2015; Patton et al., 2019).

5.4 Metodología

La metodologia aplicada en este caso de estudio consistió en la integración de investigación geomorfológica, modelización geofísica y monitoreo de la temperatura del suelo, así como de un análisis de fotografías históricas y actuales que registran los cambios ocurridos en el periodo 2009-2023. Los detalles sobre el enfoque metodológico y los detalles de las técnicas aplicadas pueden consultarse en el Capítulo 2. El emplazamiento de los distintos perfiles geofísicos y estaciones de registro de temperatura del suelo se recogen en la Figura 5.3.

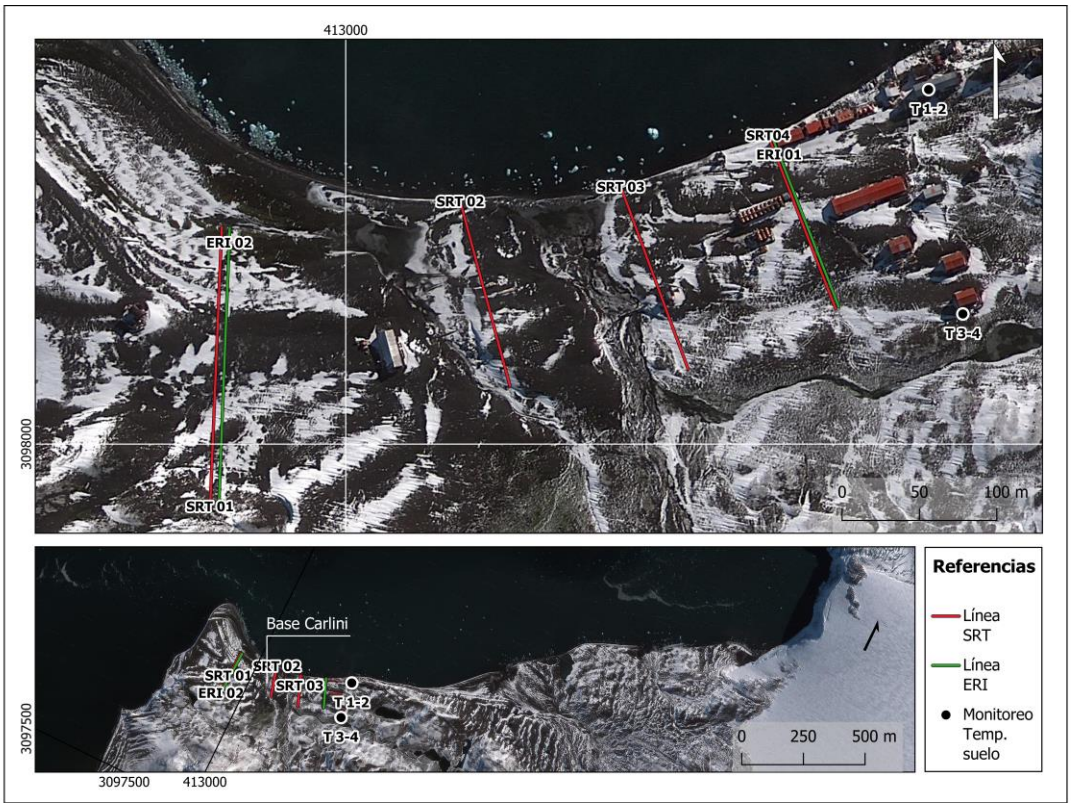


Figura 5.3: Situación de perfiles geofísicos y ubicación de los sensores de temperatura del suelo.

5.5 Resultados

5.5.1 Geomorfología

La geomofología de las inmediaciones de la Base Carlini es el resultado de los procesos glaciares (ya inactivos en la Península Potter), periglaciares, fluvio-lacustres y marinos litorales. Las geoformas generadas a partir de los mencionados procesos pueden observarse en la Figura 5.4. Las unidades geomorfológicas más relevantes son el sustrato rocoso volcánico, aflorante al NE y SO del entorno de la base, los depósitos de till de origen glaciar que son los que dominan y los depósitos litorales de playa, que están presentes en el sector SO. Los depósitos de till glaciar corresponden a depósitos de tipo morrénico, relacionados con el retroceso del campo de hielo Varsovia. Se trata de sedimentos detríticos con abundante matriz fina y cantos heterométricos angulosos, que configuran un paisaje ondulado que es el que predomina en el entorno de la Base Carlini (Figura 5.5). La superficie de dichos depósitos presenta superficies de crioplanación y otras evidencias morfológicas de procesos periglaciares (crioclastia), y dominio de la acción del viento (ventifactos).

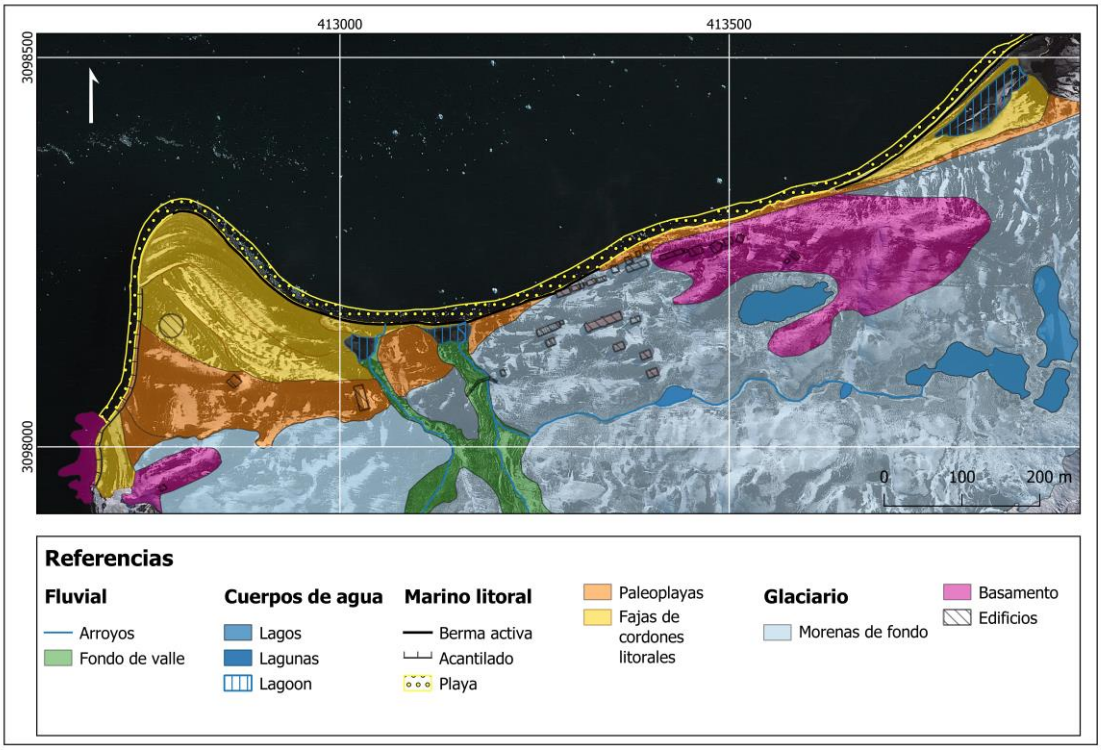


Figura 5.4: Mapa geomorfológico de la Base Carlini.



Figura 5.5: Depósitos de till sobre los cuales se apoyan los edificios. Al fondo el cuello volcánico del Cerro Tres Hermanos.

El sistema fluvial corresponde a la cuenca del arroyo Matías el cual tiene sus nacientes en los lagos Rudy y Matías ubicados al sur de la Base Carlini. También se encuentran una serie de lagos menores ubicados hacia el O. La descarga de estos lagos y el deshielo estacional garantizan al sistema hídrico un funcionamiento permanente durante el verano austral. Los depósitos de fondo de valle asociados son sedimentos finos debido a la baja capacidad tractiva del agua, debido a los bajos gradientes hidraúlicos de la cuenca, con un relieve local entre las zonas de cabecera y desembocadura < a 100 m) y el relieve bajo de los laterales del valle (Figura 5.6). Desde final de primavera-principios de verano, la ablación del manto de nieve-hielo genera un flujo superficial no encauzado, que forma superficies de escorrentía diferenciables en función de la curvatura topográfica de la cuenca (Busso y Fresina 2004).



Figura 5.6: Depósitos de fondo del valle del arroyo Matías hacia su desembocadura en el ámbito de la Base Carlini.

Los depósitos litorales son playas de cantos gruesos con muy poca o sin matriz arenosa. Dichos depósitos se organizan como una secuencia de crestas de playa (*beach ridges*) elevadas unos decímetros sobre los terrenos circundantes, separadas a espacios de unos pocos metros a distancias decamétricas. En las áreas deprimidas se depositan sedimentos más finos que configuran microcuencas de tipo lagoon litoral (Figura 5.7), que pasan a ambientes palustres en los niveles más alejados de las costas ya desconectados de las dinámicas marinas actuales. Este entorno es muy articular desde el punto de vista ecosistémico, pues es el que soporta casi exclusivamente la población de mamíferos y pingüinos, ya que encuentran en este entorno las mejores condiciones de habitabilidad de la Isla. En estos ambientes húmedos es también donde se desarrolla la vegetación más exuberante, a base de algas, musgos y fanerógamas.

El litoral también muestra morfologías de terraza marina con un notable desarrollo tanto hacia el E como hacia el O del entorno de la base. En el sector O pueden observarse tres niveles de terrazas regionales que son correlacionables con los niveles de crestas de playas de +1,8, +3,4 y +5-7 m s.n.m. (Lindhorst y Schutter, 2014) y hacia el E el nivel de +5 m s.n.m. (se considera el nivel del mar como el de pleamar). El nivel de terraza marina +5 m s.n.m. es muy patente en el extremo NE de las instalaciones de la base donde se encuentra excavado en el sustrato de roca (Figura 5.8b). Este nivel queda más desdibujado

pero aún claro en el sector SO, registrado a través de escarpes algo degradados en la till glaciar, a unos 200 m de la línea de costa actual (Figura 5.8a).



Figura 5.7: Laguna costera en la desembocadura del arroyo Matías.

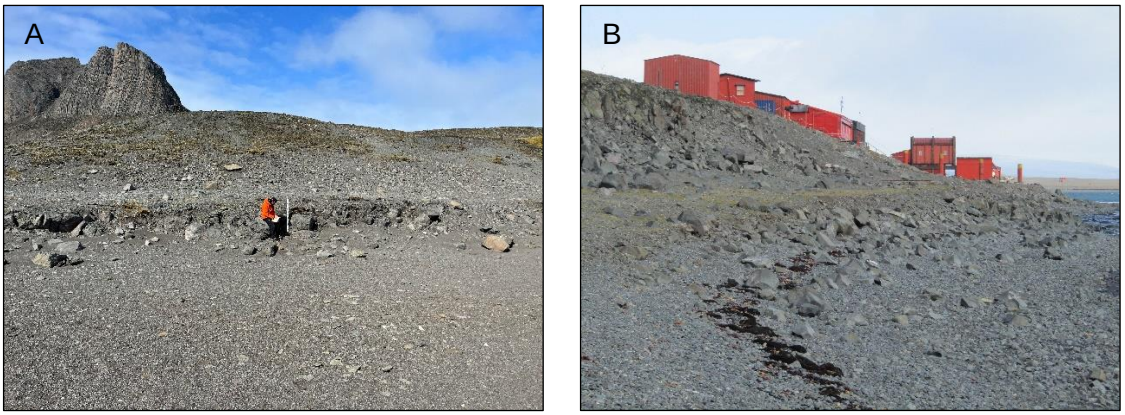


Figura 5.8: Nivel de terraza marina a +5 m s.n.m.. A) Expresión de la terraza al oeste. B) Expresión de la terraza al este.

Coincidiendo con la elevación de nivel de playa + 3,4 m s.n.m., se emplaza una plataforma llana con morfología de pequeña ensenada, que probablemente correspondía a una playa húmeda que se encontraría también emergida. En la actualidad constituye un ambiente deposicional de sedimentos más finos (Figura 5.9). Sobre esta superficie elevada se

dispone una nueva cresta de playa elevada, que tendría una edad relativa inferior y se habría depositado cuando la antigua playa húmeda estaba parcialmente emergida.



Figura 5.9: Morfologías de playa emergidas. A) vista panorámica. B) Vista lateral.

El tercer nivel de correlacionable con los niveles regionales de +1,8 m corresponde a una faja de cordones litorales en contacto con los depósitos de playa elevada cuya orientación sigue el lineamiento de la paleoplaya, estos cordones se encuentran parcialmente colonizados por musgos y algunas fanerógamas (Figura 5.10).

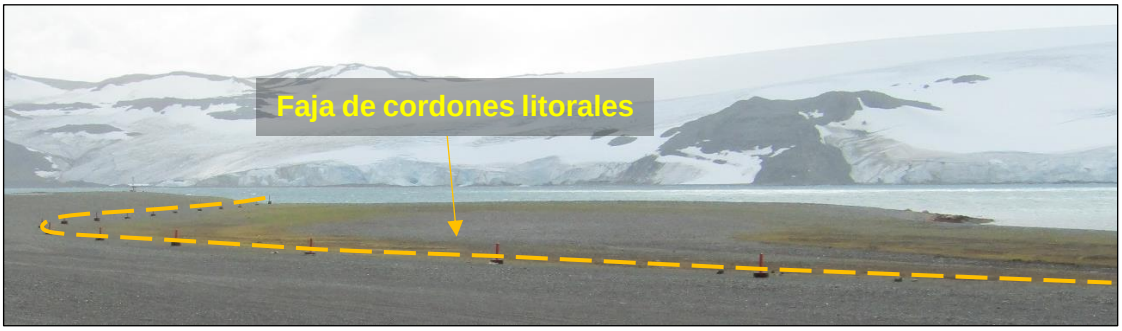


Figura 5.10: Faja de cordones litorales parcialmente cubiertos por vegetación.

Como fuera mencionado anteriormente, los depósitos litorales actuales están formados por la berma de tormenta (activa), la berma y los depósitos de playa frontal o anterior (Figura 5.11).

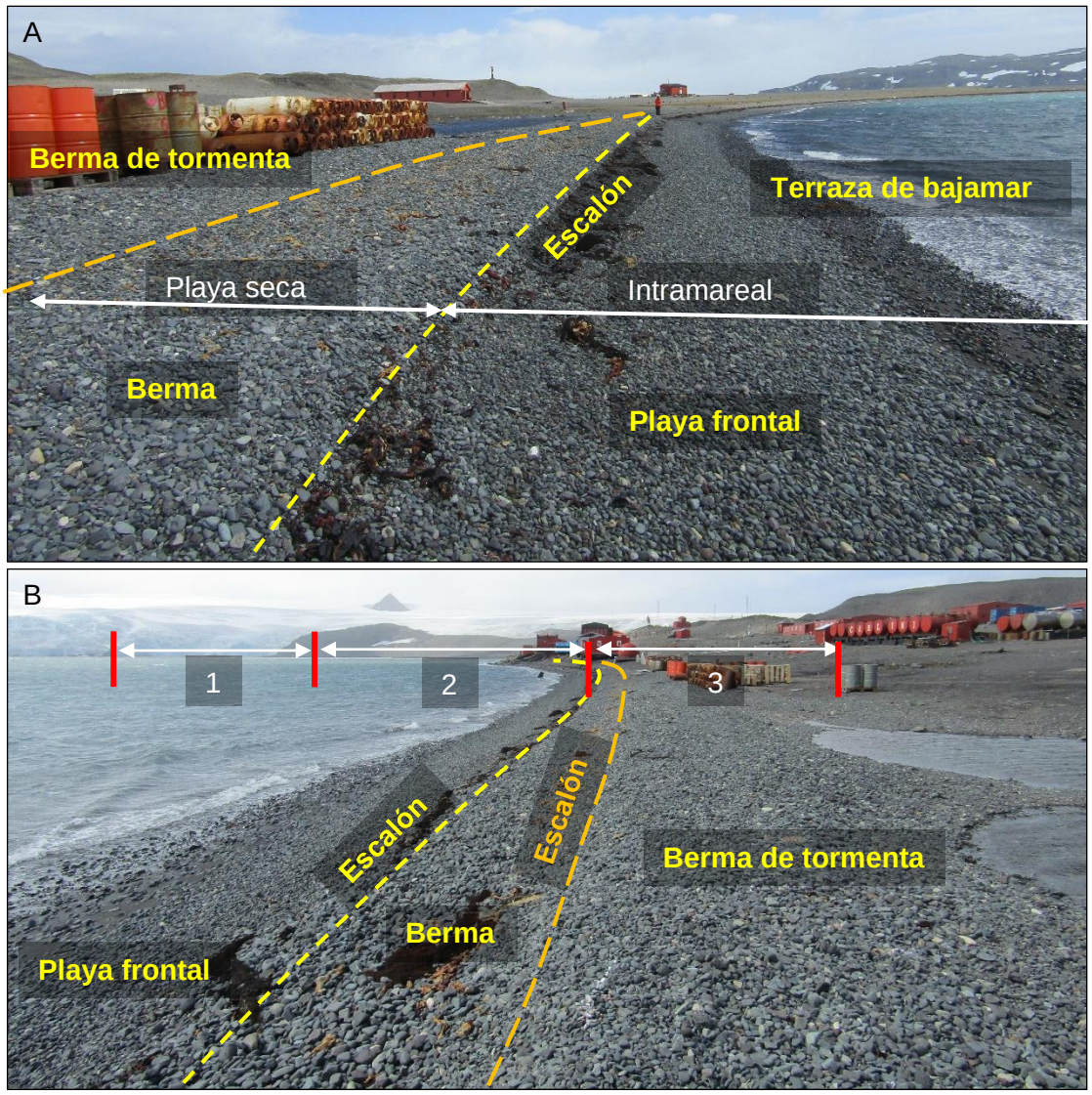


Figura 5.11: Vistas de la playa actual. (A) Vista hacia el oeste. (B) Vista hacia el este de los diferentes dominios de playa. 1. Playa húmeda; 2. Intramareal. 3. Playa seca.

No hay datos disponibles sobre las tasas de erosión costera en la Caleta Potter. No obstante, se dispone de fotografías históricas desde 2009 que registran variaciones significativas en la micromorfología de la costa. Se ha determinado la posición relativa del a parte superior del escarpe-escalón de tormenta, que separa las bermas de playa y de tormenta, respecto uno de los apoyos de la cimentación. Como puede apreciarse, en el momento de construirse el edificio (febrero 2009), el escalón se situaba a una distancia métrica alejado (en dirección a la costa) del apoyo tomado como control (Figura 5.12). La perspectiva de la fotografía tomada en enero de 2010 permite una mejor estimación de que esta distancia sería del orden de +1,3 m (el signo positivo marca un sentido hacia el mar, la medida se toma respecto de la altura del apoyo, que es conocida). En enero de 2023 el escalón había retrocedido significativamente hasta ubicarse más allá de la base del apoyo,

lo que ha producido el descalce de su zapata de apoyo. La distancia relativa era entonces de -1,1 m, lo que indicaría una tasa del orden de –18,5 cm/año. Si bien la metodología utilizada presenta algunas limitaciones en la determinación de las distancias, se estima que la tasa resultante puede ser una primera aproximación razonable del orden de magnitud de la erosión costera en el entorno de la Base Carlini.



Figura 5.12: Retroceso de la línea de costa para el periodo 2009-2023. Se estima un retroceso una tasa de retroceso de ~18,5 cm/año.

5.5.2 Caracterización geofísica - geotécnica y su correlación geomorfológica en el entorno de la base:

Se llevó a cabo una caracterización geofísica del subsuelo para determinar la distribución estratigráfica de las diferentes unidades, y obtener información sobre sus características mecánicas y posible presencia de hielo (*ground ice)* La campaña geofísica incluyó perfiles sísmicos de refracción y perfiles geoeléctricos. Los perfiles de sísmica de refracción a en distintos emplazamientos (Figura 5.13 y Figura 5.14) y han permitido determinar la velocidad de propagación de las ondas sísmicas en el subsuelo (v_P), que puede relacionarse con las propiedades resistentes de los distintos materiales (con sus constantes elásticas). Se han distinguido un total de 3 capas sísmicas, que pueden ser correlacionadas con las distintas unidades geomorfológicas identificadas en el entorno de la base:

Unidad 1. Se trata del sustrato rocoso formado por rocas volcánicas: lavas, piroclastos e intrusivos hipabisales. Su composición es esencialmente a base de basaltos y andesitas. Se trata de rocas duras y que presentan velocidades sísmicas elevadas ($v_P > 3$ kms^{-1}). Estas rocas son las que afloran en el Cerro Tres Hermanos, que corresponde al relleno andesítico de una chimenea volcánica y también en algunas de las lomas elevadas del sector norte de la base y hacia su límite este.

Unidad 2. Cubriendo el sustrato rocoso se localiza una capa de velocidades sísmicas intermedias ($1 \leq v_P \leq 2$ kms^{-1}). Se trata de depósitos de till glacial, probablemente correspondientes a depósitos morrénicos de fondo o centrales, que han sido retrabajados por procesos periglaciares y, en menor medida, aluviales. Esta unidad está compuesta por cantos angulosos a subredondeados de roca de diversos tamaños y litologías, en una matriz limosa o de arenas finas y la que aflora en la mayor parte de la base. Desde un punto de vista mecánico, se trata de sedimentos consolidados que presentan una consistencia firme, a excepción de los tramos más superficiales que pueden estar más meteorizados.

Unidad 3. Corresponde a los tramos más superficiales que presentan una velocidad sísmica baja ($v_P < 1$ kms^{-1}). Su espesor es bastante reducido, por lo general inferior a 1 – 2 m, si bien localmente puede ser incluso superior a 4-5 m, como en el extremo sur del Perfil SRT03. En ese caso (SRT03), los materiales blandos parecen corresponder a sedimentos poco consolidades de tipo aluvial, relacionados con uno de los torrentes que discurren por el límite sur de la base.

El mismo comportamiento de baja velocidad sísmica también caracteriza a los depósitos marinos de playa, observados a lo largo de la línea de costa (**Figura 5.13**). Se trata de depósitos de arenas y gravas redondeadas, de granulometrías mal graduadas. Los depósitos de playa presentan un espesor muy limitado, inferior a 1 m y se disponen sobre los depósitos de till en franjas estrechas de unos pocos metros. Estos depósitos son más estrechos en la zona ocupada por las edificaciones principales y ganan anchura hacia el extremo oeste, donde llegan a alcanzar algunas decenas de metros. Hay dos aspectos reseñables que caracterizan a estos depósitos marinos. Por un lado, en su extremo más continental, los depósitos pasan a ser acumulaciones de gravas de mayor tamaño y con poca matriz, que se alinean en crestas elevadas respecto de la topografía local (Figura 5.14). Estas acumulaciones se han interpretado como los antiguos depósitos de temporal. Dada su mayor energía, los temporales marítimos retrabajan los depósitos de playa, generando crestas de mayor elevación con los cantos más gruesos. Estos depósitos marinos antiguos han sido alterados e incluso totalmente obliterados en el ámbito de la base, debido a la actividad antrópica, pero aún son visibles restos de acumulaciones de gravas en el sector oeste, cerca de la zona del edificio de taller (Perfil SRT02) (Figura 5.13), hasta unos 80 m de distancia de la zona de la costa. Esas mismas acumulaciones se han identificado también en la zona de la calle central de la base, que separa edificios como la casa central de dormitorios de los laboratorios de la costa. Al oeste de la incineradora (Perfil SRT01), la topografía es más llana y deprimida. Aquí es posible identificar una secuencia mayor de crestas y valles, que habrían correspondido a crestas de tormentas y cordones de lagoons que se disponen entre las crestas. Como se ha comentado, algunos de ellos están desconectados de la dinámica costera y otros aún siguen activos. Desde el punto de vista geomecánico, los depósitos de playa y de lagoon, al igual que los de tipo aluvial, deben ser considerados como de un comportamiento desfavorable, pues se trata de sedimentos poco consolidados y que presentan unas características mecánicas bajas.

Otra singularidad geomorfológica mencionada anteriormente es que en la línea de costa se reconoce un nivel de terraza marina, a una elevación aproximada de +5m sobre el nivel actual de pleamar. Este nivel queda un poco más desdibujado en el extremo oeste, pero aún allí son visibles escarpes de erosión marina degradados, a longitudes del orden de 200 m de la línea de costa (Perfil SRT01) (Figura 5.14). En el sector este, la geometría de terraza es más clara, y afecta tanto a los depósitos de till como al propio sustrato rocoso.

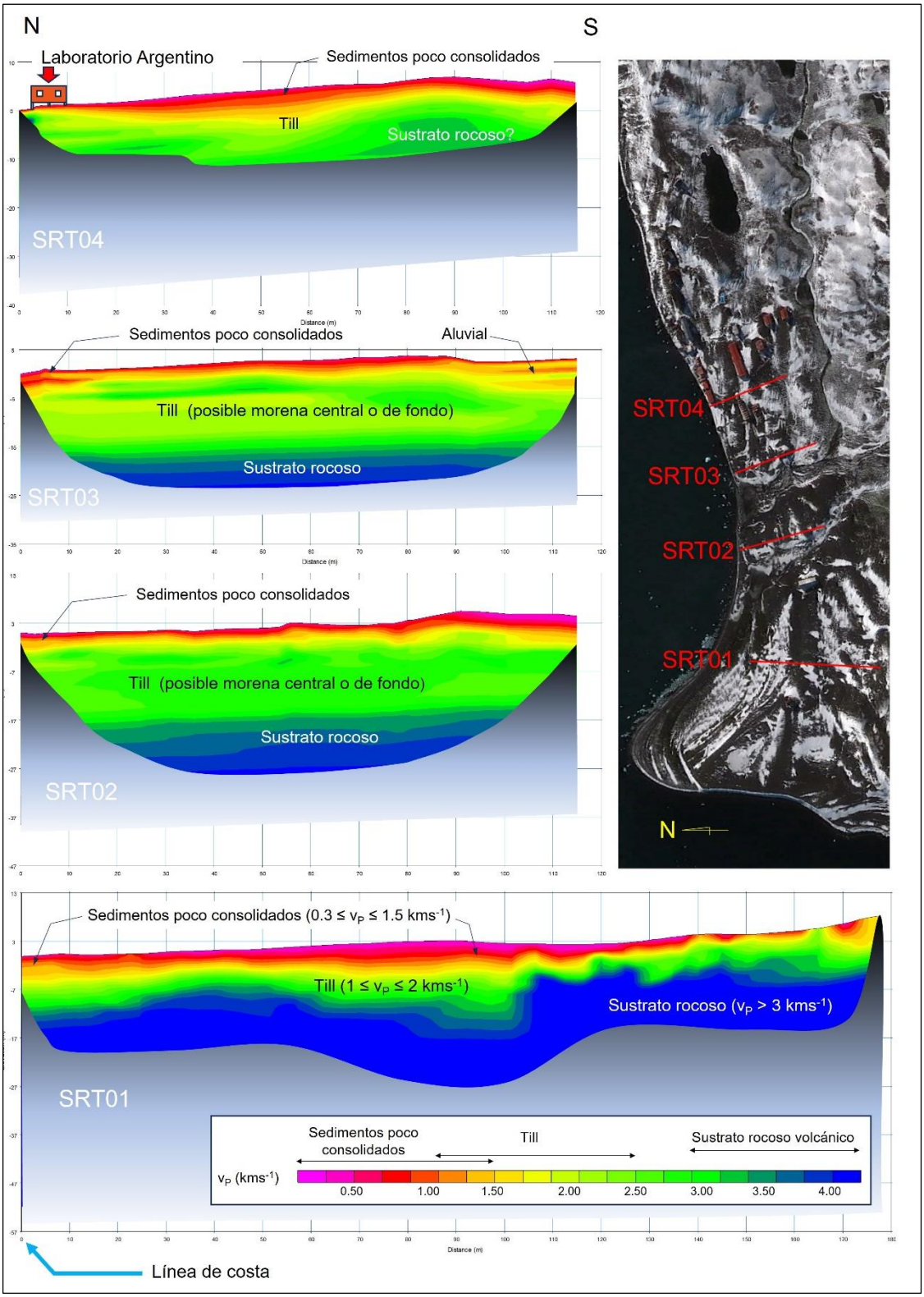


Figura 5.13: Perfiles de tomografía sísmica de refracción.



Figura 5.14: principales unidades geomorfológicas en el entorno de la base Carlini.

El sistema hídrico subterráneo se considera como un sistema supra-permafrost activo e integrado durante el verano austral, con una dirección general de descarga hacia la caleta Potter (Silva Busso y Yermolin, 2014). Puede considerarse que la cuenca posee un acuífero libre con una red de flujo bien integrada durante el periodo estival, que recibe una recarga directa por infiltración de las precipitaciones en forma de nieve o de la ablación de dichas nieves y hielos (Silva Busso y Fresina, 2004). A partir de la una campaña de investigación preliminar mediante técnicas de tomografía eléctrica de resistividades (ERI-*electrical resistivity imaging*) a lo largo de un perfil perpendicular a la línea de costa, sobre la misma traza del perfil sísmico SRT04 (Figura 5.13, Figura 5.15) se ha podido constatar la circulación de aguas subterráneas, cuyo nivel piezométrico puede localizarse a profundidades de entre 1 a 2 m respecto de la superficie topográfica.

Si bien la interpretación de un único perfil ERT como el ERI01 (Figura 5.15) debe ser tomada con cautela, para no llevar a sobre interpretaciones, la imagen de resistividades permite identificar algunos elementos reseñables que, por otra parte, pueden ser calibrados pues se dispone también de los datos sísmicos y de las observaciones de campo.

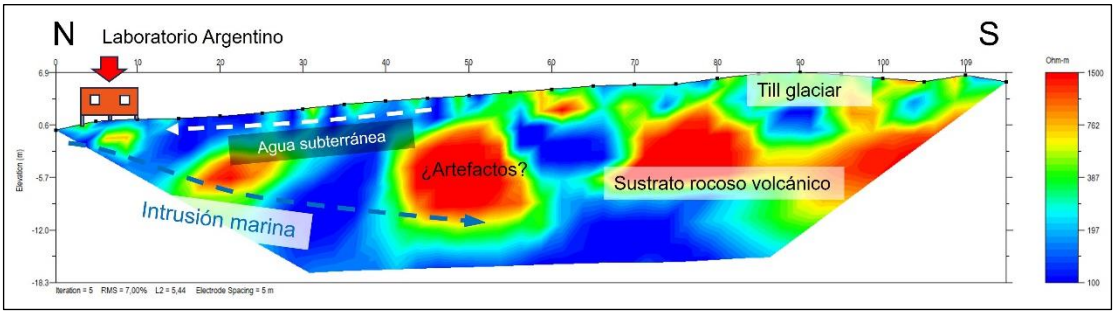


Figura 5.15: Resultados de la tomografía eléctrica de resistividades ERI01, llevada a cabo sobre la traza del perfil SRT04.

Como tendencia general, la resistividad es menor en el extremo N, más próximo a la línea de costa y mayor en dirección opuesta. Los depósitos de till aflorante en el sector presentan unas resistividades del orden de 200 a 500 Ωm. Por debajo se situaría el sustrato rocoso que presenta una resistividad superior a 500 Ωm. La potencia de los depósitos de till estimada en base a la sísmica es del orden de 5 a 10, aumentando en dirección a la línea de costa. Cabe señalar que la imagen de resistividad presenta importantes artefactos de inversión en la parte central. Se desconoce con certeza la causa que produce esos artefactos, pero podría estar relacionada con la presencia de bloques de dimensiones importantes. Dejando a un lado los artefactos, la resistividad desciende a valores < 200 Ωm hacia el sector N, lo que podría ser interpretado como los efectos de la intrusión marina de agua salada, bajo el ámbito de la base. En este caso, los bajos valores de resistividad estarían enmascarando la resistividad elevada del sustrato rocoso. Los valores de baja resistividad situados en los tramos superficiales de la mitad norte del perfil se interpretan como el resultado de la circulación de agua subterránea, favorecidas por la presencia de depósitos marinos de arenas y gravas, pero que también discurre a través de los depósitos de till.

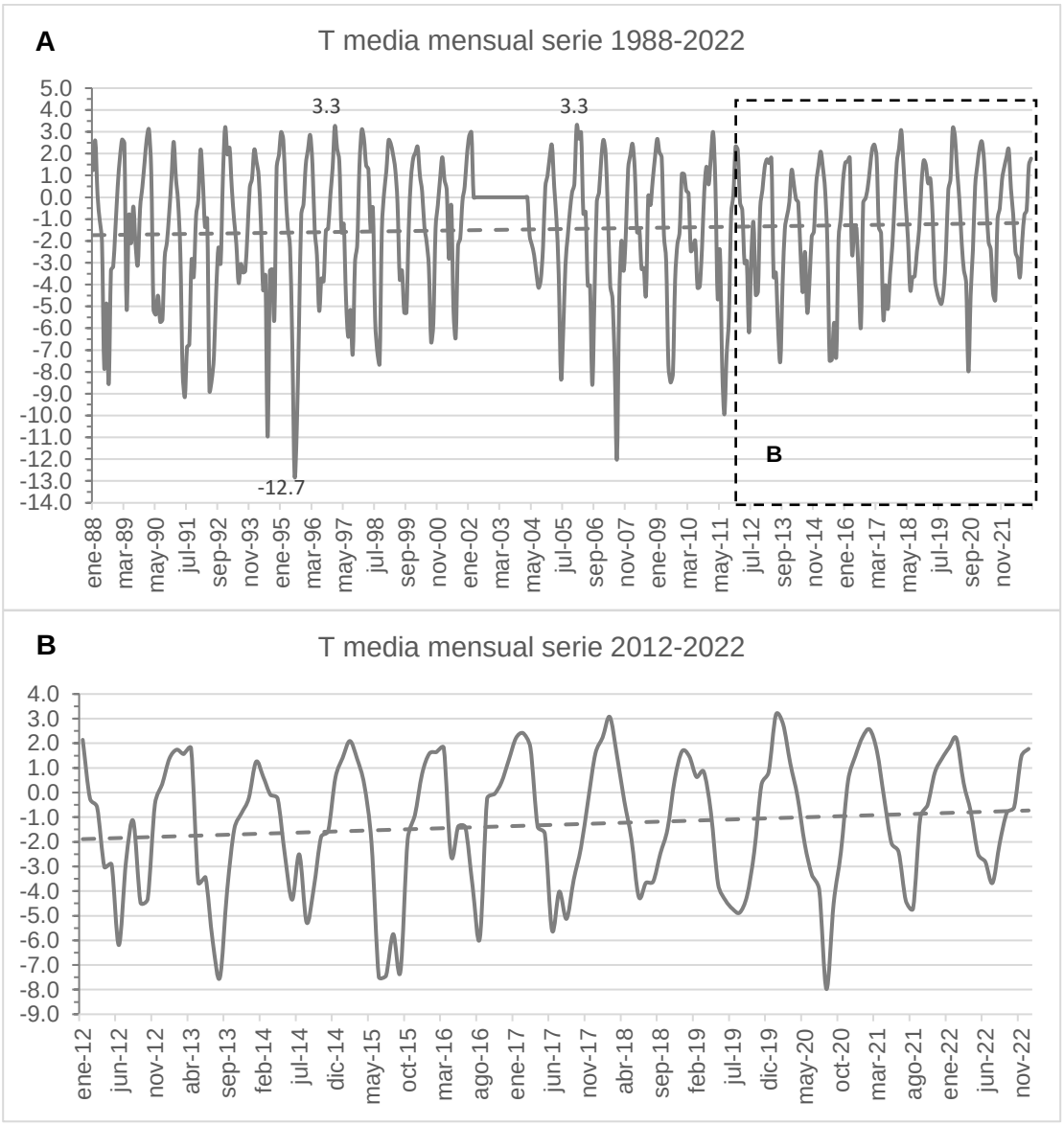
Poco se puede decir respecto a la posible presencia de permafrost, todo y que este perfil es el que se realizó a una mayor altura respecto al nivel del mar. El permafrost se caracteriza por presentar valores de resistividad muy elevados, incluso superiores a los 5 kΩm. Por tal motivo, de localizarse, este lo debería de hacer por debajo de los 3 a 5 m, dado que por encima las bajas-medias resistividades no son compatibles con la presencia de permafrost.

5.5.3 Clima

Como se mencionó anteriormente el clima y en especial las temperaturas son un factor fundamental en progreso de los procesos erosivos en la zona de estudio por dos motivos (1) el congelamiento de la capa activa inhibe los procesos erosivos de origen fluvial y marino y (2) puede controlar las tasas de concentración de hielo marino que, una vez formado, puede limitar la acción erosiva del mar sobre las costas.

Los datos climáticos disponibles de la zona de estudio corresponden a los registrados por la Estación Meteorológica del Servicio de Meteorológico Nacional (SMN) de Argentina ubicada en la base Carlini. Los registros de temperatura desde el año 1988 indican que el promedio de temperaturas medias mensuales es de T_m= –1,5° C con una $T_{mín}$ = –12,7° C (07/1995) y una $T_{máx}$ = +3,3 °C (01/1997 y 01/2006) para la serie 1988-2022. En este período la tendencia de MAAT presenta un incremento de +0,27 °C/década (**Figura 5.16**a). Sin embargo, para la última década la tendencia al calentamiento es drásticamente mayor, siendo de un orden de magnitud superior, ya que el análisis indica una tasa de aumento de 1,3°C/década (**Figura 5.16**).

Se registraron los datos de temperatura del terreno a partir de un sistema de monitoreo en dos sitios distintos de la base (Figura 5.3), en un sitio se instalaron dos sensores a profundidades de -65 y -95 cm (T1 y T2 respectivamente) en la zona costera y en otro sitio se instalaron otros dos sensores a profundidades de -95 y -105 cm (T3 y T4 respectivamente) en la zona norte de la base, con el objetivo de establecer las relaciones con la temperatura del aire (**Figura 5.16**6c). Por otro lado, puede apreciarse que la incidencia de la temperatura atmosférica es muy grande en los registros de los T1, T3 y T4 para los cuales las curvas de temperatura se asemejan fuertemente a la línea de tendencia media móvil con período 8 de la temperatura atmosférica hasta principios de mayo, a partir de allí los valores de temperatura de suelos permanecen constantes alrededor de los 0°C luego de la disminución fuerte de la temperatura atmosférica con un mínimo de -6,05 °C, situación que se mantiene hasta fines de junio, donde los sensores registran descensos con un pico negativo de casi -1°C para el T3, luego de un descenso brusco de temperaturas atmosféricas con un mínimo de -13,04ºC. El T2, que corresponde a la localización más próxima a la línea de costa y que se encuentra a mayor profundidad que el T1 registra un patrón de tempera constante ligeramente > 0ºC durante todo el verano y otoño austral. A partir de junio cambia esta tendencia y comienza a registrar valores de temperatura negativa y de mayor amplitud, mostrando un patrón análogo al de los otros termistores.


A
T media mensual serie 1988-2022
3.3
3.3
-12.7
B
B
T media mensual serie 2012-2022

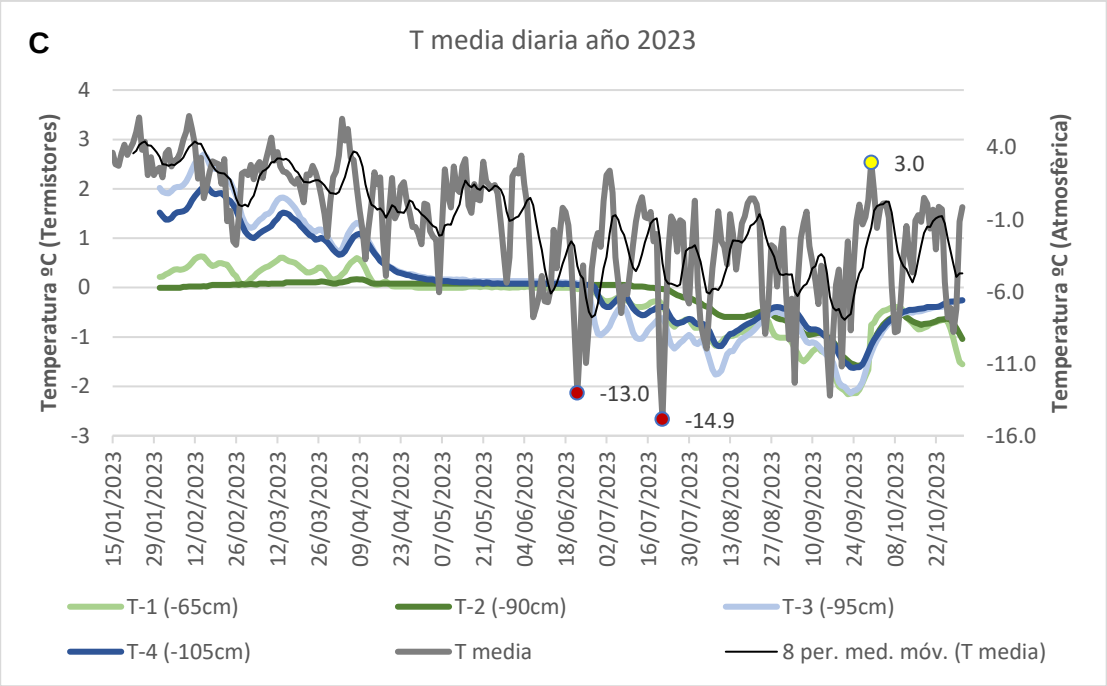


Figura 5.16: Datos climáticos y su incidencia en la temperatura del suelo. A) Temperatura media mensual atmosférica serie histórica desde 1988 al 2022; B) Temperatura media mensual atmosférica serie 2012-2022. C) Temperatura del suelo a distintas profundidades (T1, T2, T3 y T4) y Temperatura media diaria atmosférica (y la representación de la media móvil). Las escalas de las Temperaturas del suelo y las atmosféricas son distintas para su mejor visualización.

Con respecto a la duración y ciclicidad de la formación del *landfast ice* marino, si bien no se han podido obtener imágenes multitemporales para el estudio de detalle del proceso, se conoce por referencias previas del desarrollo cíclico del mismo y se han obtenido fotografías del congelamiento del presente año (2023) el cual tuvo una duración menor a un mes y no llegó a congelarse completamente (**Figura 5.17**.





Figura 5.17: Secuencia de congelamiento de la superficie del mar y concentración de hielo marino en la Caleta Potter entre los días 08/08/2023 al 13/08/2023.

5.6 Discusión

Son varios los aspectos a considerar en el análisis de la erosión costera observada en el entorno de la Base Carlini en las últimas décadas. Las observaciones recientes indican que las tasas de erosión podrían ser del orden de –18,5 cm/año. Estas tasas están un orden de magnitud por debajo de las registradas en algunas costas del Ártico (Günther et al., 2013), que registran valores de –2,2 m/año y que habrían escalado por encima de –5,5 m/año en tiempos recientes. Las tasas registradas no estarían tan alejadas de las que se estiman como promedio para las costas de permafrost que presentan un promedio de –0,5 m/año. No obstante, cabe indicar que la Caleta Potter presenta un oleaje de amplitud limitada y está al abrigo de la fuerza de los temporales que si baten con mayor energía las costas más abiertas de la Isla. Por lo tanto pueden ser más elevadas de lo que cabría esperar para un contexto de fiordo antártico.

5.6.1 Disminución del hielo marino

El 50 % de los ~17.850 km de costa de la Antártida ha estado desprotegida de hielo marino durante el verano austral (de enero a marzo) en los últimos 40 años (Reid y Masson, 2022). La caleta Potter Cove está generalmente libre de hielo durante el verano austral, de octubre/noviembre a junio, (Griffith y Anderson, 1989, Yoon et al., 1997). Los modelos y observaciones globales indican que el retroceso de los campos de hielo de la región antártica produce descargas frías en el océano, que favorecerían el desarrollo de hielo marino que, a diferencia del ártico (Landy et al., 2022), está aumentando en superficie (Ashley et al., 2021; Liu et al., 2023). Pero una observación más detallada de los datos revela patrones temporales en esa tendencia. En concreto, Liu et al. (2023) observaron que la tendencia general de aumento de concentración de hielo marino presenta un ciclo

temporal de aumento/disminución en periodos de 8–16 años, debida a aspectos climáticos globales, y que esa ciclicidad explicaría la clara tendencia a la disminución en el hielo marino observada en el periodo 2014–2018 para la región antártica, y que ha establecido un mínimo histórico en 2023, con la menor extensión registrada durante el periodo de satélites (Purich y Doddridge, 2023). Esa tendencia fue también registrada en la Caleta Potter, tal y como indica la secuencia de fotografías tomadas desde la costa, y que indicarían que una cobertura de hielo marino sólo parcial y de duración del orden de sólo un mes (**Figura 5.17**.

No obstante, también es posible observar patrones espaciales y estacionales en las tendencias de crecimiento y concentración de hielo. Amplios sectores de la región de la Península Antártica escapan de la tendencia general y han registrado tasas de descenso en la superficie de hielo marino del orden de –0,32%/año para el periodo 1979–2020 (Reid y Masson, 2022). A nivel local también se observan cambios significativos, pues mientras que las costas de los océanos Índico, Pacífico y Mar de Ross quedan expuestas al oleaje en un periodo de sólo unos 50 días/, en algunos sectores de la Península antártica bañados por los mares Amundsen-Bellingshausen y Weddell el periodo aumenta hasta los 300 días/año e incluso a todo el año. La extensión total de las costas expuestas al oleaje descendió a razón de –10 a –30 km/año, en la mayor parte del litoral antártico, pero la tendencia fue claramente positiva (+40 km/año) para las costas de mares de Amundsen-Bellingshausen (donde se emplazan las Islas Shetland del Sur), especialmente a partir de los 1990s (Reid y Masson, 2022). Esta disparidad en las tendencias dificulta los análisis globales, por lo que resulta necesario contar con mayores datos para poder realizar diagnósticos y predicciones más robustas. Sin esos diagnósticos, la sostenibilidad de la infraestructura antártica y de las regiones frías en general estará amenazada.

Para el caso de la Isla King George, al NO de la Península Antártica se observa una clara anticorrelación entre la temperatura y los índices de concentración de hielo (SIC) (ca. –0,7), marcadamente superior a la que se muestra al SE de Península Antártica, en el Mar de Wedell (Figura 5.18a), lo que sugiere que el SIC tiene aquí un fuerte control en la temperatura local y no tanto en aspectos relacionados con la climatología y circulación oceánica a nivel más global (Liu et al., 2023).

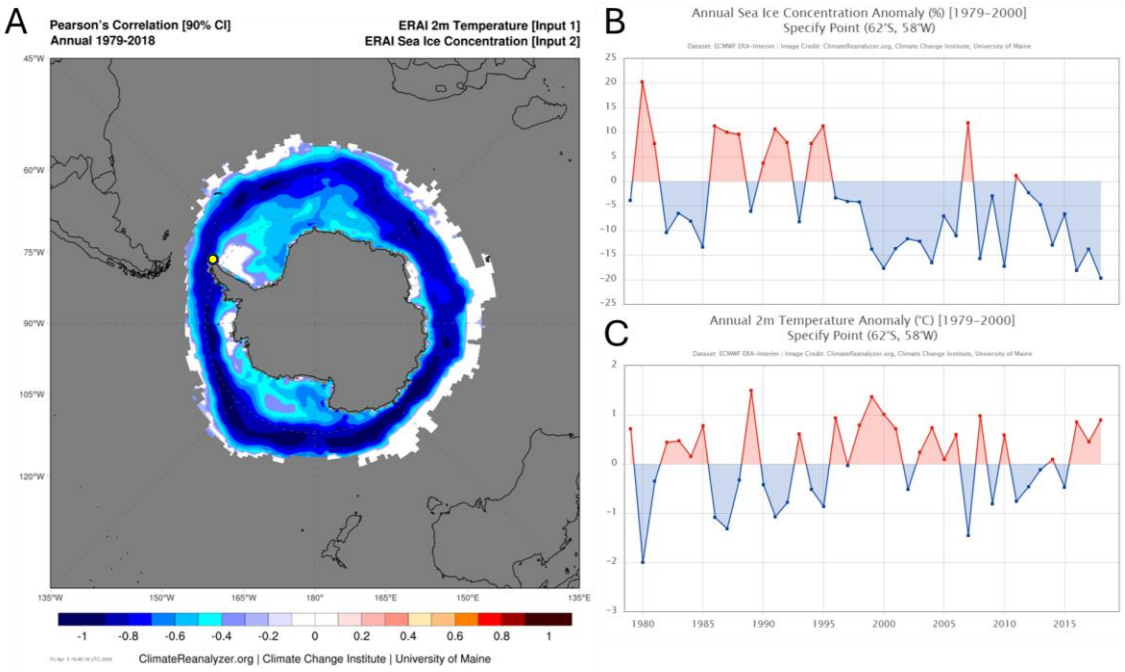


Figura 5.18: Relación entre la temperatura local y el índice de concentración de hielo marino (%SIC), para el periodo 1979-2019. (A) índices de correlación (Pearson) entre la temperatura a 2m y el SIC para la región antártica. El punto amarillo indica la posición de la caleta Potter (B) Anomalía en % del SIC para la Caleta Poter (62.24ºS, 58.66ºW) y (C) Anomalía en la temperatura a 2 m para el mismo periodo (fuente datos de temperatura: ECMWF *European Reanalysis Interim* (ERAI) [0.75°x0.75°]; datos de SIC: *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC); créditos imagen ClimateReanalizer, Climate Change Institute, University of Maine.

Esta observación podría justificar el porqué las tasas de erosión marina se habrían acelerado a consecuencia del calentamiento reciente en este sector. Por otra parte, un análisis detallado de los datos de temperatura y SIC revelan que las anomalías negativas en el SIC son más agudas a partir de 1995 (Figura 5.18b), y especialmente a partir de 2010, periodo en el que a pesar de alternarse anomalías positivas y negativas en la temperatura del aire (Figura 5.18c), las anomalías en el SIC son recurrentemente negativas llegando a alcanzar –20% en la actualidad. Esta aparente desconexión en la evolución del SIC respecto de la temperatura local podría interpretarse de diferentes formas, podría ser debida a que el régimen de circulación atmosférica y oceánica tiene ahora un mayor control, o que los efectos del calentamiento reciente habrían superado algún umbral que provoca efectos no reversibles en la dinámica de concentración de hielo, al menos en el corto plazo. La serie temporal es aún reducida para poder realizar diagnósticos más rigurosos pero, en todo caso, las anomalías negativas en el SIC coinciden con un probable periodo de aceleración en la tasa de erosión litoral reciente, por lo que resulta plausible proponer relaciones causa-efecto. En este sentido numerosos escenarios climáticos apuntan a que la duración de la temporada de hielo marino seguirá disminuyendo en el futuro, debido a la pérdida de la capa de pack de hielo adyacente, el calentamiento del aire y de la temperatura de la superficie del mar y el aumento de las precipitaciones y las temporales (Chemke,

2022; Fraser et al., 2023), por lo que las tasas aceleradas de erosión costera actuales deberán ser tenidas muy en cuenta en el diseño, mantenimiento y gestión de las infraestructuras en esta región.

5.6.2 Factores geomorfológicos

La reconstrucción de los cambios eustáticos durante el MIS5e (Marine Isotope Stage (MIS) 5e) muestra como la variación en el nivel del mar ha estado marcada por eventos de aumento rápido a escala de metros, causados por la inestabilidad de los campos de hielo (Blanchon et al., 2009 y sus referencias). Estas observaciones indican que las tendencias eustáticas generales durante los interglaciares pueden verse alteradas por diversos factores. Los pronósticos que derivan de las posibles analogías entre el MIS5e y MIS1 son poco optimistas, dado que la actual etapa de calentamiento podría derivar en comportamientos similares que aquellos que causaran los aumentos súbitos en el nivel del mar. Sus potenciales impactos podrían ser catastróficos a nivel global, sobre el 2100 (Hearty et al., 2007; Blanchon et al., 2009).

El nivel del mar se situaba del orden ~120 por debajo del nivel actual en el LGM (Fairbanks, 1989). La reconstrucción de la variación eustática desde ese momento de *lowstand* presenta más incertezas, dado que las morfologías que podrían haber registrado los cambios se encuentran mayoritariamente sumergidas (p.ej. Roqué et al., 2021). No obstante, algunas de dichas morfologías sí han emergido, como efecto del rebote glacio-isostático (p. ej. Fretwell et al., 2010; Gowan et al., 2020). En ausencia de glacio-isostasia o cuando las tasas de levantamiento no superan las de ascenso eustático, la tendencia general es de transgresión marina, donde el RSL asciende. Pero donde el levantamiento isostático igual y supera al eustático, el RSL experimenta un descenso y se dan las condiciones de regresión marina. Esta son las condiciones que se han venido dando en amplios sectores de la Península Antártica.

Las evidencias geomorfológicas observadas en los depósitos marinos elevados presentes en la Caleta Potter indican que las tasas se habrían igualado sobre ~8.000 a 7.000 cal yr. BP, en el que se habría registrado un *highstand* en el RSL local del orden de +12 a 13 m sobre el nivel actual, para luego descender a razón de –3,9 mm/año. Durante este periodo, los sistemas sedimentarios litorales habrían dado secuencias deposicionales de tipo *falling stage systems tract* (FSST) (Plint y Nummedal, 2000), que corresponderían a los depósitos de regresión marina que se acumularon después del inicio de la caída en el RSL del siguiente aumento del RSL. Este modelo sedimentario explicaría la distribución de los

niveles de playa levantados, en los que los niveles más continentales y elevados serían los más antiguos, habiendo progradado éstos hacia niveles más jóvenes y de menor elevación, en dirección al mar. La terraza marina excavada en el sustrato rocoso aflorante en el sector NE de la base Carlini sería también un testimonio de la regresión marina. Las tasas de descenso del RSL se habrían ralentizado significativamente hacia 1900 cal yr. BP (Pallàs et al., 1997; Fretwell et al., 2010; Lindhorst and Schutter, 2014) hasta los –0,3 mm/año (Roberts et al., 2011), lo que indica que se estaría alcanzando un equilibrio entre las tasas de levantamiento isostático y eustático. Esta nueva situación en el RSL habría provocado un cambio en la secuencia sedimentaria (Posamentier, et al, 1988), que habría pasado de ser FSST a ser de tipo *lowstand systems tract* (LST) o *late lowstand systems tract* (Posamentier y Allen, 1999). En esta situación la sedimentación habría pasado de ser progradante a agradante, de modo que los nuevos sedimentos de playa se habrían depositado sobre los niveles más jóvenes de la serie FSST. En este sentido las observaciones realizadas en la Caletta Potter para el periodo 2010-2023 sugieren la secuencia sedimentaria podría haber superado el estadio LST y estaría respondiendo a un modelo de tipo *transgressive systems tract* (TST), en la que los niveles de playa actual se depositarían en un modelo de retrogradación. Estos niveles se depositarían sobre una superficie transgresiva, que coincidiría con el techo de la secuencia LST, en ausencia de erosión, o como es el caso, la superficie transgresiva corresponde a una superficie erosiva, que afecta tanto a los niveles de playa más antiguos y al sustrato de till glaciar sobre el que se asientan. En este caso, la erosión costera podría ser considerada como un geoindicador de que la tasa de ascenso eustático supera al levantamiento isostático en la Caleta Potter en la actualidad.

Los factores que habrían provocado el cambio de tendencia podrían ser de tipo isostático: se estarían alcanzando el equilibrio en el reajuste glacio-isostático; climático: el calentamiento reciente y la aceleración en el deshielo continental estaría acelerando el ascenso eustático; o una combinación entre ambos. En este sentido, observaciones geológicas y arqueológicas indican que el nivel medio del mar se mantuvo casi estable durante los últimos 2 a 3 milenios (Lambeck et al., 2010). No obstante los mareógrafos, disponibles desde finales del siglo XIX, han registrado un aumento significativo del nivel del mar durante el siglo XX, especialmente desde 1950, con una tasa media de +1,7 mm/año durante los últimos 50 años (Church y White., 2006). El aumento se ve confirmado por la medición global del nivel del mar a partir de la altimetría satelital desde principios de 1993, la cual muestra un aumento casi lineal a un ritmo de +3,4± 0,4 mm/año (Nerem et al. 2010; Cazenave et al. 2014; Ablain et al. 2015), un valor significativamente superior al

promedio de las últimas décadas. Las variaciones eustáticas pueden responder a cambios de temperatura, que puede causar la expansión térmica del agua, así como a los trasvases entre las aguas marinas y continentales (Cazenave, 2011). El calentamiento reciente tendría un control en ambos aspectos, pues habría causado un aumento por expansión térmica y por la aceleración en las tasas de trasvase de hielo continental al océano. Hock et al. (2009) estiman que sólo dicha descarga podría suponer un ascenso de +0,22 mm/año. La región antártica habría contribuido en un 28%. Pritchard y Vaughan (2007) registraron una aceleración del 12% de los glaciares para el periodo 1992–2005. Esto por sí solo resultó en una contribución anual al aumento del nivel del mar de +0,047 ± 0,011 mm/año). Estas tasas de levantamiento eustático (+ 3,4 mm/año) son ya superiores a las registradas de descenso en el RSL para los últimos 2 ka (–0,3 mm/año (Roberts et al., 2011)). Teniendo en cuenta que la tasa de descenso en el RSL se habría venido ralentizando a medida que se recuperaba la deformación glacio-isostática y que el calentamiento reciente ha experimentado una aceleración notable en los últimos años, todo parece indicar que el RSL está en una dinámica de ascenso en la península antártica, lo que favorecería los procesos de erosión costera observados, en un contexto de regresión marina.

5.6.3 Factores geotécnicos

La costa en el entorno de la Base Carlini está formada de materiales con características mecánicas contrastadas. En el sector NE aflora el sustrato rocoso de rocas cristalinas que, aunque se encuentran fracturadas, presentan una resistencia mecánica elevada, como ha puesto de manifiesto las altas velocidades de propagación sísmica, superiores a los v_p ~3–4 kms^{-1}. Esas propiedades las hace mucho más competentes frente a la erosión marina. No obstante, la acción marina sí ha tenido capacidad para excavar terrazas marinas, la más patente localizada sobre ca. +5 a 5,5 m s.n.m. Esa morfología particular indica un estadio estable de RSL, en el que la acción sostenida en el tiempo del oleaje, temporales y mareas, así como probablemente la abrasión del paquete de hielo marino contra la costa, habrían erosionado el litoral rocoso. Dicho nivel podría tener una edad relativa análoga al nivel de playa levantada situado en el mismo rango de elevación y que es del orden de ~1,9 ka cal BP. Reseñable es que esa fecha registra el cambio de tendencia en el descenso del RSL, a partir del tiempo de exposición de la roca los procesos litorales se incrementó significativamente.

En el sector sur de la Base Carlini, los niveles de playa se asientan sobre los depósitos de till. Estos presentan unas características resistentes claramente inferiores a los de la roca,

con velocidades sísmicas $v_p < 2$ kms^{-1}. Lon tramos más superficiales y poco consolidados, presentan velocidades sísmicas muy bajas ($0{,}3 < v_p < 2$ kms^{-1}). A pesar de que su espesor es limitado (de 1 a 5 m), son estos materiales los que soportan la acción de las corrientes marinas (oleaje, marea y temporales). Sus bajas características mecánicas hacen que, a pesar de que la altura de olas en la caleta sea baja en el sector de la base, la acción del oleaje tenga capacidad erosiva, hasta excavar bermas de temporal de varios cm de desnivel. La diferencia en la competencia de los distintos materiales que conforman la costa tiene también un papel en la geometría de la línea litoral. Dicha geometría es cóncava hacia el mar en forma de bahía o ensenada, donde está compuesta por sedimentos detríticos, mientras que es convexa y más escarpada donde lo que aflora es la roca, poniendo de manifiesto un marcado control litológico en la configuración de la línea de costa.

Dada la elevación a la que se encuentra la isoterma anual de –2ºC en la península Potter, las condiciones óptimas para el desarrollo del permafrost continuo sería por encima de los 100 m s.n.m. (Silva-Busso y Yermolin, 2014). Por debajo, el permafrost es discontinuo, disperso o no se encentra. Los edificios de la BC se encuentran por debajo de la cota 20 m s.n.m. hasta alcanzar la línea de costa, por lo que la se estaría en la transición de permafrost discontinuo o disperso. La presencia de permafrost no ha podido ser confirmada (ni descartada) mediante la exploración geofísica. Los valores de resistividad (demasiado elevados) y de velocidad sísmica (demasiado bajos) no son compatibles con la presencia de hielo (*ground-ice*) en el entorno de la base. En caso de encontrarse, éste lo debería de hacer a profundidades por debajo de los 15 m en la zona de costa e inferiores, del orden de 5 m, hacia los 60-70 m de distancia de la costa. A partir de dichas cotas, la resistividad aumenta notablemente en algunos sectores ($\rho > 1$ kΩm), y las velocidades sísmicas son sí compatibles con la presencia de hielo ($v_p > 3$–4 kms^{-1}). No obstante, ese comportamiento geofísico también podría corresponder al sustrato rocoso, por lo que los datos geofísicos no son concluyentes aquí. En todo caso, todo parece indicar que sólo bajo las partes más elevadas de la base podría darse la presencia de hielo. No obstante estos sectores quedan alejados más de 60-70 m de la línea de costa, por lo que quedan desconectados de las dinámicas erosivas litorales.

Los registros del monitoreo de temperatura en el suelo sí indican temperaturas por debajo de 0ºC. Pero los valores por encima de 0ºC sólo se dan en el invierno-primavera australes (desde junio), y el suelo permaneció descongelado durante el verano y otoño en toda la profundidad registrada (hasta 1,05 m). Esto indicaría que la capa activa tendría en el momento actual un espesor superior a 1,05 m, a elevaciones próximas a los 10 m s.n.m. Teniendo en cuenta que esa fue la profundidad máxima de instalación de los termistores,

la potencia de la zona activa podría ser superior. Puntos de observación adicionales y mayor profundidad de instalación se requeriría para poder caracterizar el espesor real de la capa activa. En este sentido, el patrón de temperatura observado en las dos estaciones de control es distinto. Si bien los termistores T3 y T4 (localizados en la estación más alejada de la línea de costa) reflejan las típicas condiciones de temperatura en un ambiente periglaciar, en el que la temperatura del subsuelo sigue una tendencia similar, aunque amortiguada, a la temperatura del aire y, con una inercia térmica que aumenta en profundidad, el patrón es distinto para la otra estación adyacente al litoral. En este caso, el termistor T1 localizado a una profundidad (–65 cm) menor que los T3 (–95 cm) y T4 (–105 cm), presenta una inercia térmica superior, es decir, muestra una amplitud térmica inferior. Esto puede ser debido a las condiciones locales de instalación, dado que los T3 y T4 están instalados en un taladro exterior, mientras que los T1 y T2 lo están en un taladro alojado en un sótano, mucho más aislado de los agentes atmosféricos. Más anómalo es el patrón observado para el T2, alojado a 90 cm de profundidad. Dicho termistor ha mostrado una temperatura constante próxima a 0ºC o ligeramente superior a lo largo de toda la estación de verano-otoño, pero, desde el inicio del invierno, en el que las temperaturas del aire descienden por debajo de –5ºC, presenta un patrón de variación de temperaturas semejante al resto. Durante el periodo ha registrado una tempera mínima de –2,1ºC similar al T3 que se aloja a una profundidad equivalente. Esta desviación en el patrón de temperaturas se interpreta como el efecto del mar sobre la temperatura del suelo. La hipótesis es que mientras la temperatura del aire no desciende por debajo de los ca. –5ºC, es la temperatura del mar la que controla la temperatura del subsuelo en la franja litoral. Una vez superado ese umbral de temperatura, el agua marina intersticial se congela y es la temperatura del aire la que gobierna las variaciones térmicas.

El monitoreo de las temperaturas mediante termistores se ha mostrado una herramienta útil para conocer la distribución de las temperaturas y sus patrones temporales. Este resulta un aspecto clave para gestionar los posibles riesgos asociados al colapso de las estructuras e infraestructuras en entornos fríos, dado que el descongelamiento del tiene efectos adversos en las características resistentes de los materiales (Lewkowicz and Harris, 2005; Harris et al, 2009; Oliva and Ruiz-Fernández, 2015; Patton et al., 2019). Los potenciales efectos son la merma en la resistencia frente a la compresión y al corte, así como el aumento de las presiones intersticiales, que puede llegar a anular las fuerzas friccionales del suelo y conducir a la licuefacción.

Aunque no será objeto de análisis en este caso, los episodios colapso de lagos glaciares como los sucedidos hace 500 años podrían repetirse en el futuro (Birkenmajer 1998; del Valle et al., 2004). Dichos lagos están habitualmente sostenidos por el permafrost, tanto por su base como lateralmente que contribuye a que se den las condiciones para la contención de las aguas. En el actual régimen de calentamiento reciente y degradación acelerada del permafrost, es posible que esta capacidad se vea significativamente reducida, situación que podría inducir el drenaje de los lagos. Dos situaciones se podrían dar, una primera en la que se produjera un drenaje progresivo de las aguas por pérdida de la capacidad confinante del permafrost, o una segunda en que esta pérdida de drenaje condujera a una rotura y colapso y liberación catastrófica de aguas y sedimentos, con connotaciones mucho más severas en materia de riesgo.

Por lo tanto, los potenciales efectos del calentamiento reciente y su posible evolución deberían ser tenido muy en cuenta en el diseño de las edificaciones e infraestructuras antárticas, dado que el aumento de temperatura en los ambientes fríos puede comprometer el desarrollo sostenible de estos entornos en el futuro (Teufel y Sushama, 2019; Ran et al., 2022; Hjort et al., 2022).

5.7 Conclusiones

Los datos meteorológicos registrados en la Base Carlini indican que, desde 1988 a la actualidad, la MAAT presenta una tendencia al incremento de +0,27 °C/década. Este aumento se habría acelerado en un orden de magnitud en la última década, hasta alcanzar +1,3°C/década. El monitoreo de la temperatura del suelo indica que este aumento tiene un efecto significativo en la temperatura del suelo. Dichas temperaturas permanecieron por debajo de 0ºC en la franja de los 0,6 a 1,05 m únicamente durante el invierno-primavera austral, por lo que la capa activa es superior a 1,05 m en el momento actual. Los datos también revelan que, además de la temperatura del aire, el flujo de agua marina controla la temperatura en la franja litoral (la mantiene constante ligeramente por encima de los 0ºC) durante las estaciones de verano-otoño, y no es a partir de temperaturas del aire por debajo de –5ºC en las que la temperatura del aire quien controla la del subsuelo.

Los datos geofísicos apuntan a que la probabilidad de encontrar núcleos de hielo significativos en el subsuelo de la Base Carlini es baja, para profundidades por encima de 15 m en la franja litoral y de 5 m en las partes elevadas de la base. A partir de dichas profundidades, la resistividad y las velocidades de propagación sísmica aumentan significativamente, lo que podría ser compatible con la presencia de hielo. No obstante, la

geofísica no es concluyente en este caso porque el sustrato rocoso volcánico podría presentar un patrón geofísico similar. Los datos geofísicos también revelan que las propiedades mecánicas de los materiales que configuran las costas en el entorno de la Base Carlini presentan diferencias notables. El sector norte está compuesto por rocas duras de gran competencia frente a la erosión marina, mientras que el sector sur está formado por materiales poco consolidados y erosionables de till glaciar y niveles de playa, cuya potencia puede alcanzar los 15 m.

Uno de los principales impactos del calentamiento reciente en el entorno de la Base Carlini es la erosión costera, que podría haberse acelerado durante la fase reciente de calentamiento hasta alcanzar valores de –18,5 cm/año, que parecen elevados para el contexto de un fiordo antártico. Son varios los factores que podrían haber causado esta aceleración. Por un lado, existen evidencias geomorfológicas que apuntan a que las tasas de levantamiento eustático podrían haber igualado e incluso superado las de levantamiento glacio-isostático en este lugar, de modo que el nivel relativo del mar (RSL) estaría experimentando un ascenso en el momento actual. Esto supone un cambio de tendencia respecto los últimos 7.000-8.000, en los que el RSL descendía. Esa inversión en la tendencia habría inducido un cambio en la secuencia sedimentaria, de modo que los procesos de progradación (crecimiento de costa) sostenidos durante los últimos milenios serían ahora de retrogradación, con el resultado de erosión en la línea de costa.

Por otro lado, la región de las Shertland del Sur está experimentando un descenso en el índice de concentración de hielo marino, a diferencia de otras regiones en las que dicho índice está aumentando debido a las descargas de hielo continental en los océanos. Esto es especialmente acusado para el hielo de tipo *landfast ice* marino, que es el que se desarrolla adosado a la línea de costa y tiene escasa movilidad. Este descenso se manifiesta en una reducción en los días en las que dicho hielo protege las costas de la acción del oleaje y temporales, por lo que éstas son ahora mucho más vulnerables a la erosión costera, que habrían visto aceleradas sus tasas de destrucción de costas en tiempos recientes.

Los factores geotécnicos también controlan las dinámicas de erosión costera. El entorno litoral de la Base Carlini está configurado por materiales de calidades distintas. En el sector norte afloran las rocas duras del sustrato volcánico, y la morfología de la costa es más escarpada y dominan las formas escalonadas de terraza marina. En el sector sur, afloran los materiales de till glaciar, mucho menos competentes frente a la erosión costera. En este caso la morfología es en forma de suave ensenada, que registra una mayor tasa de erosión

que el sector norte. Es el sector sur el que mejor registra el cambio en la secuencia deposicional, pues sobre ella sedimentan los cordones de crestas litorales (*beach ridges*) progradantes, que han dado paso a morfologías erosivas de berma de temporales, así como al inicio de una nueva playa retrogradante. En el sector norte, la terraza marina localizada al nivel ca. +5 m podría ser el mejor registro de la desaleración en la tasa de descenso del RSL, hace unos 1900 años. Esa desaceleración, junto con el ascenso eustático debido al calentamiento reciente, podrían ser las causas preparatorias de la erosión litoral actual.

La investigación llevada a cabo aquí pone de manifiesto que los entornos litorales antárticos son sistemas especialmente vulnerables frente al calentamiento reciente, dado que sus sistemas hidro-geomorfológicos muestran una respuesta muy rápida frente a los cambios ambientales. Uno de estos impactos es la aceleración en las tasas de erosión costera. Teniendo en cuenta que el litoral antártico soporta la gran mayoría de infraestructuras científicas y logísticas en la región, y que las proyecciones climáticas apuntan a una tendencia de calentamiento en el futuro, la sostenibilidad de su desarrollo se verá amenazada en las próximas décadas. Una mayor conocimiento y comprensión de las dinámicas naturales y su evolución pueden resultar clave para diseñar las mejores estrategias de resiliencia y adaptación al calentamiento de este entorno tan sensible. En este sentido, metodologías de caracterización y cuantificación de procesos como son la investigación geomorfológica, la geofísica y el monitoreo de variables, como las temperaturas del suelo, pueden ser especialmente para contribuir en este conocimiento.

Capítulo 6

6 Caso de estudio en ambiente periglaciar de altas latitudes. Bahía de López Bertodano, Isla Vice comodoro Marambio (Seymour), Antártida.

6.1 Introducción

La isla Marambio está ubicada aproximadamente a unos 250 Km al norte del Círculo Polar Antártico, en el sector norte del Mar de Weddell (56°7′ O y 64°2′ S) y pertenece al archipiélago James Ross. El estudio de detalle se realiza en el sector central de la isla, hacia el norte, donde se encuentra una amplia Bahía de aguas someras denominada Bahía de López Bertodano (BLB) (**Figura 6.1**).

El relieve que la isla presenta es bajo, en el cual la zona más elevada se ubica hacia el este y corresponde a una meseta cubierta hacia el tope por depósitos de Till que alcanza los 190 m s.n.m., allí se emplaza la Base Antártica Argentina Vice comodoro Marambio.

El sector costero de la Bahía de López Bertodano, ubicado en el sector centro-norte, está formado por una serie de terrazas marinas elevadas del orden de 2 a 5 ms.n.m. (Zinsmeister, 1980), en una de las cuales se sitúa el Laboratorio Lic. Valverdú (LV), denominada habitualmente Casa de Botes (CB), ya que se utiliza entre otras cosas, para realizar investigaciones marinas y desde allí se despliegan las embarcaciones. Actualmente las terrazas marinas presentan procesos de erosión fluvial y costera significativos, que ponen a las edificaciones que conforman el laboratorio en una situación de riesgo geológico.

El objeto de la investigación en este caso de estudio es caracterizar la dinámica hidrogeomorfológica que controla los procesos erosivos. Para ello integra técnicas de reconocimiento geomorfológico, geotécnico, geofísico y monitoreo de la temperatura del suelo, además del análisis de fotografías históricas y actuales que registran los cambios ocurridos en el periodo 2010-2023.

Los objetivos específicos de la investigación corresponden a (1) caracterizar en detalle los procesos geomorfológicos vinculados a la erosión, (2) analizar el comportamiento geotécnico de los materiales afectados y, (3) estudiar las variaciones de temperatura y su relación con la variación del permafrost y la formación del hielo marino.

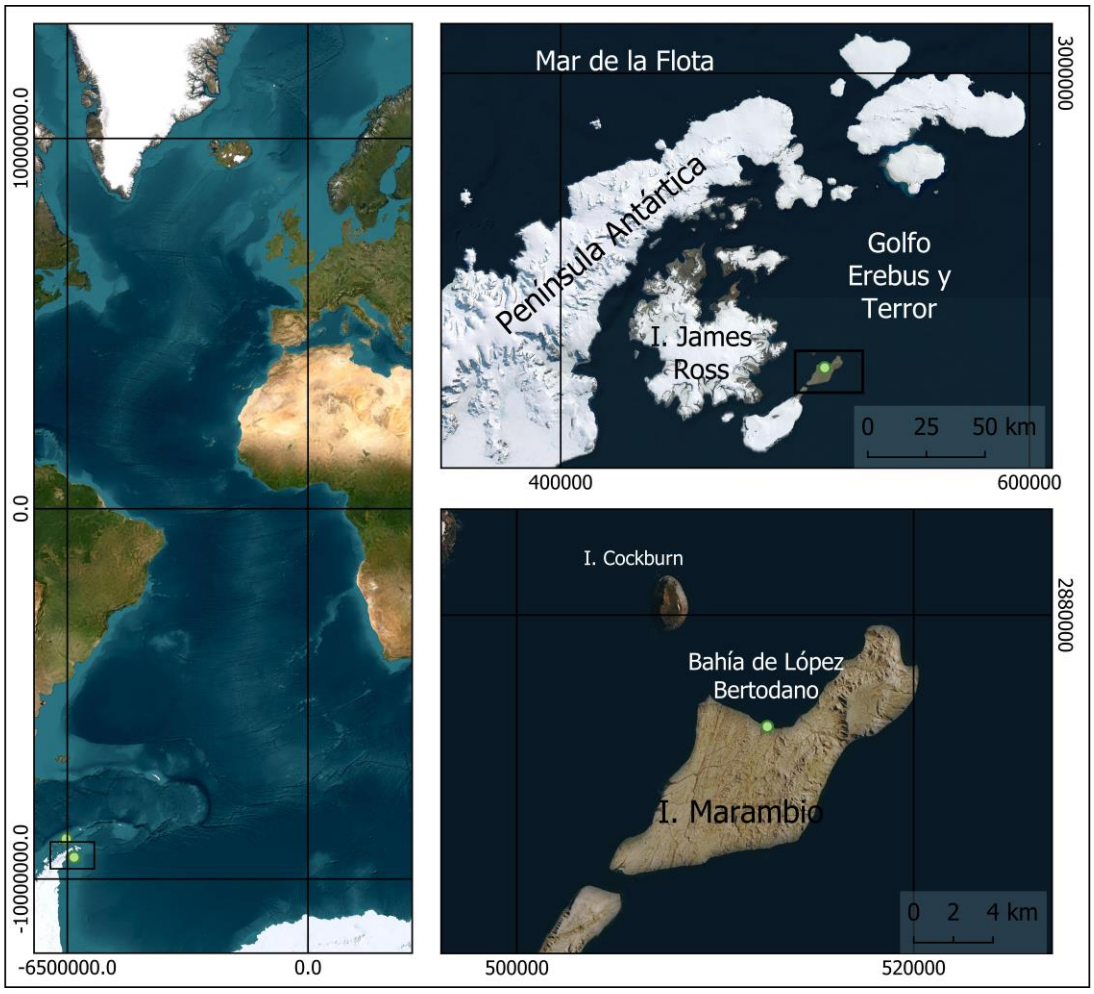


Figura 6.1: Ubicación del área de estudio. Fuente de imagen base: ESRI Satellite. Proyección mapa global: WGS 84 / Pseudo-Mercator. Proyección Mapa local: WGS 84 / UTM zone 21S.

6.2 El rápido calentamiento y su relación con el aumento de las tasas de erosión

Como ya se ha mencionado en el capítulo anterior (Capítulo 5), la Península Antártica es uno de los lugares de la Tierra que registra mayores tasas de calentamiento en la actualidad (Vaughan et al., 2003; Meredith and King, 2005; Turner et al., 2016). Dicho calentamiento tiene impactos muy significativos en las dinámicas erosión-sedimentación, especialmente en ambientes fríos con desarrollo de permafrost, como es el caso de la Isla Marambio.

Existen numerosos estudios en el hemisferio norte que dan cuenta del efecto que tiene la degradación del permafrost sobre los procesos de erosión hídrica superficial y erosión de costas, que se intensifican de forma notable.

La termoerosión (thermo-erosion) definida como la erosión del permafrost rico en hielo por la acción térmica y mecánica combinada de agua en movimiento (Goudie, 2004) es un proceso que se desarrolla en la región central de Siberia donde se observa un retroceso excepcional de las márgenes fluviales de hasta 40 m por año debido a una combinación de erosión térmica y mecánica, en la cual el descongelamiento del hielo dentro de un medio poroso reduce la resistencia de los sedimentos descongelados y produce un suelo no cementado fácilmente erosionable (Costard et al., 2003).

Otros ejemplos son el desarrollo de barrancos de termoerosión (*Thermo-erosion gullies*) que son una de las formas más comunes de degradación abrupta del permafrost (Kokelj y Jorgenson, 2013) y generalmente se asocian a la presencia de redes poligonales de cuñas de hielo donde los canales interconectados pueden canalizar el agua de escorrentía (French, 2007). Estos procesos se desarrollan en altas latitudes árticas de Canadá (p ej. Godin et al., 2014; Gagnon et al., 2024).

Si bien las investigaciones de este tipo en la Antártida son menos frecuentes, existen antecedentes que dan cuenta de la degradación del permafrost y su relación con el sistema fluvial, por ejemplo, la presencia de termoerosión en el sector de Dry Valleys, en Antártida Occidental (Levy et al., 2008).

En cuanto a la dinámica costera, existen muchos trabajos que describen los procesos de playa, la sedimentación costera, la morfología costera de las diversas costas del mundo (p. ej. Bird, 2000; Komar, 1976; Woodroffe, 2002). Sin embargo, solo unas pocas publicaciones abordan explícitamente las costas de clima frío (p. ej. John y Sugden, 1975; Viles y Spencer, 1995, Walker, 1998; 2005). El carácter distintivo de este ambiente es que los procesos marinos litorales se ven afectados, en diversos grados, por la presencia de hielo marino o permafrost, o ambos (French, 2018).

Uno de los efectos del aumento de temperaturas en ambientes polares y subpolares es que favorece los procesos de erosión litoral de diferentes maneras. La ocurrencia de mecanismos de termoerosión costera que generan acantilados costeros con características geomorfológicas de las costas ricas en hielo, como es el caso de la costa oriental de Siberia en el mar de Laptev, Rusia, son responsables de una aceleración en las tasas de erosión recientes, que fueron al menos 1,6 veces más altas que la media a largo plazo. (Günther et al., 2013).

Por otra parte, Lantuit et al. (2013) advierten que es probable que el cambio climático y, en particular, la reducción asociada de la extensión mínima del hielo marino afecte la velocidad

a la que se retiran las costas no consolidadas ricas en hielo, lo que tendrá impactos en la infraestructura costera y el medio ambiente cercano a la costa.

Además, el aumento relativo del nivel del mar debido a cambio climático favorece los procesos erosivos de las áreas costeras tanto en zonas de playa, como en costas de tipo acantiladas (Bird, 1996), aunque esta afectación no es exclusiva de zonas de altas latitudes.

Las montañas de la Península Antártica actúan como una barrera, lo que da lugar a claras diferencias climáticas entre la costa oeste, con un clima marítimo modulado por variaciones en la extensión del hielo marino del mar de Bellingshausen, y la costa este, influenciada por condiciones persistentes del pack de hielo marino, dentro del Mar de Weddell en un clima pseudo-continental, más frío, sin embargo, los datos climáticos indican un aumento de la temperatura a ambos lados de la península (Skvarca et al., 1998).

El rápido aumento de temperaturas del aire en la región correspondiente a la Península Antártica es consistente con los datos climáticos registrados por la estación meteorológica de la base Marambio (perteneciente al Servicio Meteorológico Nacional de Argentina) ubicada a 6 km al este-noreste de la BLB. El análisis de los datos indica que hay un aumento de la temperatura media de 1,7°C en los últimos 50 años (+0,34 °C/década) y que esta tendencia se ve incrementada en un orden de magnitud para la última década para la cual se estima un aumento de +2°C/década.

Las terrazas marinas de la Bahía de López Bertodano se ven afectadas por procesos geomorfológicos con una tendencia a la degradación por erosión, relacionada con procesos marino litoral, fluvial y criológico, este último afecta negativamente al comportamiento geotécnico de los materiales geológicos. Los acantilados formados por el escarpe de las terrazas marinas vienen experimentando en las últimas décadas un retroceso que alcanzó tasas medias de 0,97 m/año y tasas máximas de hasta 1,33 m/año (Zinsmeister,1979), obtenidas para el periodo 1975-1978 en la bahía López de Bertodano (entorno de Cross Valley).

Por otro lado, la red de drenaje superficial muestra evidencias de aumento de las tasas de erosión desarrollando incisiones de la red de drenaje superficial y abarrancamiento que afecta a los materiales del borde de las terrazas y erosión lateral de los bordes de canal.

La isla Marambio se encuentra libre de glaciares, por lo cual dominan los procesos de tipo periglaciar. En este sentido, el caso de estudio tiene un especial interés dado que los

procesos periglaciares son particularmente sensibles a los mencionados aumentos de temperatura.

Según estudios en la zona la erosión parece estar relacionada con un mayor deshielo de la capa de permafrost y la acción sutil pero generalizada de los témpanos de hielo, debida probablemente a una alta insolación que favorece el derretimiento de la capa de permafrost, además, debido a la naturaleza relativamente no consolidada de los materiales geológicos que forman los acantilados marinos del oeste, los cuales son susceptibles a la erosión (Zinsmeister,1979).

Además, los procesos geomorfológicos con tendencia a la erosión se ven intensificados y debido a las características geotécnicas de los materiales geológicos y la disposición de las unidades geológicas, generan un aumento del nivel de riesgo geológico ya que el peligro de erosión afecta las obras de infraestructura correspondientes al Laboratorio Valverdú (o Casa de Botes-CB) que son fundamentales para el desarrollo de actividades científicas en el sector norte y oeste de la isla Marambio.

6.3 Contexto hidrogeomorfológico

La zona de estudio está ubicada en la unidad morfoestructural denominada Cuenca de James Ross, rellena por materiales siliciclásticos de edades comprendidas entre el Jurásico Superior y el Neógeno (Montes et al., 2019) la cual, desde el punto de vista geológico es considerada por del Valle et al. (1992) como el extremo norte de la Cuenca Larsen (MacDonald et al., 1988), clasificada como una cuenca de retroarco y desarrollada tras un arco magmático activo (Elliot, 1988; del Valle et al., 1992; Hathway, 2000). Su historia se relaciona con la subducción de la Placa del Pacífico y placas asociadas, debajo de la Placa Antártica (Elliot, 1988).

La isla Marambio está formada por los sedimentos más modernos que rellenaron la Cuenca James Ross de los cuales afloran en la zona de estudio los correspondientes a la Fm. López de Bertodano (Rinaldi et al., 1978) formada por areniscas finas y lutitas arenosas de edad cretácica (unidad Maastrichtiense), a la Fm La Meseta (Rinaldi et al., 1978) formada por arenas y lutitas grises de edad Eocenas (Ypresiense inferior) y depósitos superficiales cuaternarios con contenidos variables de gravas, arenas y limos.

Desde una perspectiva geomorfológica, la zona de estudio está ubicada en un ambiente donde se desarrollan tres procesos geomorfológicos principales: el fluvial, el geocriogénico

(periglaciar y paraglaciar), el marino litoral y de forma secundaria y asociado a este último el proceso gravitatorio.

El sistema hídrico superficial se alimenta fundamentalmente de dos orígenes: la ablación de las precipitaciones níveas y el aporte del acuífero libre estival (Silva Busso et al. 2000 y Silva Busso, 2003), al que se le suma en la zona de estudio la ablación de los heleros permanentes y semimpermantentes que se desarrollan sobre las laderas y en menor medida las precipitaciones pluviales ya que el clima es subpolar, árido, con una precipitación pluvial casi nula (Campbell y Claridge, 1987).

El acuífero libre estival mencionado a su vez depende del aporte de la fusión de la capa activa del permafrost local y sus variaciones que da lugar al agua supra-permafrost (Silva Busso et al., 2013) y de la infiltración de aguas de ablación y precipitación.

En la Antártida el ambiente marino litoral está influido, además de las variaciones del nivel del mar (eustatismo), por el rebote isostático producido por el decrecimiento y fusión de los glaciares y casquetes de hielo (Lambeck y Chappel, 2001) (glacio-isostasia).

A partir del retiro de los glaciares de la isla se inicia un rebote glacio-isostático que da lugar a la presencia de terrazas marinas elevadas que corresponden a depósitos de antiguas playas elevadas y desconectadas de la dinámica litoral actual (Nozal et al., 2019) en la BLB.

Esta circunstancia sumada a la orientación de la costa respecto al grado de insolación (norte), su grado de exposición a los vientos dominantes (Corte, 1982) que inducen oleaje y corrientes de deriva litoral, sumado a la batimetría circundante que apenas alcanza los 3 m en la zona más profunda, son factores considerados como determinantes en la morfogénesis y evolución litoral, las cuales dan lugar al desarrollo de acantilados de tipo activo para este sector (Zinsmeister, 1976, 1979; Malagnino et al.,1981).

La Casa de Botes se asienta sobre una plataforma que constituye el techo de una de las terrazas marinas mencionadas, elevada algunos metros sobre el nivel del mar. La terraza está limitada al sur por un frente montañoso y su piedemonte, y al norte por un acantilado activo, que corresponde al escarpe erosivo de dicha terraza. Al pie del escarpe se emplazan una playa y una planicie fangosa que se extiende hacia el *offshore* (**Figura 6.2**).

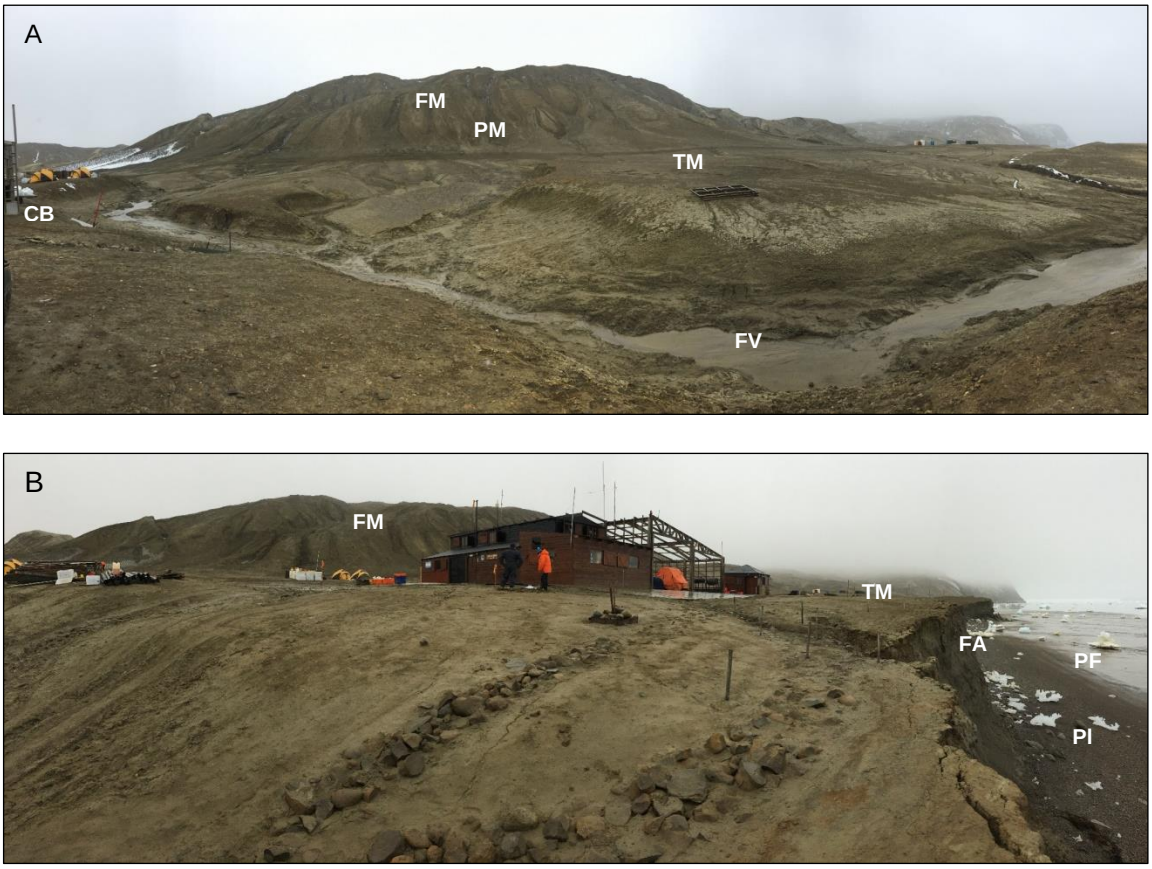


Figura 6.2 : Contexto geomofológico de detalle de la Casa de Botes y sus inmediaciones. (A) Vista hacia el sur, FM) Frente montañoso, PM) Piedemonte, TM) Terraza marina, FV) Fondo de valle, LV) Laboratorio Valverdú; (B) FM) Frente montañoso, TM) Terraza marina, FA) Frente acantilado, Pl) Playa, PF) Planicie fangosa CB) Casa de botes.

El régimen de mareas en este entorno del Mar de Weddell es mixto preponderantemente semidiurno, con una oscilación mareal media que apenas supera los 2 m; 2,26 m en mareas vivas de sicigia y 0,78 m en las de cuadratura o mareas muertas (Tabla de Mareas, zona Antártica SHN-1990). No obstante, más recientemente (SHN, 2022) el propio Servicio de Hidrografía Naval corrige al alza el valor de las mareas de sicigia hasta los 3,28 m y a los 1,78 m las de cuadratura.

6.3.1 Características del permafrost

En la Antártida el ambiente periglaciar se restringe a las zonas libres de glaciares y heleros permanentes (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**), tal es el caso de la i sla Marambio ya que se ubica en una región que se encuentra en una sombra de precipitación lo cual favorece que las islas de la región tengan menos cobertura de nieve y de hielo que otros sectores de la península a excepción de las islas Shetland del Sur (Chaparro et al., 2007). En este sentido, se destaca la ausencia de glaciares y de nieves

permanentes durante el verano en la isla Marambio (Silva Busso et al., 2000). Esta particularidad para la zona favorece el dominio de los procesos de tipo periglaciar.

La isla Marambio se encuentra en una zona de permafrost de tipo continuo, en el cual la presencia de hielo subterráneo solo ocurre dentro de la parte superior del permafrost (Ermolin et al. 2004). En cuanto al espesor, si bien no existen perforaciones profundas, en base a estudios de resistividad geoeléctrica (Fournier et al. 1990; Fukuda et al. 1992) sugieren un espesor de permafrost de alrededor 200 m para el sector de mesta, mientras que Borzotta y Trombotto (2004) sobre la base de SEV proponen un espesor de permafrost de 250m para la meseta de la Isla y finalmente Silva Busso et al. (2000), Silva Busso y Ermolin (2007) y Silva Busso (2009) ajustan estos valores entre 55-120 m de espesor en las zonas de meseta y submeseta y de escasos metros en zonas costeras (criopeg) a partir del uso de técnicas geoeléctricas.

En la isla Marambio el permafrost es mayoritariamente de tipo seco (entre 3-7% de hielo subterráneo) (Silva Busso et al., 2013) con un porcentaje de hielo subterráneo de 8 a 14 % para los materiales geológicos de la zona de trabajo (BLB).

En lo que respecta al momento de formación del hielo, el permafrost puede ser clasificado en epigenético, cuando el permafrost se desarrolla luego de la depositación del sedimento o roca huésped, o singenético en el caso de la formación simultánea del permafrost y la sedimentación. Un tercer caso, denominado poligenético, corresponde a un mismo permafrost constituido por las dos primeras (French, 2018).

En nuestro caso de estudio, el permafrost es fundamentalmente de tipo epigenético y se desarrolla a partir de la ocurrencia de depósitos modernos de edad Cuaternaria, esta formación epigenética ocupa alrededor de 87 % de la superficie de la isla (Silva Busso et al., 2013) e incluye la zona de estudio (terrazas marinas de la BLB), la presencia de hielo de este permafrost se restringe a la parte alta de este, con crioformaciones epigenéticas que ocurren hasta una profundidad de 6 a 8 m (Ermolin et al. 2004).

El permafrost singenético se encuentra en las áreas de acumulación cuaternaria con hielos enterrados o de infiltración (Ermolin, 2009) fuera del área de trabajo.

6.4 Metodología

Para llevar adelante la investigación se realizaron estudios a escala geotécnica que son complementados con una caracterización a escala geomorfológica de detalle y datos de

temperatura de suelos que permiten definir un modelo de evolución para el conjunto. El estudio de detalle se basa en la ejecución de ensayos in-situ correspondientes a Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) y de penetración dinámica de cono liviano (DCPL). Además, se tomaron 4 muestras para determinar las características de los materiales geológicos desde una perspectiva geotécnica mediante la realización de ensayos de laboratorio (Figura 5.3). Estos trabajos se realizaron en el marco de la Campaña Antártica de Verano del año 2020. Los detalles sobre el enfoque metodológico y los detalles de las técnicas aplicadas pueden consultarse en el Capítulo 2.

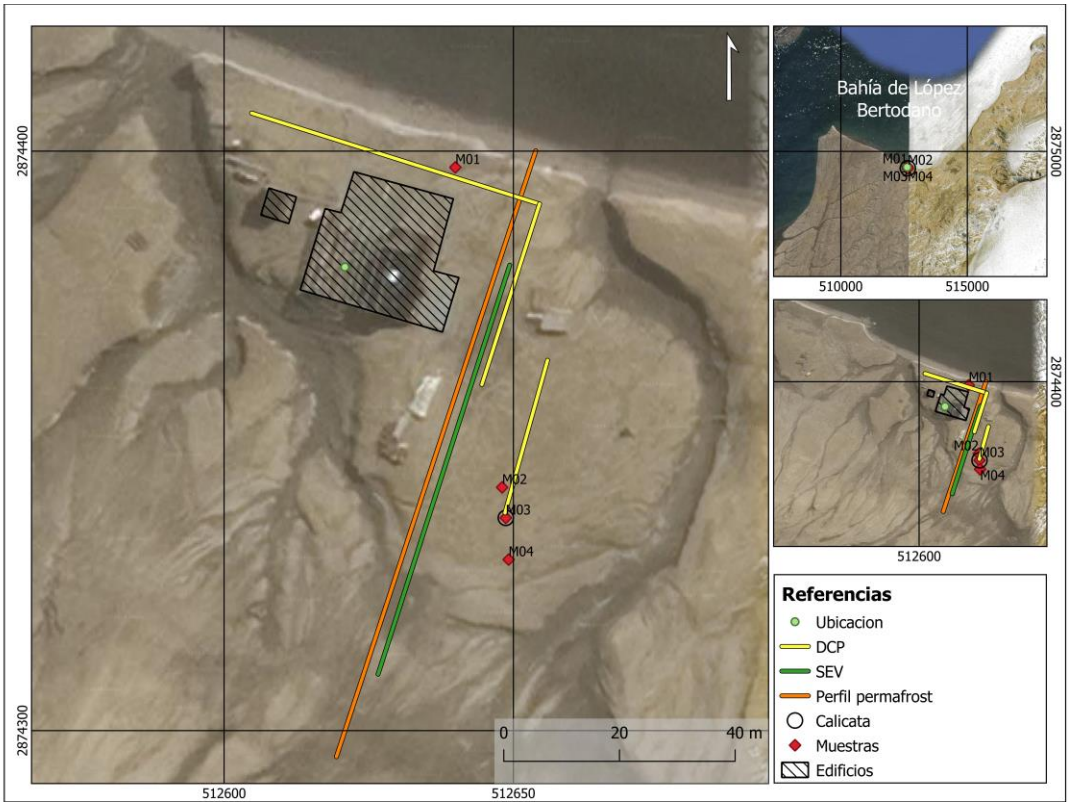


Figura 6.3: Mapa de ubicación de los ensayos in-situ y localización de muestras

6.5 Resultados

6.5.1 Geomorfología

El régimen de mareas mencionado controla en parte el proceso fluvial dado que actúa como nivel de base. Este proceso desarrolla una serie de cursos de diseño dendrítico, con la zona de cabeceras ubicada al sur en un área elevada que constituye un relieve de

cuestas y resaltes de diques, una zona de erosión y transferencia donde genera depósitos de fondo de valle y una zona de depositación formada por abanicos aluviales y deltas.

En la zona de erosión y transferencia los cursos de agua disectan la plataforma de la terraza dando lugar a terrazas independientes. Además, la erosión fluvial se desarrolla sobre las terrazas dando lugar a una degradación de estas, en este sentido las terrazas se clasifican en dos tipos: (1) Terrazas bien preservadas y (2) Terrazas degradadas (Figura 6.4).

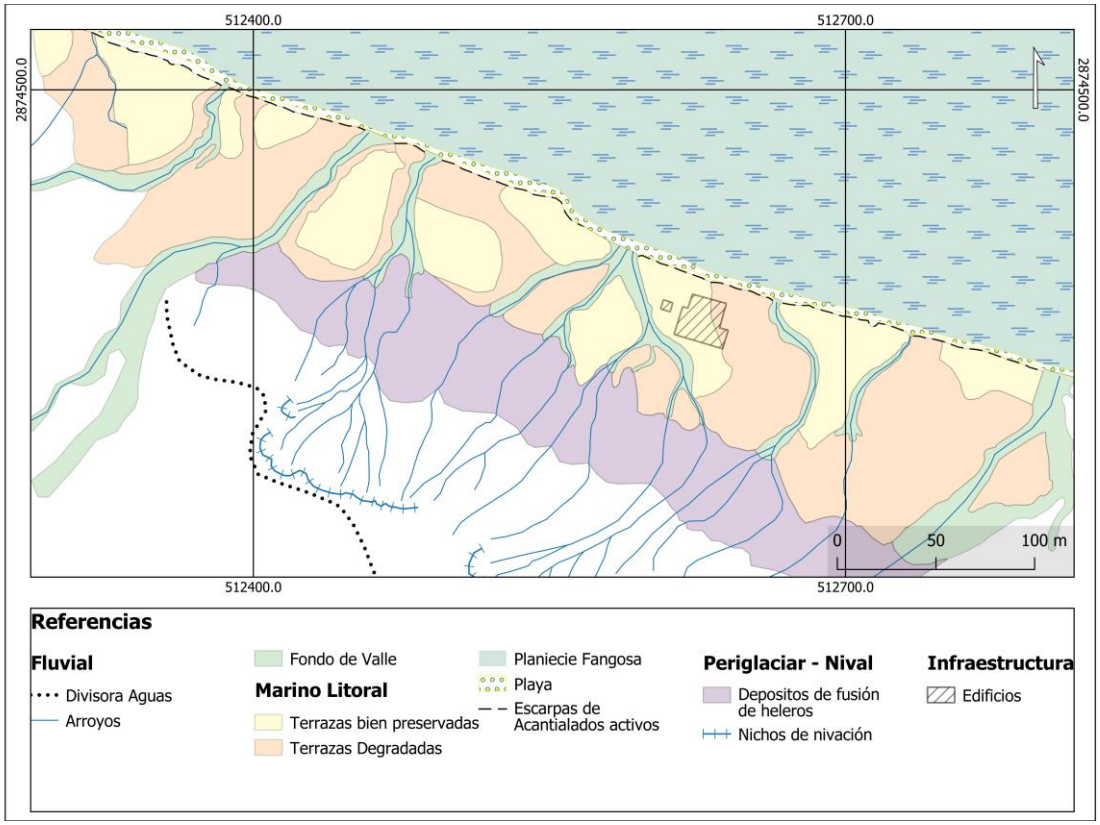


Figura 6.4: Mapa Geomorfológico, con la ubicación de los edificios

El proceso geocriogénico da lugar a la presencia de nichos o circos de nivación en las zonas elevadas y criopedimentos y terrazas de nivación sobre el frente montañoso (Nozal et al., 2019).

6.5.1.1 Acantilado marino y movimientos gravitatorios asociados

El estudio de detalle del acantilado activo indica que el escarpe de la terraza es sub-vertical y presenta distintas alturas en función de la erosión hídrica desarrollada sobre la misma, lo cual se evidencia en el terreno como leves ondulaciones. El frente del escarpe queda limitado lateralmente por los torrentes procedentes del frente montañoso, configurando una

sección de 67 m de longitud. La altura máxima es de 4,9 m en el extremo NO de la terraza y una atura mínima de 3,5 m al NE, coincidiendo con el lateral del arroyo ubicado al E (Figura 6.5 A).

Al pie del escarpe se desarrolla un talud (*talus*) cuyo espesor varía considerablemente a largo del frente. Está formado por el desprendimiento de material y por depósitos de movimientos en masa, donde los más recientes presentan alturas métricas alternando con sectores con alturas centimétricas o inexistentes, en los cuales el material ha sido movilizado por deriva litoral (Figura 6.5 B).

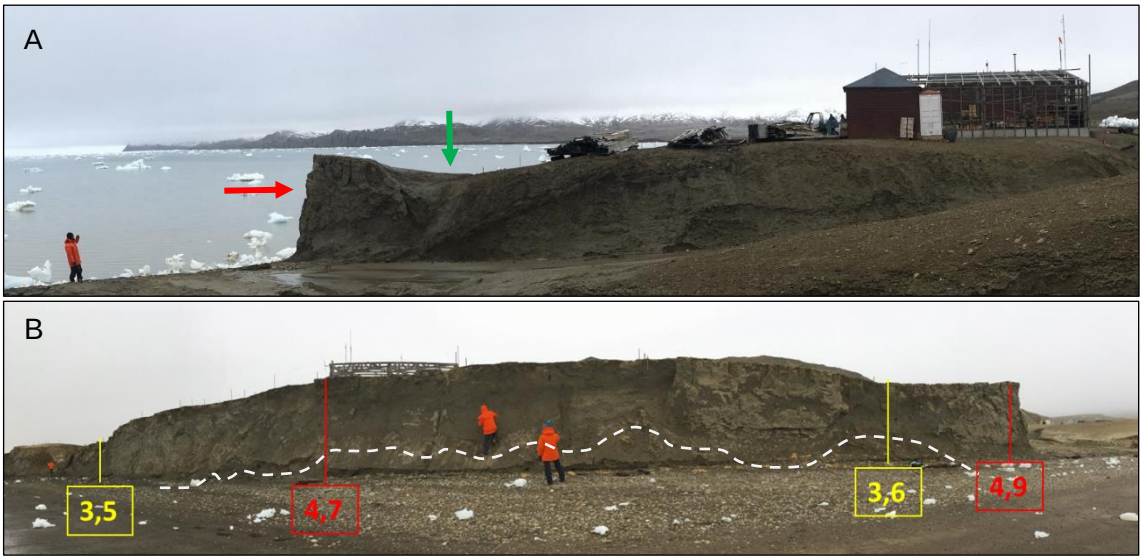


Figura 6.5: Frente acantilado. A) Vista desde el oeste donde se observa la altura máxima del escarpe (indicado con flecha roja) y las ondulaciones sobre la terraza (flecha verde); B) Vista desde el N del frente del escarpe con distintas alturas (la foto se encuentra distorsionada por ser de tipo panorámica) en línea punteada el se indica el talud.

Si bien la bahía presenta un ambiente marino litoral de baja energía por su configuración, orientación y amplia planicie fangosa, el embate de olas con sedimentos finos en suspensión y en ocasiones con témpanos de hielo, favorecen los procesos de socavación al pie del talud, y la consecuente redistribución del material a lo largo de la costa.

Esta situación actúa como un factor desencadenante de movimientos en masa del frente acantilado, y en su conjunto dan lugar al retroceso de la línea de costa. Los factores condicionantes más conspicuos de los movimientos gravitacionales asociados al retroceso del acantilado son:

- El relieve dado por la escarpa sub-vertical de 4,5 m de altura promedio aproximadamente.

- La litología en la cual domina fundamentalmente la sedimentita de la Fm. López Bertodano (unidad 1 en apartado siguiente), aunque juega también un rol importante la cobertura conglomerádica (unidad 3 en apartado siguiente) debido a su elevada permeabilidad.

- En menor medida, la estructura dada por las discontinuidades que, si bien están presentes, debido a la baja competencia de los materiales no controlan los movimientos en masa.

Por otro lado, los factores desencadenantes corresponden a:

- Socavación al pie del acantilado

- Variación en las condiciones hidrológicas en época estival dada por:

  - Las precipitaciones pluviales

  - El aporte de agua debida al derretimiento y percolación de la nieve y hielo superficial a través de la unidad 3 que es permeable.

  - Aporte de agua líquida por fusión de la capa activa

- Derretimiento del hielo marino adosado a la base del acantilado, generando grietas y planos de debilidad

En función de los mencionados factores, los movimientos gravitacionales que se desarrollan corresponden a dos tipos fundamentalmente: desprendimientos y deslizamientos.

Respecto de los mecanismos de ruptura corresponden al de rotura plana y rotura curva. Las evidencias encontradas para determinar el tipo de movimiento y los mecanismos de rotura de estos corresponden a morfología de la cicatriz o zona de arranque y a la posición de una serie de estacas (dispuestas previamente para la determinación de la velocidad de retroceso del acantilado) (Figura 6.6).

Una vez ocurrido el movimiento en masa, se genera una descompresión del material de la escarpa, la cual se ve intensificada una vez removido el material al pie, dando lugar a la presencia de grietas de tracción, las cuales actúan como superficie de ruptura.

El desarrollo de estos procesos corresponde al siguiente modelo (cíclico): 1) Descongelamiento del hielo marino, 2) Socavación al pie del acantilado, 3) Desprendimientos y/o deslizamientos, 4) Remoción del depósito del movimiento en masa, 5) Generación de grietas de tracción por descompresión.

En función de los dos tipos de movimientos gravitacionales mencionados anteriormente, el retroceso puede ocurrir con eventos del orden de los centímetros en el caso de los desprendimientos y del orden métrico en el caso de los deslizamientos rotacionales, dado que estos últimos pueden tener una importante zona de arranque sobre la terraza, lo cual indica que en un episodio puede retroceder la costa en ese orden de magnitud, como pudo observarse en acantilados marinos aledaños.

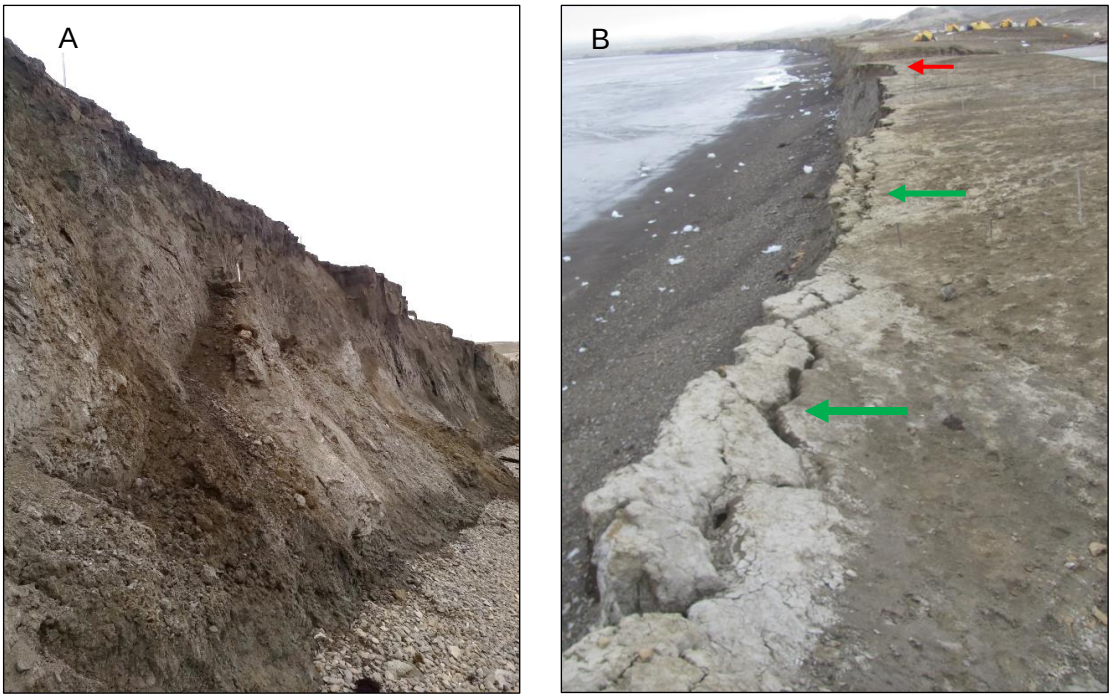


Figura 6.6: Movimientos gravitatorios asociados al acantilado marino. A) La estaca se encuentra subvertical indicando desprendimiento mediante rotura plana; B) Vista del escarpe donde se indica mediante flechas verdes las grietas de tracción y mediante una flecha roja la cicatriz curva de un deslizamiento.

Otros ejemplos de la forma de retroceso de la costa en este flanco de la isla Marambio, son el desarrollo de un pilar marino (Figura 6.7A) formado por la mayor resistencia del afloramiento en este sitio ubicado al este de la zona de estudio y de valles fluviales colgados decapitados por el rápido retroceso del acantilado como es el caso de la “quebrada de las Focas Muertas” ubicado al oeste de la zona de trabajo (Figura 6.7 B).



Figura 6.7: Otras morfologías asociadas al retroceso costero. A) Pilar marino. B) Valle colgado.

6.5.1.2 Sistema fluvial y abarrancamiento de la red de drenaje

Los arroyos que limitan las terrazas tienen sus cabeceras directamente en el frente montañoso y presentan distintos grados de desarrollo hacia el interior. Los cursos de mayor desarrollo están más integrados y generan un pequeño delta en su desembocadura (Figura 6.8 A).

Los cursos más cortos tienen bajo grado de integración que, si bien tienen un flujo tractivo de menor energía, presentan una mayor inestabilidad de borde de canal, debido a que se encuentran en un estadio juvenil con tributarios de hasta segundo orden, en el cual no hay un canal principal y tributarios. Un ejemplo corresponde al extremo suroeste de la Casa de

Botes, el cual se encuentra a 2 m aproximadamente de un meandro con evidencias de erosión activa y que presenta medidas precarias de contención (Figura 6.8 B).

El diseño de la red de drenaje en este sector es de tipo subparalelo en la parte alta pasando a dendrítico de textura gruesa hacia la desembocadura (Figura 6.8 C y D).

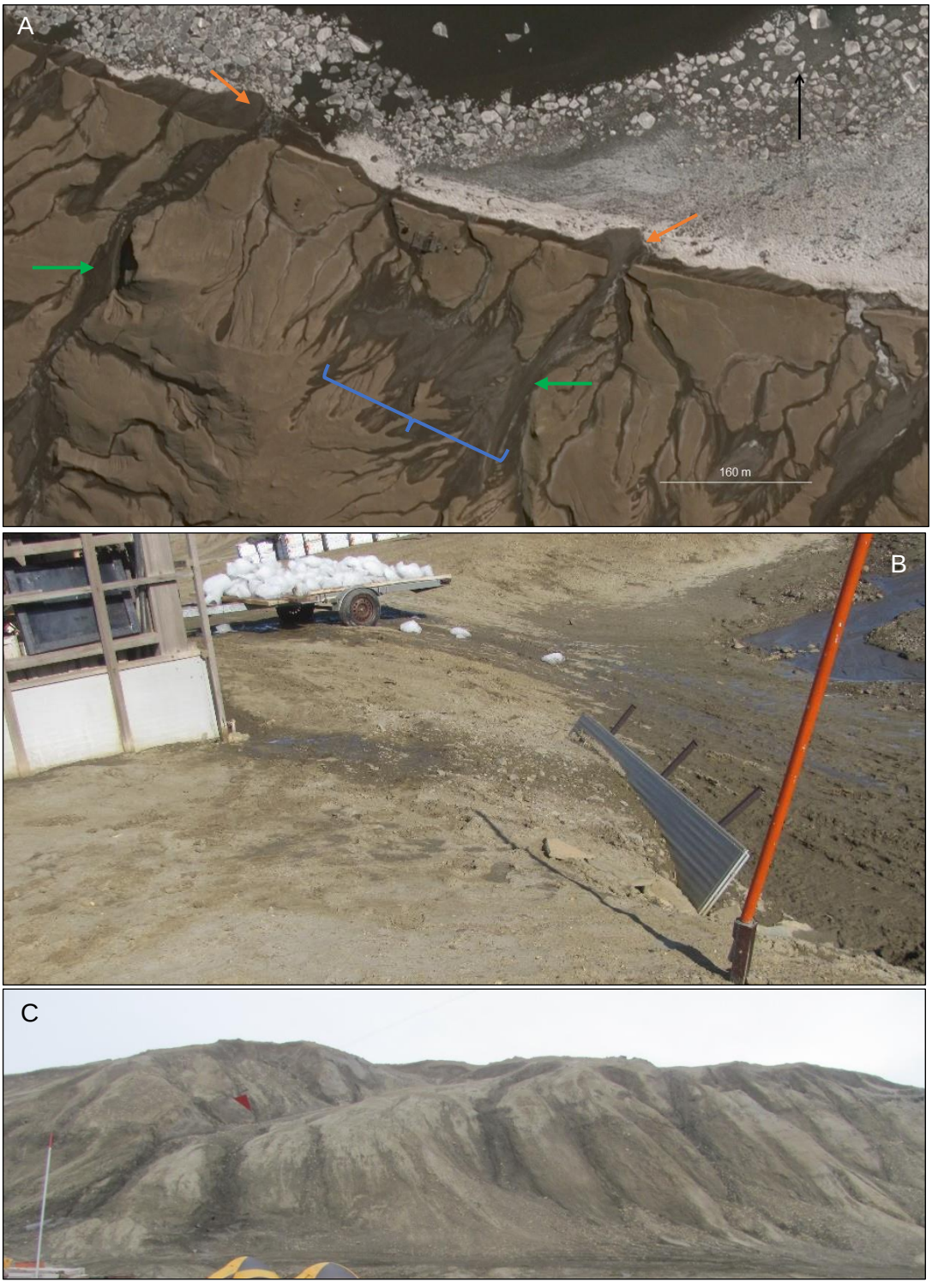




Figura 6.8: Características fluviales. A) Imagen satelital donde se indica con corchete azul las cabeceras de los arroyos lindantes a la terraza y flechas verdes ejemplos de cursos con desarrollo de canal principal y tributarios; con flechas anaranjadas los pequeños (imagen satelital del 24/10/2016 provista por Maxar Technologies Airbus) Nótese la presencia de heleros permanentes o semipermanentes hacia las cabeceras. B) Erosión de borde de canal, con flecha roja se señala la base de la CB a metros del meandro y con flecha verde el aporte de agua por derretimiento del acopio de hielo. C) Diseño subparalelo en zonas de cabecera; D) Diseño dendrítico de textura gruesa en zona de transferencia y desembocadura.

El origen del agua líquida corresponde al derretimiento de la nieve, del hielo superficial, de "heleros permanentes ó semipermanentes", del hielo incluido en la capa activa y a las precipitaciones pluviales durante el verano, dando lugar a un régimen fluvial de tipo efímero ya que el aporte de agua se da en períodos estivales. Esta situación advierte que el proceso fluvial es más intenso durante el primer período de verano debido a que se suma toda el agua de derretimiento mencionada previamente a la vez. Posteriormente, hay menor aporte de derretimiento de nieve y hielo y el aporte de la capa activa disminuye.

Además de los cursos fluviales que delimitan cada una de las terrazas, se desarrollan sobre las mismas una serie de cárcavas que, dada la presencia del acantilado y la disposición de la red fluvial, favorecen el desarrollo de canales altamente erosivos que dan lugar al abarrancamiento de la red de drenaje.

Para el caso de la terraza marina donde se ubica la CB, si bien existe una serie de cárcavas que con su desarrollo afectará a la terraza en su conjunto y al sitio de emplazamiento de la edificación, existen tres cuyo desarrollo y orientación afectarán a la brevedad a la misma, las cuales denominaremos 1, 2 y 3 (Figura 6.9) y se describen a continuación.

La cárcava nº 1 es la de mayor extensión y desarrollo, presenta dos brazos, probablemente la bifurcación se deba a que se han dispuesto sobre el brazo principal una serie de bloques para evitar el avance del proceso. La carcava nº 2 presenta un desarrollo menor que la anterior y un solo canal, aunque su orientación también es desfavorable. La cárcava nº 3, está rellena con bloques de gran tamaño (dispuestas para intentar mitigar la erosión) y también presenta una bifurcación, pero a diferencia de la nº 1, dicho proceso es más reciente, dando lugar a un canalículo de poca anchura y muy largo (Figura 6.9 y **Tabla 6.1**).



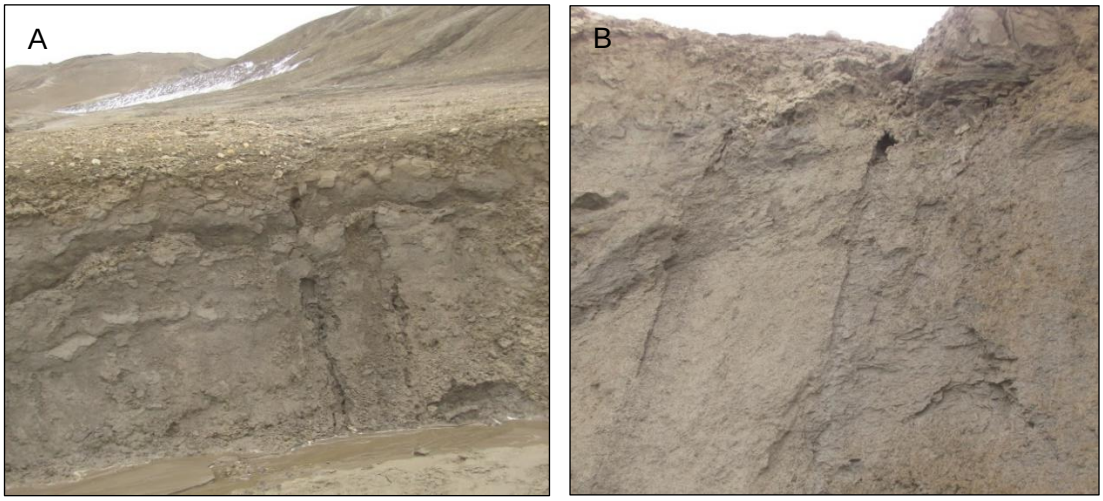
Figura 6.9: Carcavamiento en las inmediaciones del laboratorio. A) Cárcava 1: vista general de la cárcava donde se muestra que uno de los brazos ya está próxima al laboratorio y detalle de la vista desde la desembocadura; B) Cárcava 2: vista general de la cárcava donde se muestra que ya está próxima al laboratorio; C) Cárcava 3: vista general de la cárcava próxima al Laboratorio.

Medida	**Cárcava**		
	1	2	3
Azimut	56°	330°	220°
Longitud (m)	10,9	7,5	10
Prof máxima (cm)	60	20	20
Ancho máximo (cm)	100	40	120

Tabla 6.1: Morfometría de las cárcavas

Un aspecto notable respecto de los procesos erosivos de origen fluvial es la presencia de procesos de tubificación o *piping*, morfologías asociadas a dicho proceso fueron detectadas no sólo en la terraza de referencia, sino en zonas aledañas indicando que ese mecanismo de erosión se encuentra extendido en la comarca. Sobre el frente del acantilado puede observarse una serie de salidas de tubos o *pipes* que en algunos casos presentan evidencias en superficie, y que a su vez están alineados con la estructura (Figura 6.10 A, B, C y D).

Los procesos de tubificación o *piping* se dan en presencia de suelos o materiales de tipo dispersivos los cuales presentan una composición arcillosa la cual en presencia de agua y sodio tienden a dispersar el material facilitando a la erosión hídrica. Además de los pipes, han sido encontradas morfologías de escala media asociadas al mismo, denominadas superficies *pop-corn*, las cuales se ven incrementadas al encontrar obstáculos que dificultan el escurrimiento rápido de agua (Figura 6.10 E y F).



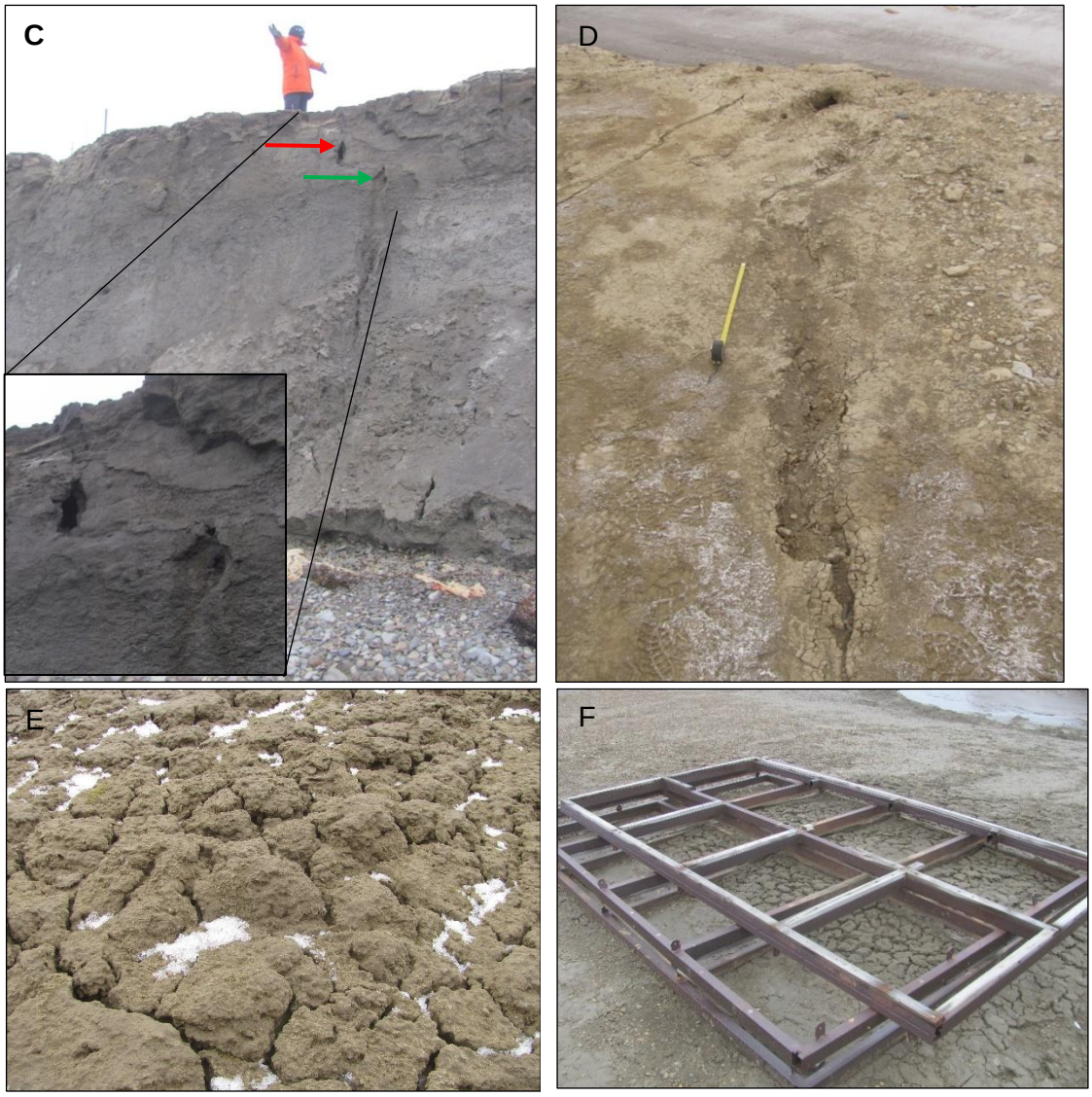


Figura 6.10: Evidencias de tubificación. A y B) presencia de tubos en otras terrazas marinas al oeste; C) vista del frente acantilado donde la persona indica la orientación de la cárcava, con flecha roja los tubos y con flecha verde la discontinuidad subvertical y detalle de la salida de los tubos visa de frente; D) Cárcava en superficie correspondiente a las fotografías anteriores E) superficie pop-corn; F) Superficie pop-corn desarrollada por el escurrimiento lento debido a la estructura metálica.

Otras evidencias de morfologías típicas de presencia de material dispersivo son los denominados “sombreros de hadas” en la cual un banco de roca más tenaz protege de la erosión la base del mismo (Figura 6.11) ubicados en sectores más elevados.



Figura 6.11: Geoforma característica de erosión dispersiva, ejemplo de “sombrero de hadas” vista de dos ángulos distintos.

6.5.2 Geotecnia y geocriología

El estudio del frente del escarpe (frente acantilado) a escala geotécnica permite distinguir dos zonas de Oeste a Este donde afloran 3 unidades distintas a lo largo del perfil (Figura 6.12 A, B, C y D) las cuales se asocian a las Formaciones Geológicas y Unidades Geomorfológicas mencionadas en el apartado de *Contexto hidrogeomorfológico*:

Unidad 1 (U1): roca sedimentaria de aspecto masivo formada principalmente por material fino (limo y arcilla) de color grisáceo con presencia de escasas concreciones. Corresponde a la Fm. López Bertodano. Ocupa la mayor parte del frente y se ubica en el centro y hacia el oeste. Esta unidad presenta tres familias de discontinuidades:

- diaclasas sub verticales
- discontinuidades con inclinación de 30º al E aproximadamente
- discontinuidades horizontales asociadas a la estratificación

Las diaclasas sub verticales presentan una continuidad moderada, que en algunos casos se extienden desde la base hasta el tope del acantilado, incluyendo a la Unidad 3 sobreyacente (Figura 6.12 D). El espaciado es de 4 a 5 m aproximadamente y se encuentran desde el sector central y hacia el oeste. La abertura es cerrada. Las discontinuidades con inclinación 30ºE tienen continuidad elevada y abertura cerrada. El espaciado no se ha podido determinar en este caso por las condiciones de afloramiento

(únicamente aflora una discontinuidad). La continuidad es moderada para las discontinuidades de estratificación, su espaciado es centimétrico y su abertura también cerrada.

Unidad 2 (U2): Roca sedimentaria compuesta por la alternancia de bancos arcillosos y arenosos inclinados. Corresponde a la Fm. La Meseta. Ocupa un pequeño sector en el límite este del escarpe. En el pequeño sector de afloramiento presenta una sola familia de discontinuidades asociada a la estratificación primaria, la cual se presenta con una inclinación de 45º NE (Figura 6.12 B)

Unidad 3 (U3): Roca sedimentaria psefítica pobremente consolidada, compuesta por un conglomerado matriz soportado. Los megaclastos polimícticos, son subangulosos a subredondeados y corresponden a tamaños guija y guijarro con un diámetro de partícula medio de 5 cm y la matriz está formada por arena-limo y arcilla. Esta unidad se encuentra cubriendo las unidades 1 y 2 en forma discontinua.

La unidad 3 solamente presenta discontinuidades asociadas a la familia 1 de la unidad 1, las cuales en ocasiones logran afectar a estas dos unidades. Sobre la superficie de la terraza marina no son detectables salvo a través de su correlato en la disposición de las cárcavas.

Respecto de las relaciones estratigráficas entre las unidades, la unidad 2 se encuentra en contacto de falla con la unidad 1 y con una inclinación de 45º NE aproximadamente. La unidad 3 sobreyace las anteriores mediante un contacto de tipo erosivo discordante y si bien su desarrollo es importante, hay sectores donde no se encuentra (Figura 6.12 B).

La Unidad 3, presenta espesores variables de hasta los 35 cm. Dichos espesores se observan no sólo en el frente acantilado sino en otros puntos de la terraza, disectados por la incisión fluvial. Es de destacar que, hacia el techo de esta unidad, se encuentra una elevada proporción de gravas (Figura 6.12 E). Esta particularidad, además de la composición original del depósito, se atribuye a que el escurrimiento superficial sobre la terraza no alcanza un flujo encauzado (flujo laminar) y transporta únicamente el material fino acumulando el grueso en superficie, este proceso se ve favorecido por la erosión eólica que retira y transporta sedimentos de fracción arena fina y limo.

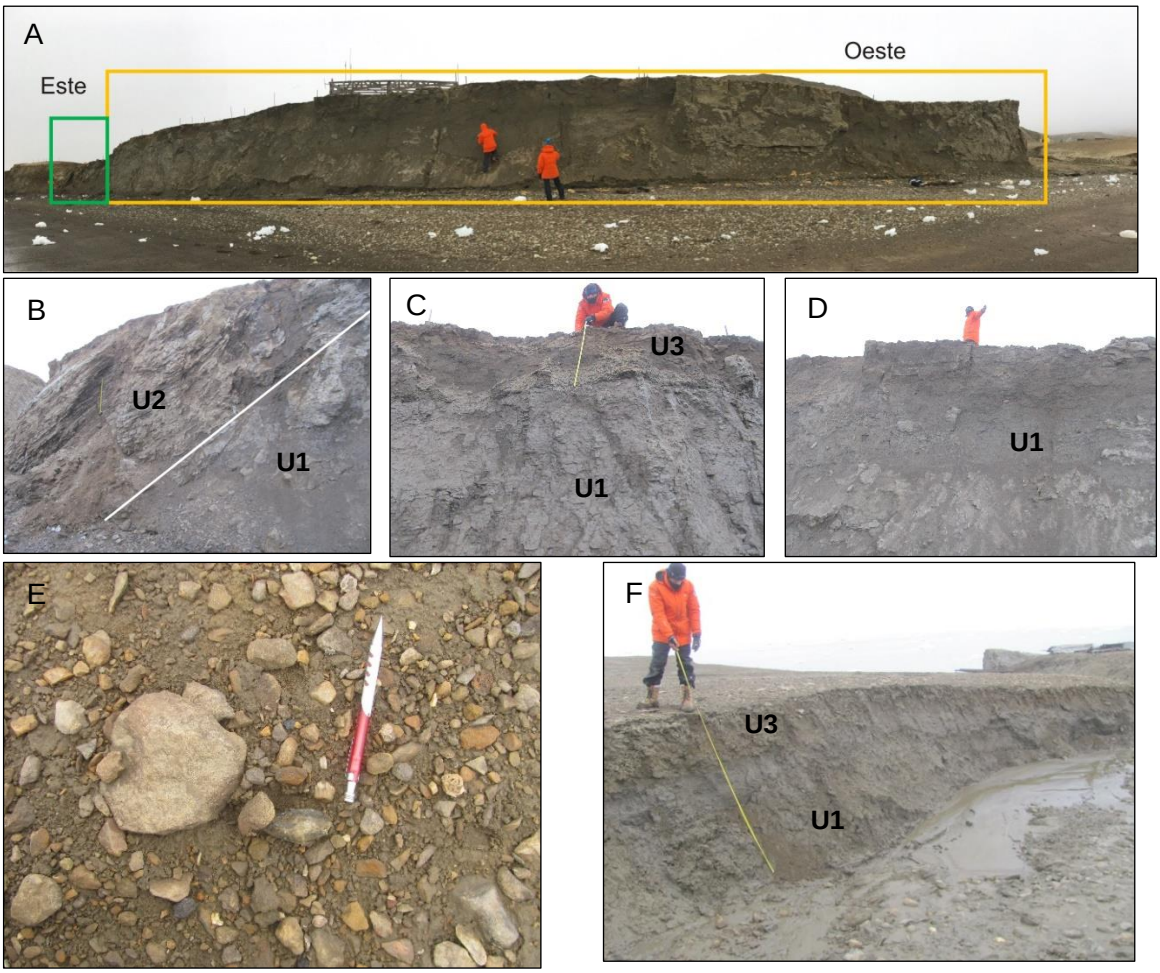


Figura 6.12: Vista del frente acantilado. A) Separación en sector Oeste (U2) y Este (U1); B) Contacto entre las U1 y U2; C) Contacto entre las U1 y U3; D) Detalle de U1 sin cobertura de la U3; E) Vista en planta de la U1 Conglomerado polimíctico con clastos sub angulosos a redondeados y tamaño de megaclastos guija y guijarro. F) Contacto entre unidad 1 (U1) y 2 (U2) F) sobre lateral de valle en la terraza inmediatamente contigua al oeste, al fondo se ubica la Casa de Botes.

En cuanto a la resistencia de los materiales, los resultados obtenidos mediante las pruebas con esclerómetro indican que ésta es baja, dado que no se obtuvieron rebotes de calidad en el dispositivo esclerométrico en ninguna de las unidades. En todo caso se estima que la resistencia a la compresión simple equivalente sería inferior a 1 MPa (σ_c < 1 MPa).

Los ensayos DCPL han mostrado por lo general un comportamiento muy similar para los distintos emplazamientos (Tabla 6.2). Los resultados obtenidos indican que la resistencia a la penetración es muy baja y que aumenta bruscamente entre los 500 y 750 mm (cambio en la pendiente de la curva de golpeos, en color rojo Figura 6.13)), y una disminución notable índice de penetración (DN), atribuible al inicio del permafrost. Los 95 cm de profundidad corresponden al límite del equipo. Estos resultados también indican que, a pesar de que la Unidad 3 presenta un mayor contenido de sedimentos gruesos, su resistencia es muy baja, tanto frente a la penetración como a la compresión.

	Paralelos a la Línea de Costa frente a la Casa de Botes												Perpendicular la Línea de Costa sobre lateral de Casa de Botes							Detrás CB	Perpendicular a LC (Explanada)			
DCP	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Nº Golpes																								
0	1.5	0.5	0.5	0.5	2	1	2	0.5	1	1	2.5	1	1	2	1	1	0.5	1	1	2	2	1	3	2
1	12	10	17	14	21	12	7	5	7	3	9	8	6	6.5	6	3	3.5	5	5	9	6	4	11	6
2	22	18	42	32	44.5	43	11	48	12.5	5.5	25.5	19	11	11	21	4	6	9	9	13	10	15.5	18	10
3	27	25	51.5	44	51	50	15	51	17	17	51.5	32.5	21	26.5	50	5.5	8.5	19	15	19	22	33	23	16
4	33	35	53.5	51	53	53.5	20	53	27	40	57	44.5	37	40.5	59	8.5	11.5	45	29	46.5	40	37	27.5	24
5	41	42	55	54	54.5	55.5	51	54	45.5	51	59	52.5	50	54	61.5	13.5	15	59.5	41	49	50	39	36	35
10	47	50.5	61	61	59.5	61	66	58.5	58	60	66	73.5	69	67.5	68	62	45	72.5	75	54	56.5	59	62	69
15	51	55	66	67	64	66	70	61.5	62.5	64	70	78.5	73	71	71.5	67	64	77	79	57	60	66	66	72
20	56	59.5	70	70	67.5	70	74	65	65.5	68	73	82.5	75.5	74	74.5	70.1	69	80	82	59	63	69	68	75.5
25	61	63	73.5	73	64	73.5	77	67.5	68	72	76.5	86	78	77	77.5	74	72	82	85	61	65	71	70.5	78
30	65	66.5	76	75	67.5	76.5	79	70	70	74	80	90	81	79.5	80.5	77	75	84	87	63	67	74	72.5	80.5
35	68	70	78.5	78	71	79	81	72	72.5	77	83	93	83	82	83	80	77	85.5	89	65	69	76	75	83
40	71	73	81	81	74	81	84	75	74.5	79	86	95	85	84.5	86	83	78.5	89	91	67	71	77.5	76	85
45	74	76	83	83	77	83.5	86	77	76.5	82	89		87	86.5	88	85	80.5	90.5	92.5	69	73	79.5	78	87
50	77	79.5	85.5	85	80	86	88	79.5	78.5	84	91.5		89.5	89	90	88	82	92.5	94.5	70	75	81	79.5	88.5
55	79.5	83	88	88	82.5	88	90	81.5	80	86	95		91.5	91	91.5	90	83.5	94	95	72	77	83	81	90.5
60	82	86	90	90	85	90	92.5	83.5	82	88			94	93	93	92.5	85	95		73.5	78.5	84.5	82.5	92
65	85	88.5	92	92.5	88	92.5	94.5	86	84	90			95	95	94	94.5	87			75	80		84.5	93.5
70	88	90.5	94	95	90.5	94.5	95	88	86	92					95	95	88.5			76.5	82	86	86	95
75	90	92.5	95		92.5	95		90	88	94							90			78	83.5	87.5	87.5	
80	93	94.5			95			92	90	95							92			79	85	89	88.5	
85	95	95						94	92								93.5			80	86.5	90	90	
90								95	93.5								95			81.5	88	91	92	
95									95											82.5	89.5	92.5	94	
100																				84	91	93.5	95	
105																				85		95		
150																				95				

Tabla 6.2: Resultados de DCPL.

En la Figura 6.13 se muestran a modo de ejemplo los gráficos correspondientes a distintos sectores de la terraza en los que se representa el índice de penetración (DN) que relaciona los avances en la hinca vs. los golpes (Penetración mm vs. Nº de Golpes). Cabe señalar que un mayor índice DN corresponde a una menor resistencia mecánica de los materiales.

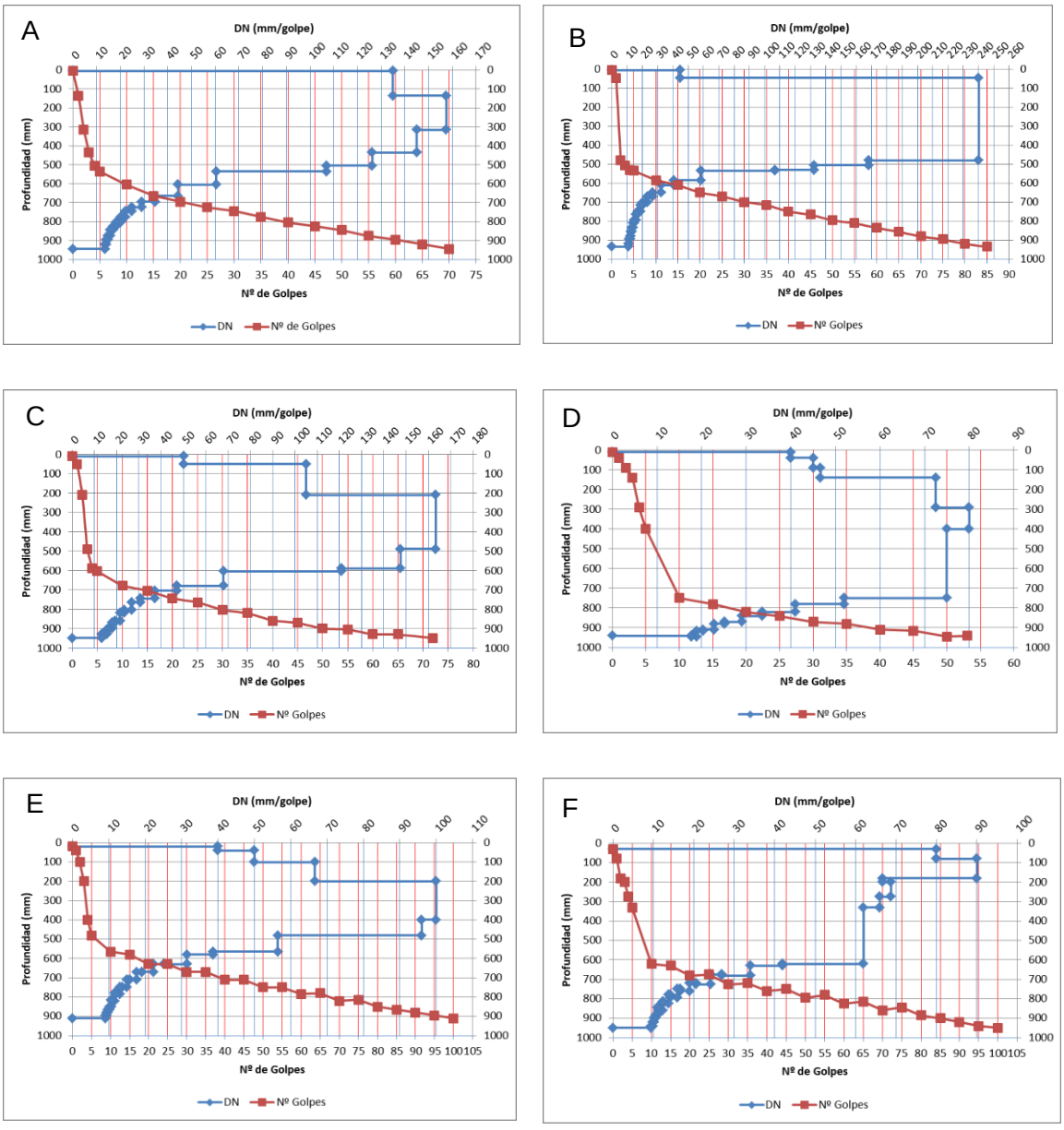


Figura 6.13: Resultados de DCPL. A) N° 04 sector Norte; B) N° 08 sector Norte; C) N° 15 sector Este; D) N° 19 sector Este; E) N° 21 sector sureste y F) N° 23 sector Sureste.

El perfil de suelo presenta tres unidades correspondientes a los horizontes A (Cobertura conglomerádica color castaño claro), B (sedimentos limoarcilllosos correspondientes al

horizonte iluvial) y C (sedimento arcilloso correspondiente la Fm. López Bertodano) donde se aprecia el permafrost epigenético con contenido de hielo menor al 10% (Figura 6.14).

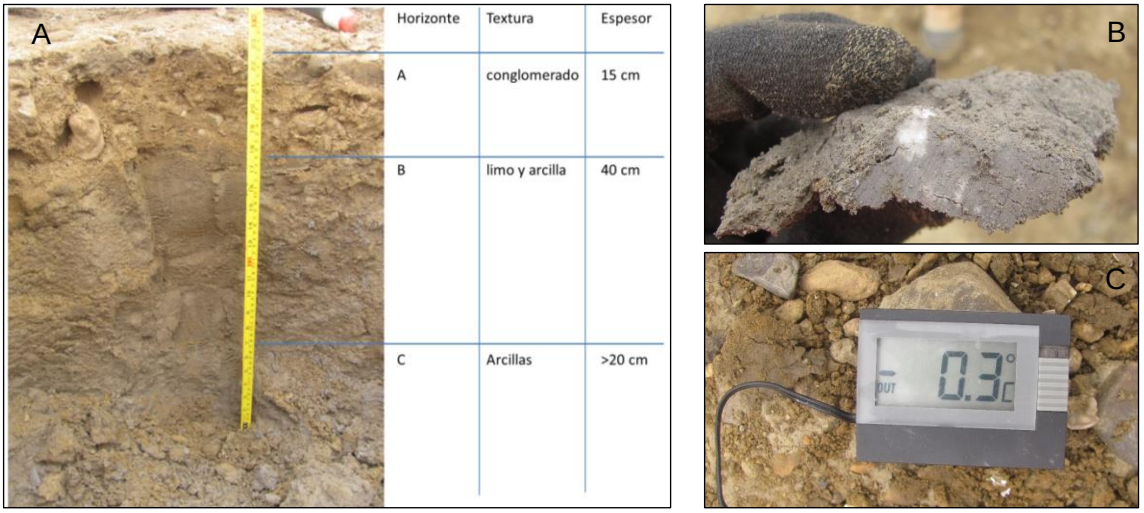
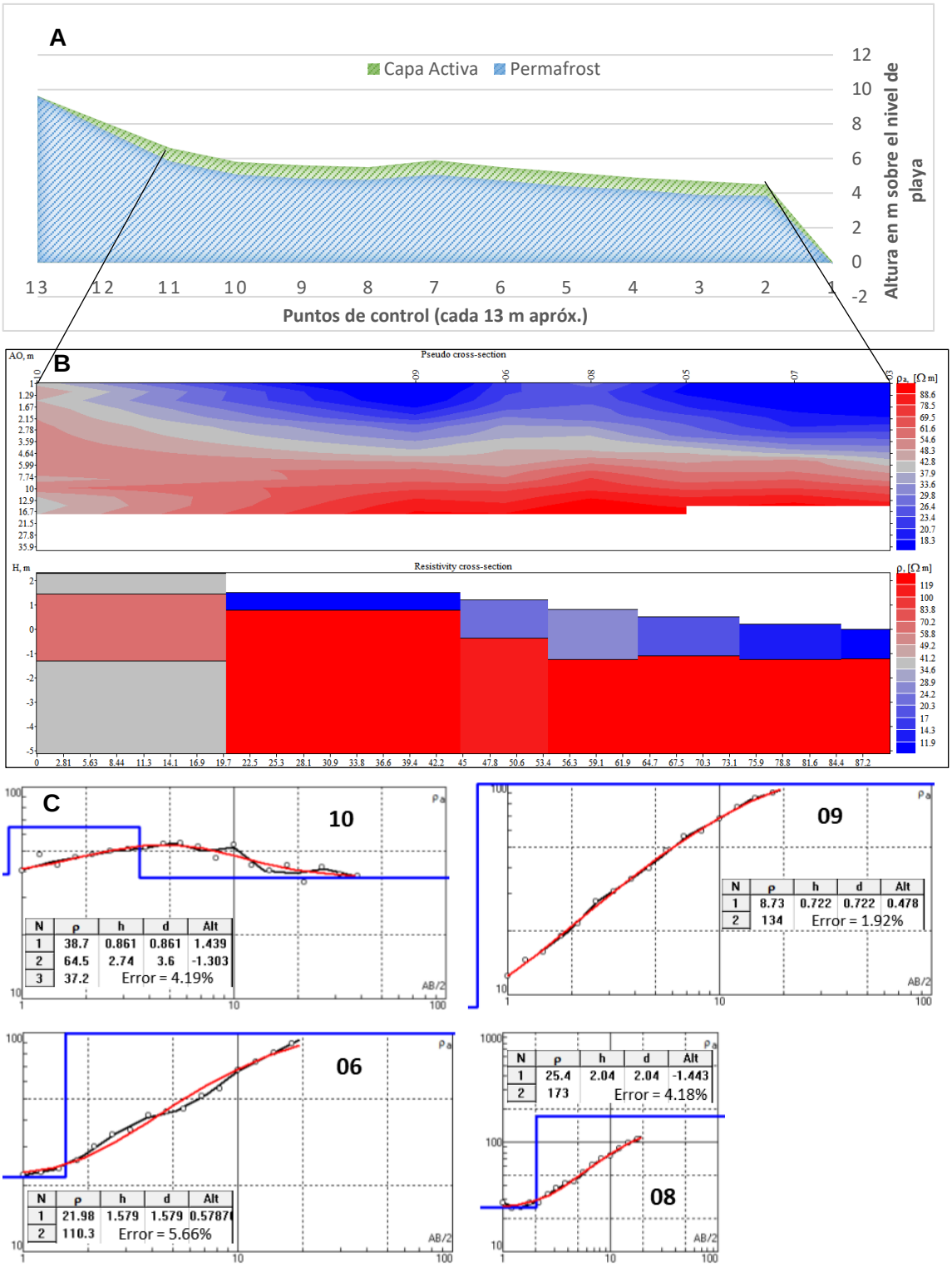


Figura 6.14: Calicata. A) Perfil de suelos. B) Contenido de hielo en sedimentos de la base de la calicata. C) Termómetro de contacto midiendo temperatura del permafrost.

A partir de los datos de DCPL, la calicata y mediante el uso de un roto percutor eléctrico con una mecha de 95 cm, se obtuvo un perfil de profundidad de techo del permafrost medido a lo largo de un transecto de dirección ortogonal al escarpe aproximadamente N-S (Figura 6.3). La base topográfica se obtuvo mediante un sensor barométrico de GPS, cinta métrica y observaciones de campo.

Al momento de las mediciones la capa activa presenta un espesor más o menos regular que varía hacia los extremos norte y sur. Hacia el extremo sur del perfil, en dirección al frente montañoso el espesor es cada vez menor y reducirse prácticamente a la superficie, hacia el norte el espesor aumenta en el frente acantilado. La ausencia de hielo en el frente del acantilado indica que el permafrost no aflora, además no se presenta ningún remanente de hielo residual adosado al pie del acantilado (Figura 6.15 A).

Los datos de control (DCPL, calicata y roto percutor) coinciden con los resultados del SEV para los cuales se realizó un perfil de rumbo N-S, donde se obtuvieron modelos de resistividad real de dos capas para los SEV 03, 07, 05, 08, 06, y 09 con la segunda capa de mayor resistividad que la primera coincidentemente con el techo del permafrost; el SEV 10 corresponde a un modelo de tres capas de tipo $\sigma_1<\sigma_2>\sigma_3$ (Figura 6.15 B y C).


A
Capa Activa
Permafrost
Altura en m sobre el nivel de playa
Puntos de control (cada 13 m aprox.)
B
Pseudo cross-section
Resistivity cross-section
C
10
N ρ h d Alt
1 38.7 0.861 0.861 1.439
2 64.5 2.74 3.6 -1.303
3 37.2 Error = 4.19%
09
N ρ h d Alt
1 8.73 0.722 0.722 0.478
2 134 Error = 1.92%
06
N ρ h d Alt
1 21.98 1.579 1.579 0.5787
2 110.3 Error = 5.66%
08
N ρ h d Alt
1 25.4 2.04 2.04 -1.443
2 173 Error = 4.18%

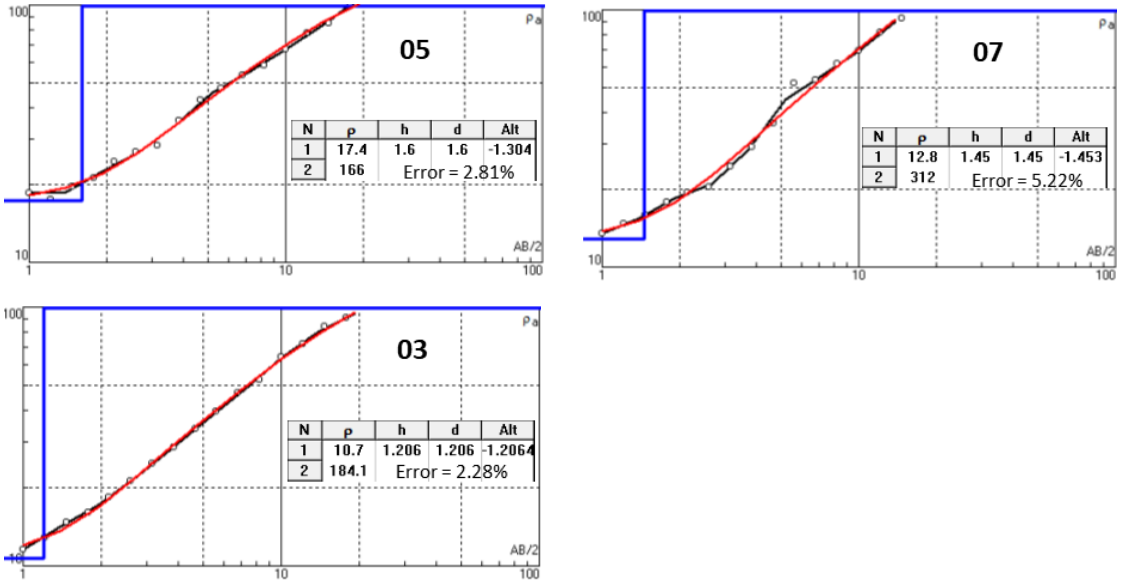


Figura 6.15. Representación del permafrost. A) Perfil topográfico, espesor de capa activa y techo del permafrost con dirección aproximada Norte Sur; B) Perfil geoeléctrico mediante pseudosección (figura superior) y resistividades reales (figura inferior). C) Curvas de resisitivadad de campo, modelizada y real características del estudio.

Los resultados de laboratorio (Tabla 6.3) indican la presencia de suelos con altos contenidos de fracción fina y arcillas predominantemente illíticas y caoliníniticas, con presencia de sodio y dispersivas.

N	Granulometría				H	LL	IP	USCS	δ	DRX	FRX	DH		PHT
	Grava	Arena	Limo	Arcilla	%				g/cm^3	Arcilla	Na (g/100g)	%	Grado	
1	32,8	35,8	19,0	12.4	8,3	33	11	SC-CL	1.35	illita, caolinita	0.67	46	Medio	D1
2	39,7	29,5	18,1	12.7	9,2	28	4	GM-ML	1.47	illita, caolinita	0.82	44	Medio	-
3	7,5	28,5	36,5	27.5	23,3	39	11	ML	1.38	illita, caolinita	0.66	29	Bajo	-
4	0,3	45,7	31,3	22.7	22,0	36	13	CL	1.52	illita, caolinita	0.61	34	Medio	-

Tabla 6.3: Resultados de laboratorio indicando la granulometría, el porcentaje de humedad natural (**H**), el límite líquido (**LL**), el índice de plasticidad (**IP**), la clasificación de suelos según el United Soils classification sistema (**USCS**), la densidad natural (**δ**), Los tipos de arcilla obtenido mediante difracción de rayos X (**DRX**), la relación de absorción de sodio (RAS) obtenida mediante el estudio de fluorescencia de rayos X (**FRX**), el porcentaje y grado de dispersión obtenido mediante el método de Doble Hidrómetro (**DH**), y la dispersividad obtenida a partir del Pinholetest (**PHT**).

A partir de un trabajo antecedente inédito Luna y Calvo (2019) han cuantificado la disminución de la resistencia de los materiales debida al aumento de temperaturas sobre 0ºC, para ello realizaron ensayos de resistencia a la compresión simple sobre muestras que extraídas de la meseta de la isla Marambio a temperatura ambiente (25ºC) y congeladas (-20ºC) arrojando como resultado una disminución mayor al 20% de la resistencia a la compresión simple de los mismos materiales de la zona a temperatura ambiente.

6.5.3 Incidencia del clima en el permafrost y la formación de hielo marino

Como se mencionó anteriormente el clima y en especial las temperaturas son un factor fundamental en progreso de los procesos erosivos en la zona de estudio por dos motivos (1) el congelamiento de la capa activa inhibe los procesos erosivos de origen fluvial y (2) la formación del de hielo marino (de tipo *landfast ice*) inhibe los procesos erosivos marino litoral.

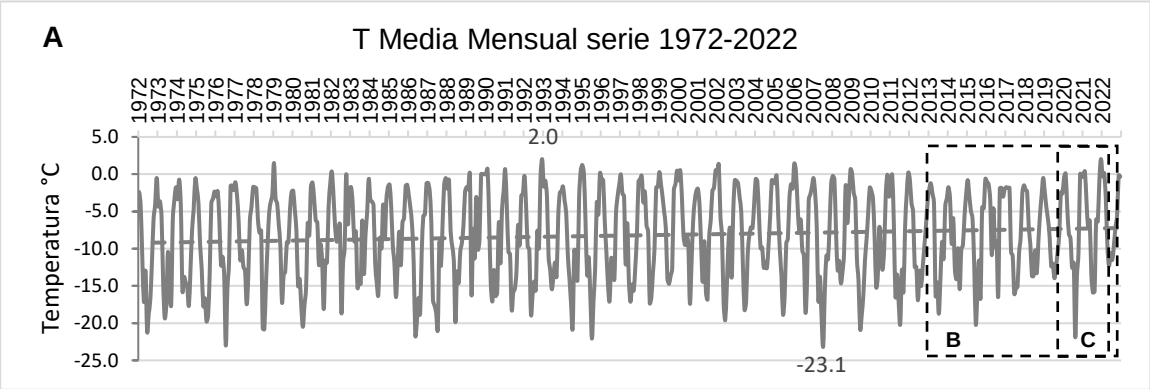
Los datos climáticos disponibles de la zona de estudio corresponden a los registrados por la Estación Meteorológica del Servicio de Meteorológico Nacional (SMN) de Argentina ubicada en la base Vicecomodoro Marambio a 5,5 km Apróx. hacia el noreste.

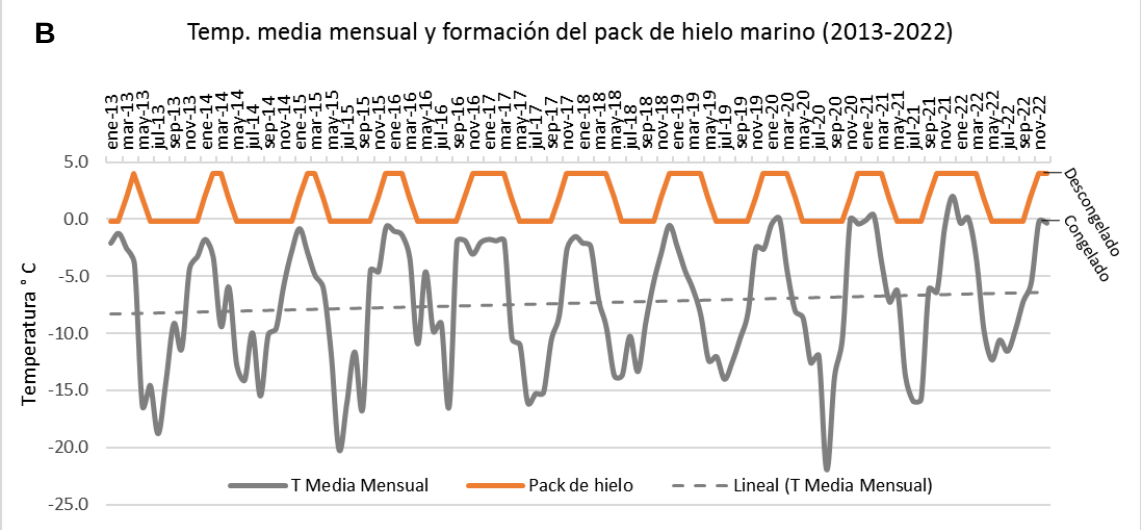
Los registros de temperatura desde el año 1971 indican que el promedio de temperaturas medias mensuales es de T_m= - 8,3° C con una $T_{mín}$ = -23,1° C (07/2007) y una $T_{máx}$ = +2,0 °C (12/1992) para la serie 1971-2022. En este período la tendencia de la Temperatura media anual presenta un incremento de +0,34 °C/década (Figura 6.16 A). Sin embargo, para la última década la tendencia al calentamiento es drásticamente mayor, siendo de un orden de magnitud superior, ya que el análisis indica una tasa de aumento de +2°C/década (Figura 6.16 B).

Este aumento de temperatura tiene una incidencia directa, tanto en el aumento del espesor de la capa activa y la duración del descongelamiento de esta, así como en el desarrollo y duración de la formación de hielo marino.

Para el análisis de la relación entre la temperatura atmosférica y la temperatura de los suelos se tomaron los datos de temperatura del terreno a partir de un sistema de monitoreo ubicado en la Base Marambio, cercano a la Estación Meteorológica y se los comparó con el registro de temperaturas atmosféricas, ambos correspondientes a promedios diarios.

Como puede observarse en la Figura 6.16 C, el límite de la capa activa se ubica los 45 cm de profundidad, más abajo se encuentran temperaturas bajo cero durante todo el período. Además, puede apreciarse que la incidencia de la temperatura atmosférica es muy grande en los registros más someros y que las variaciones de temperatura de los suelos debida a cambios atmosféricos decrece en profundidad dando lugar a un registro más atenuado. Por último, se deduce que hasta la profundidad máxima del monitoreo (-180 cm) la temperatura no es constante y varía según la temperatura atmosférica. A partir de este análisis se estima un comportamiento térmico similar para la zona de terrazas marinas de la BLB.





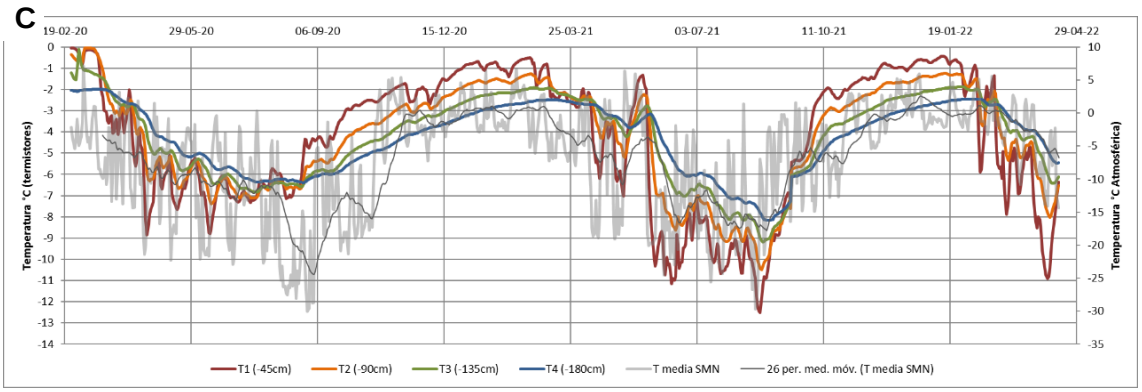
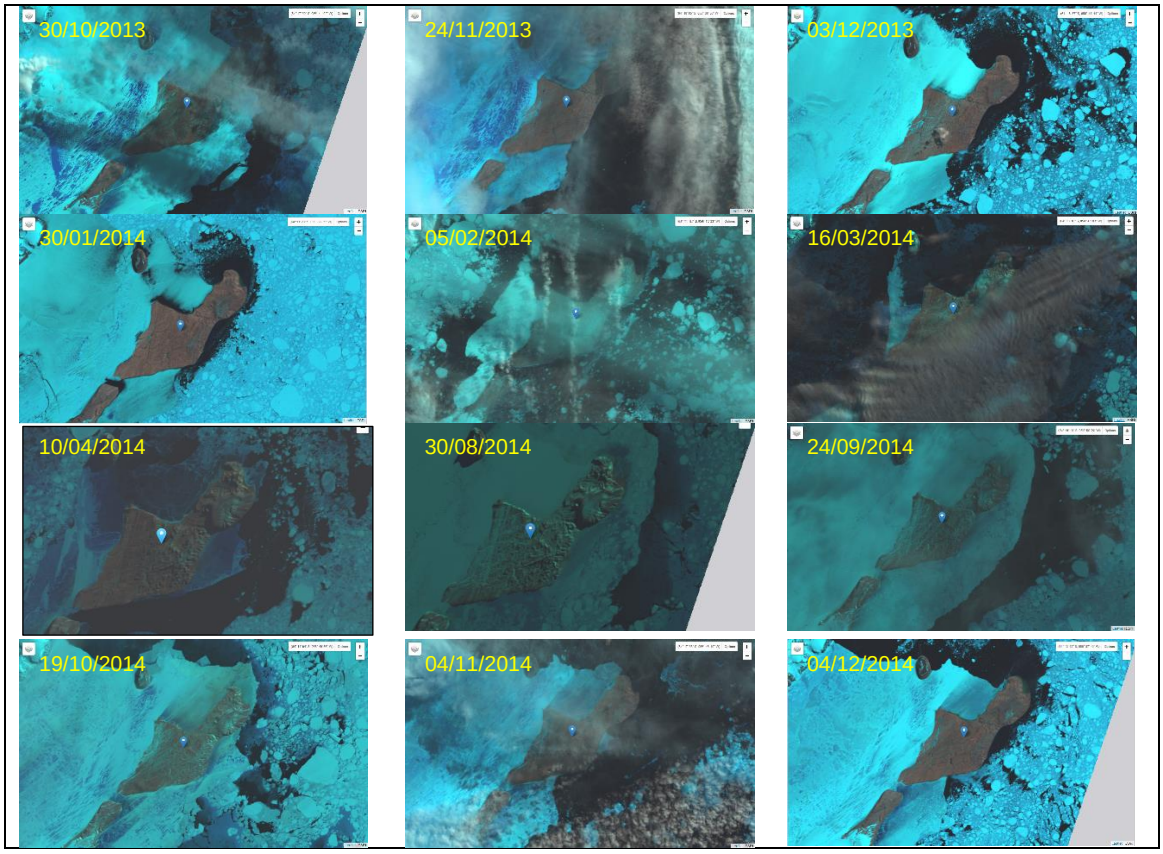
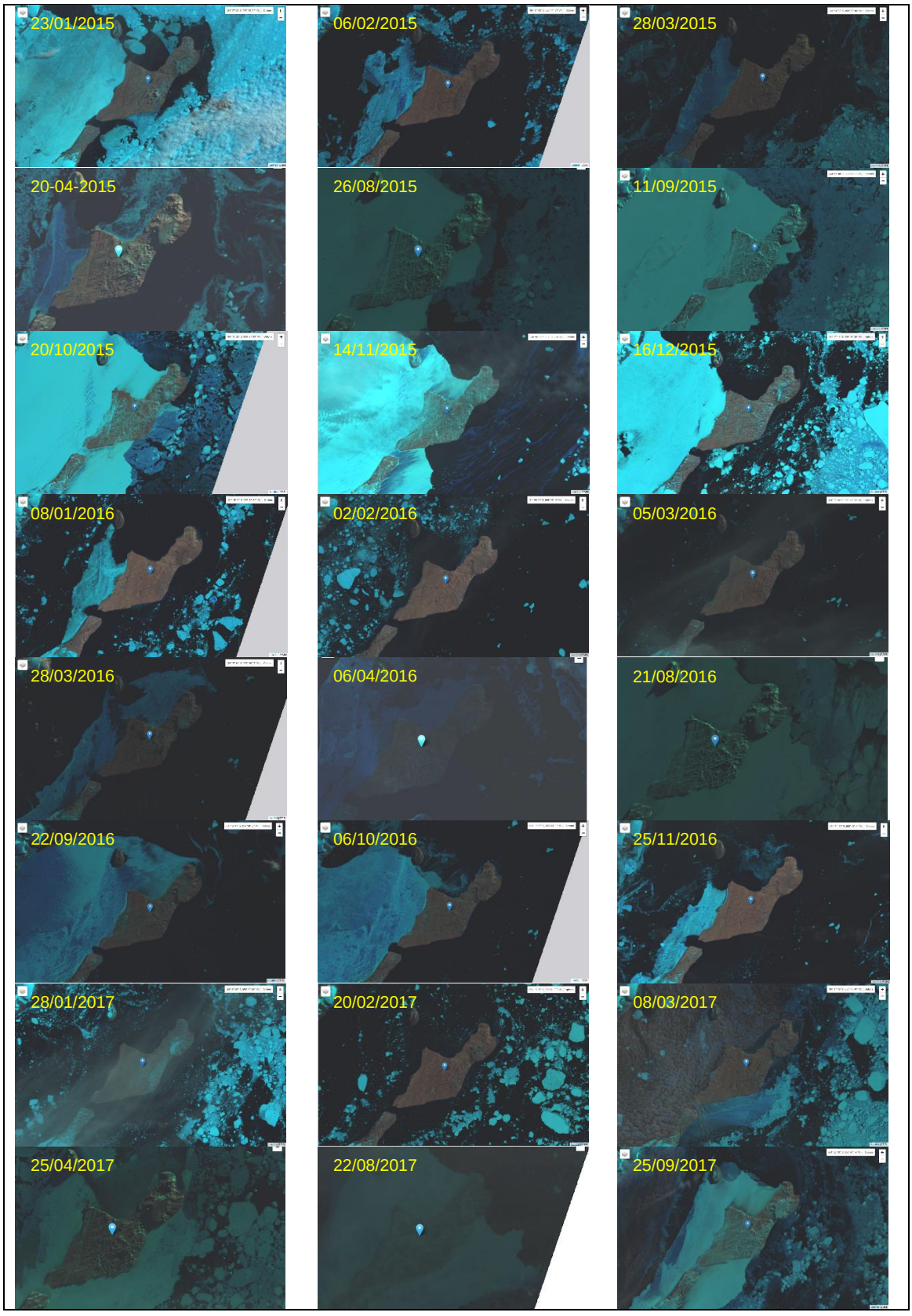
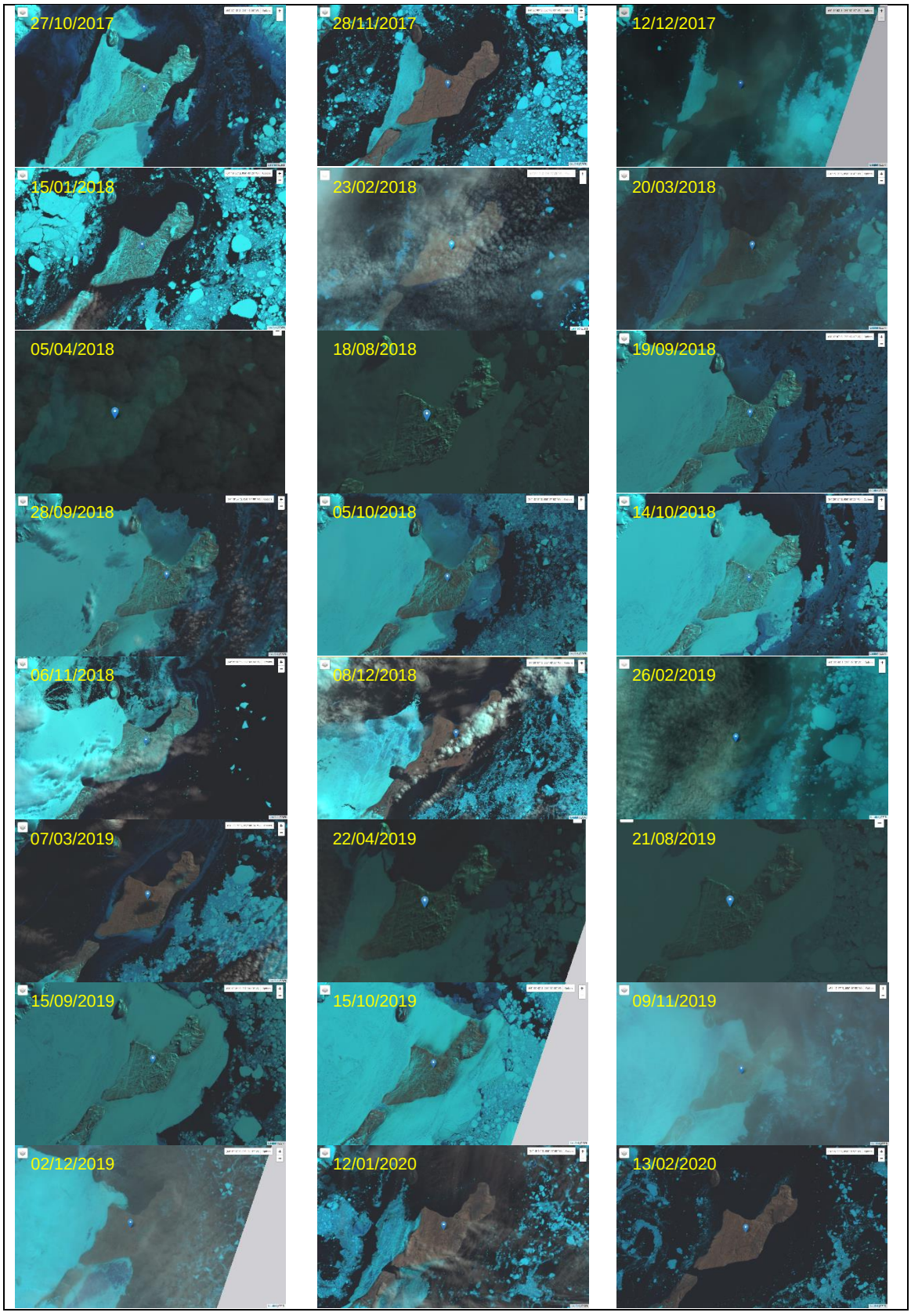


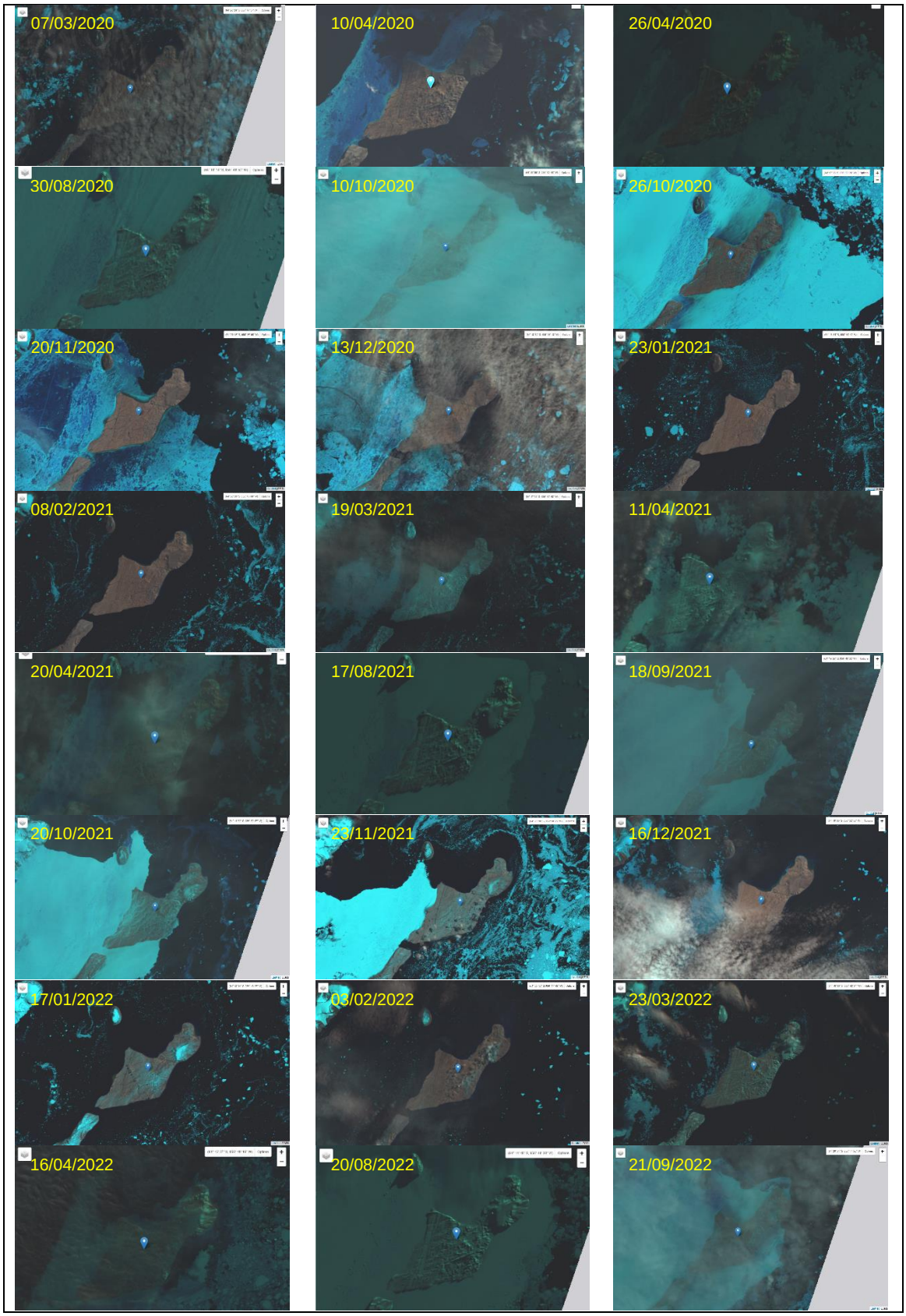
Figura 6.16: Datos climáticos y su incidencia en el suelo y formación de hielo marino. A) Temperatura media mensual atmosférica serie histórica desde 1972 al 2022; B) Temperatura media mensual atmosférica serie 2013-2022 y representación de los ciclos de congelamiento y descongelamiento del hielo marino. C) Temperatura del suelo a distintas profundidades (T1, T2, T3 y T4) y Temperatura media diaria atmosférica (y la representación de la media móvil). Las escalas de las Temperaturas del suelo y las atmosféricas son distintas para su mejor visualización

Con respecto a la duración y ciclicidad de la formación del hielo marino, se realizó un análisis multitemporal de imágenes satelitales a lo largo de la última década, que permitió obtener un registro de la ciclicidad del proceso donde se determina en qué mes ocurrió el congelamiento y formación del hielo, la cantidad de meses congelado, el mes donde ocurre el descongelamiento y los meses descongelados de cada año (Figura 6.16 y Figura 6.17).




23/01/2015
06/02/2015
28/03/2015
20-04-2015
26/08/2015
11/09/2015
20/10/2015
14/11/2015
16/12/2015
08/01/2016
02/02/2016
05/03/2016
28/03/2016
06/04/2016
21/08/2016
22/09/2016
06/10/2016
25/11/2016
28/01/2017
20/02/2017
08/03/2017
25/04/2017
22/08/2017
25/09/2017


27/10/2017
28/11/2017
12/12/2017
15/01/2018
23/02/2018
20/03/2018
05/04/2018
18/08/2018
19/09/2018
28/09/2018
05/10/2018
14/10/2018
06/11/2018
08/12/2018
26/02/2019
07/03/2019
22/04/2019
21/08/2019
15/09/2019
15/10/2019
09/11/2019
02/12/2019
12/01/2020
13/02/2020


07/03/2020
10/04/2020
26/04/2020
30/08/2020
10/10/2020
26/10/2020
20/11/2020
13/12/2020
23/01/2021
08/02/2021
19/03/2021
11/04/2021
20/04/2021
17/08/2021
18/09/2021
20/10/2021
23/11/2021
16/12/2021
17/01/2022
03/02/2022
23/03/2022
16/04/2022
20/08/2022
21/09/2022

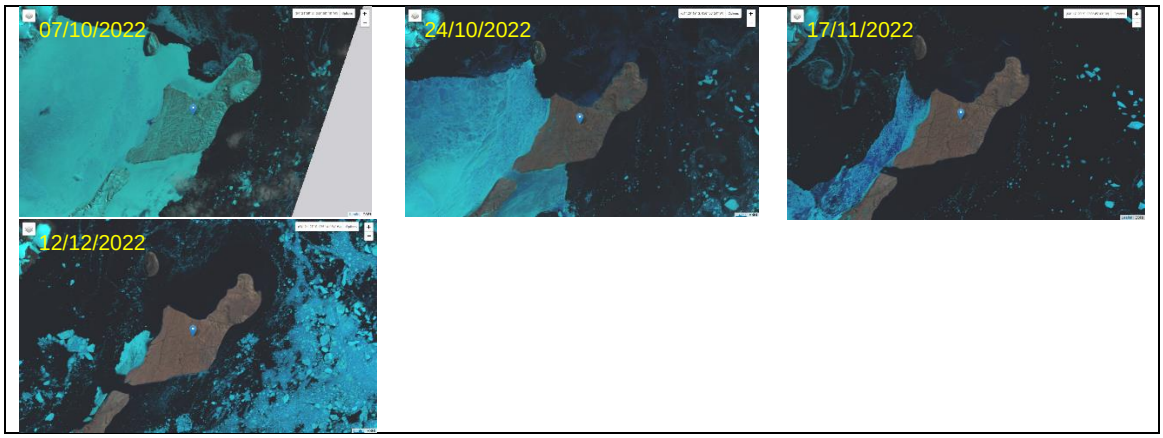


Figura 6.17: Análisis multitemporal de imágenes satelitales con identificación del ciclo de congelamiento y descongelamiento del pack de hielo marino. Fuente: Landsat 8-9 OLI/TIRS.

A partir del mencionado análisis se puede observar una disminución de los meses de congelamiento del hielo marino, incremento en la velocidad de descongelamiento del hielo, ralentización del período de congelamiento del mismo y aumento de los meses libre de congelamiento.

6.6 Discusión

En las proximidades de la Casa de Botes se han identificado distintas morfodinámicas que podrían ser potencialmente peligrosas para su estabilidad. Estas dinámicas están relacionadas básicamente con: (1) el retroceso costero del frente acantilado que constituye el escarpe de la terraza marina sobre la que está construido el laboratorio (este retroceso hace que la distancia de seguridad del laboratorio a dicho frente disminuya paulatinamente); y (2) los procesos de erosión hídrica que causan el carcavamiento o abarrancamiento de los cursos de agua que discurren por la superficie de la terraza, que dificultan las actividades en las inmediaciones de la CB, e incluso podrían llegar a amenazar la estabilidad de su cimentación si la erosión llegara a descalzarla.

Estas dinámicas naturales son particularmente severas en la zona de estudio. Los resultados obtenidos apuntan que las causas más probables de este comportamiento desfavorable, se debe a dos circunstancias locales:

Por un lado, las observaciones de campo indican que los materiales que componen los sedimentos de la Fm. La Meseta y de la Fm. López Bertodano (los que componen el frente litoral de 60 m al norte de la CB) son de tipo dispersivo. Esta calificación fue constatada debido a la identificación de morfologías características de este tipo de materiales problemáticos: estructuras tipo *pop-corn*, el desarrollo de tubificación (*piping*) y abarrancamientos a diferentes escalas, desde canales (*rills*) hasta *gullies*, así como otras

morfologías de cárcava (*badlands*) que, aunque no son exclusivas de los terrenos dispersivos, sí son muy frecuentes sobre ellos. Además, el comportamiento dispersivo fue constatado mediante ensayos de laboratorio, en este sentido se realizó el ensayo de doble hidrómetro a las cuatro muestras y a una de ellas también se realizó el ensayo de pin-hole Test a modo de control, arrojando valores equivalentes y comprobando así la efectividad del método del doble hidrómetro para las muestras de la zona.

Los datos obtenidos también apuntan a que los procesos erosivos observados son más intensos en las áreas en las que la profundidad al techo del permafrost es mayor, es decir, en aquellas en las que la zona activa tiene mayor espesor. Esto ocurre tanto en el frente del escarpe de la terraza marina, en el que no se identificaron indicios de hielo en el suelo, como en la zona de la terraza más próxima a la línea de costa. A partir del perfil de medición de la profundidad de la capa activa combinando mediciones directas con técnicas geofísicas, se determinó que en el momento de la medición, se encontraba entre los 66 y 84 cm de profundidad cerca de la línea de costa y ascendía progresivamente hasta alcanzar la superficie a una distancia de unos ~120 m del litoral. El gradiente de profundidad parece controlado, además de por otros factores microclimáticos y geomorfológicos como se venía ya apuntando, por la distancia a la línea de costa. Cuanto menor es esa distancia a la línea de costa, mayor es la profundidad al permafrost y, en consecuencia, la erosión es igualmente mayor.

La combinación de estas acciones mecánicas y térmicas da lugar a procesos termoerosivos en la franja costera de la Bahía de López Bertodano, que se estarían intensificando en los últimos años por la mayor fusión del permafrost. El resultado es que la erosión hídrica y el retroceso del escarpe costero están siendo particularmente severos en este sector, especialmente en los últimos años.

Los resultados de la variación de temperatura de los suelos en función del aumento de las temperaturas atmosféricas indican que éstas son una de las causas más importantes de la aceleración en las dinámicas geológicas peligrosas observadas en la zona de la CB en los últimos años. Por un lado, el calentamiento estaría contribuyendo a un ascenso progresivo en el nivel del mar y por otro, favorece la disminución del tiempo de desarrollo del hielo marino (incluido el *landfast ice*), lo que contribuye a acelerar las dinámicas de erosión y termoerosión costera. Pero también estaría causando que la profundidad activa del permafrost esté aumentando paulatinamente y que el porcentaje anual de días en los que la capa activa está congelado sea menor. Esto es especialmente relevante en sectores

como los de la costa de Marambio, con unas temperaturas más suaves que en la parte continental.

6.6.1 Retroceso del acantilado marino

El retroceso del escarpe de la terraza marina es un proceso que sigue una dinámica natural, relacionada con la acción erosiva sobre el litoral. Los principales agentes erosivos que pueden operar sobre la costa son el oleaje (que tiene su máximo en momentos de temporal marítimo), los movimientos de mareas y la acción del viento. En el caso de la costa de la Bahía de López Bertodano, la acción del oleaje y el viento parecen ser los más relevantes, dada la escasa amplitud mareal. Otros procesos continentales como la erosión hídrica de la red de drenaje también pueden contribuir a la mayor erosión de los escarpes. No obstante, cabe señalar que en ambientes periglaciares como éste, procesos como la crioclastia o la fusión del permafrost actúan como catalizadores y aceleradores de la acción erosiva. Esto es debido a que dichos procesos favorecen una pérdida en las propiedades resistentes de los materiales, que para este caso los estudios de laboratorio advierten una reducción del 20% de la resistencia a la compresión simple para materiales de la zona, lo cual los hace mucho más vulnerables frente a la erosión.

El retroceso del frente acantilado sigue dos dinámicas distintas, una más continua que tiene que ver con la disgregación y arrastre de los materiales que lo componen, y otra más episódica, como son los desprendimientos, deslizamientos y movimientos en masa, este último caso puede dar lugar a retrocesos del orden métrico en un solo episodio de retroceso. En ambos casos, los procesos periglaciares mencionados actúan como severos aceleradores.

Además del aumento de la capa activa, la presencia de criopeg estaría influyendo en el retroceso del frente acantilado ya que el mismo impide el desarrollo del permafrost en profundidad en la zona litoral. El estudio de Silva Busso et al. (2009) señala la presencia del criopeg en la zona de estudio mediante el apoyo de geoleléctrica con una configuración relacionada con los cambios del nivel del mar durante el holoceno y pleistoceno superior.

En este sentido se advierte que un aumento relativo del nivel del mar en esta zona podría jugar un rol muy importante ya que no sólo afectaría a la estabilidad de los frentes acantilados desde un punto de vista mecánico (por elevación del alcance de la acción de olas) sino que también favorecería la degradación del premafrost desde la base (sub-permafrost) o desde el lateral (intrapermafrost) facilitando así los mecanismos de termoerosión.

Si bien en el presente trabajo no se pudo medir las tasas de retroceso del frente acantilado, las mediciones del retroceso obtenidos por Zinsmeister (1979) con media de 0,97 m/año y máximas de hasta 1,33 m/año para la BLB en una zona ubicada al este de nuestra zona de trabajo, son compatibles con el modelo de retroceso planteado en apartado 6.5.1.1. Por otro lado, el desajuste de la red fluvial con el nivel de base es un buen indicador de la aceleración en la dinámica de erosión litoral dando lugar al rejuvenecimiento estático del sistema fluvial y la presencia de valles colgantes. Se advierte que la combinación del desarrollo de deslizamientos combinado con una rápida remoción del material al pie del acantilado es un escenario favorable para el rápido retroceso ya que puede ocurrir más de un evento de este tipo durante el verano. Esta posibilidad se ve amplificada a partir del aumento de los meses de exposición debido la disminución del hielo. Hielo marino adosado al pie.

Mediante el análisis realizado, mediante la red de monitoreo de temperaturas de suelos y el análisis multitemporal de imágenes enfocado en el hielo marino, puede determinarse que los aumentos de temperatura dan lugar al descenso del techo del permafrost, a una disminución de los meses de congelamiento del hielo marino, incremento en la velocidad de descongelamiento del hielo, ralentización del período de congelamiento del mismo y aumento de los meses libre de congelamiento que en su conjunto incrementan la velocidad en el desarrollo del retroceso del acantilado.

6.6.2 Erosión hídrica superficial

En cuanto a la dinámica fluvial, si bien está regulada por el régimen y calidad de las precipitaciones (cantidad, distribución en el tiempo o si son en forma de agua o nieve), en la zona de estudio influye mayormente el comportamiento del permafrost. Por un lado la profundidad a la que se sitúa el techo del permafrost (zona activa), limita la profundidad de encajamiento de los torrentes y por otro regula, en conjunto con la fusión de nieve y hielo superficial, la disponibilidad de caudales de agua.

Por lo general, la erosión hídrica es más intensa cuando la velocidad de tránsito del agua sobre el terreno es elevada, siendo esta velocidad una función de la pendiente y de los caudales de circulación. De este modo, las tasas de erosión hídrica deberían de ser más pequeñas en áreas de bajas pendientes y donde los caudales transportados por la red de drenaje son reducidos, como ocurre sobre la terraza marina en la que se emplaza la CB. No obstante, cabe señalar que esto que se cumple para la mayoría de los materiales geológicos, no sería tan válido sobre otros materiales con un comportamiento geotécnico

desfavorable como son los terrenos dispersivos. Dichos terrenos, ricos en minerales arcillosos y en sodio, sufren un comportamiento muy desfavorable en contacto con el agua (se desagregan, lo que facilita su erosión), siendo el factor determinante para la erosión en ese caso el tiempo de residencia del agua sobre el terreno y no únicamente la velocidad de la escorrentía.

Las características descriptas en el apartado 6.5.1.2 sobre el diseño y estadio juvenil junto con el abarrancamiento del sistema fluvial, se deben a un proceso de rejuvenecimiento relacionado con el rápido retroceso de la línea de costa, siendo esta una causa estática del rejuvenecimiento.

El análisis de sensoramiento remoto (Figura 6.8 A) sugiere que existen masas de hielo hacia las cabeceras, que se van derritiendo durante el periodo estival pero que no se descongelan completamente. Cuando la nieve acumulada en el interior de los nichos de nivación persiste el tiempo suficiente como para convertirse en hielo, se forman heleros permanentes residuales (Montes et al., 2019). En este sector su presencia probablemente esté relacionada con la orientación de las laderas (Norte) y el régimen de los vientos, que predominan desde el sur, favoreciendo grandes acumulaciones níveas.

En este sentido, si bien el hielo aporta agua de forma continua por derretimiento durante el verano, actúa como una “coraza protectora” en la cual permite sólo la movilización lenta y continua de sedimentos muy finos que son depositados inmediatamente frente a las mencionadas masas (Figura 6.18 A y B) o delante de las mismas, en forma de pequeños abanicos. Además, protege el permafrost situado debajo ya que limita la exposición al sol del terreno.

Parte de estos depósitos son posteriormente redistribuidos por el sistema fluvial, en parte son evacuados del sistema y en parte quedan como un depósito de materiales finos en el piedemonte (**Figura 6.18** C). Esta situación indica que, en años con elevadas temperaturas estivales ó una tendencia hacia años más cálidos, aceleraría los procesos de erosión fluvial en este sector y de continuar el calentamiento los heleros desaparecerían permitiendo la movilización de sedimentos más gruesos y exponiendo el terreno a la radiación solar.

El sistema fluvial descrito anteriormente genera una situación de riesgo geológico dada por la erosión lateral debida a la inestabilidad de borde canal del arroyo ubicado al oeste de la terraza de referencia, el cual presenta una vuelta de meandro cuya margen erosiva está avanzando hacia la terraza y se encuentra a poca distancia de la edificación (Figura 6.18 D).

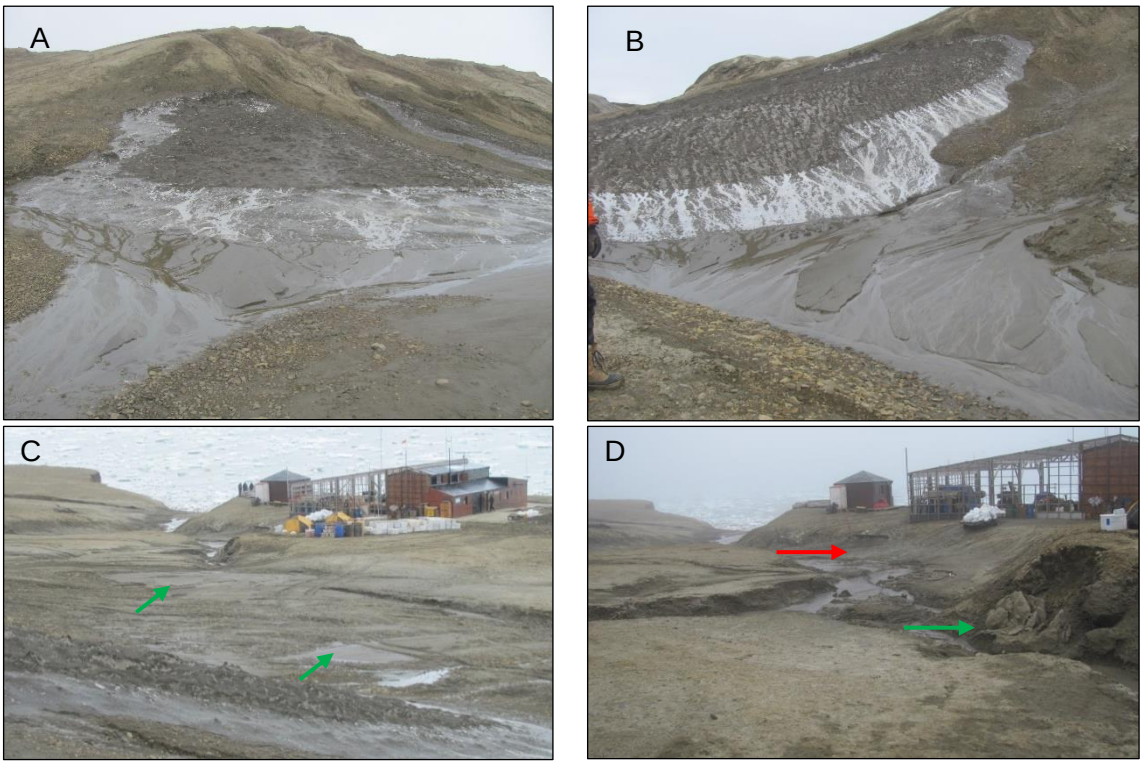


Figura 6.18: Depósitos de heleros permanentes o semipermanentes y erosión fluvial. A) Acumulación de sedimentos finos en contacto con masa de hielo; B) Acumulación de sedimentos finos en forma de abanico en contacto y delante de masas de hielo; C) Zona de acumulación de sedimentos finos (flechas verdes) D) Se muestra el borde erosivo del canal (flecha roja) y un desmoronamiento asociado a la erosión del canal (flecha verde)

Si bien el proceso erosivo no es muy veloz (debido al congelamiento de la red de drenaje durante el invierno, y la magnitud de los caudales durante el verano), su actividad se ve reflejada con la presencia de un desmoronamiento muy reciente asociado y a partir del análisis de sensores remotos, en el cual se detecta el avance desde el año 2010 a la actualidad. Por otro lado, esta situación guarda relación (favoreciendo) con el proceso de abarrancamiento de algunas cárcavas descriptas anteriormente.

Los heleros mencionados aportan agua de deshielo durante el período estival que en parte se evacúa y en parte se infiltra, saturando los sedimentos de agua al pie de estos y favoreciendo el desarrollo de una zona de permafrost con mayores contenidos de hielo, lo cual puede deducirse a partir del perfil geoeléctrico que para el SEV10 presenta una capa de mayor resistividad entre dos de menor resistividad Figura 6.15 B. Los modelos geoléctricos mencionados en los resultados coinciden con modelos realizados por otros autores para la zona como los de Silva et al (2013).

La caracterización geotécnica y geocriológica de detalle realizada en la zona ha puesto de manifiesto que los materiales más superficiales presentan unas características mecánicas muy bajas, tanto en lo referente a la resistencia a la penetración, como al arrastre. Durante

la campaña se pudo constatar que dichos materiales superficiales se encuentran muy alterados y desagregados. Esto provoca que el escarpe de la terraza marina se inestabilice con suma facilidad y retroceda mediante los mecanismos explicados anteriormente.

Además, la presencia de la U3 (conglomerados) cubre parcialmente las terrazas marinas, con un desarrollo variable para cada terraza en función de la erosión que ha sufrido la mencionada Unidad a lo largo del tiempo. Podríamos clasificarlas en tres situaciones en función de la cobertura de la U3 (conglomerados): 1) cobertura completa, 2) cobertura parcialmente erosionada y 3) cobertura relíctica (casi inexistente) (Figura 6.19).

Dado que el comportamiento de tipo dispersivo se desarrolla mayormente en la U3 y la interfase con la U2, la susceptibilidad a la erosión aumenta significativamente por la presencia de agua en mayor cantidad y mayor tiempo, con lo cual se espera un incremento significativo en las tasas de erosión hídrica superficial y un aumento del retroceso costero asociado al abarrancamiento descripto anteriormente.

Las observaciones de campo apoyan este modelo donde la red de drenaje tiene gran desarrollo con diseño dendrítico de textura media a fina para las terrazas de cobertura relíctica, sin desarrollo fluvial en las de cobertura completa y un desarrollo intermedio en las terrazas con cobertura parciamente erosionada.



Figura 6.19: Clasificación de terrazas según la cobertura de la U1. Se corresponden con las terrazas de oeste a este mapeadas en la figura 1. A) Cobertura completa, B) Cobertura relíctica, C) Cobertra completa; D) E) F) G) Cobertura parcialmente erosionada.

Aunque los procesos termoerosivos son más efectivos en zonas de permafrost rico en hielo (p ej. Kokelj y Jorgenson, 2013; Godin et al., 2014; Gagnon et al., 2024), dadas las características geotécnicas de los materiales, con altos contenidos de sodio, dispersivos y de baja resistencia mecánica, los efectos de la termoerosión en este permafrost son particularmente eficaces. Además, la termoerosión de las terrazas marinas a partir de la dinámica fluvial es significativa ya que la degradación del permafrost es muy efectiva por la alta densidad de la red drenaje que presentan.

6.7 Conclusiones

Los datos meteorológicos de la estación meteorológica de la base Marambio, indican que hay un aumento de temperaturas de alrededor de +1,7°C en el último decalustro y de +2° C en la última década. En base a los resultados se observa una incidencia notable en el aumento de temperaturas en el suelo, lo que da lugar a una profundización de la ubicación del techo del permafrost y el consecuente aumento del espesor de la capa activa.

La mencionada variación criológica, con aumento del espesor de la capa activa aumenta el potencial de erosión fluvial debido al aumento de la disponibilidad de agua en períodos estivales, y permite la incisión de los cursos fluviales a mayores profundidades. Asimismo, aumenta extraordinariamente el potencial erosivo debido a las características propias de los materiales geológicos de la zona de estudio ya que presentan un comportamiento de tipo dispersivo y que la densidad de la red drenaje fluvial favorece la degradación del permafrost por termoerosión.

Por otro lado, el aumento de la temperatura a escala local disminuye la duración de la formación cíclica del hielo marino, situación que, en conjunto con lo anteriormente mencionado, favorece los procesos erosivos vinculados al proceso marino costero. Además, estos efectos podrían ser potenciados por la degradación del lateral y la base del permafrost, debidos a la presencia de criopeg que disminuyen la competencia de los materiales que ante un aumento relativo del nivel del mar amplificaría sus efectos.

Las instalaciones presentes se encuentran en una situación de riesgo geológico dada su vulnerabilidad frente a los peligros de erosión fluvial y marina, con lo cual se deberán realizar acciones tendientes a disminuir la vulnerabilidad y/o el peligro de erosión, sino evaluar una relocalización a zonas más estables, teniendo en cuenta la aceleración de los procesos de erosión hídrica y litoral, ya que se predice la probabilidad de retrocesos del orden métrico en un solo evento en el frente acantilado.

La metodología combinando métodos de medición directa, geofísicos y de laboratorio ha sido eficaz para dar cumplimiento a los objetivos del estudio, además se alienta el uso del método del doble hidrómetro para la detección de materiales dispersivos en Antártida ya que ha resultado un método eficaz y más expeditivo que el pinhole test.

Capítulo 7

7 Discusión

Los objetivos principales de esta tesis han sido (a) aportar nuevo conocimiento científico en el estudio de las variaciones que los sistemas hidro-geomorfológicos causadas por el calentamiento global en ambientes situados en altas latitudes y zonas de montaña; y (b) proponer metodologías que permitan evaluar las tasas de cambio, a través del monitoreo de variables críticas.

El presente capítulo de discusión trata de: (i) situar la investigación en un marco conceptual; (ii) interpretar los principales resultados obtenidos para las distintas zonas de estudio; (iii) examinar sus implicaciones, tanto en el marco científico como en el aplicado; (iv) analizar las limitaciones del propio estudio, así como (v) explorar las posibles direcciones de investigación futuras.

7.1 Marco conceptual

7.1.1 Aceleración, amplificación e irreversibilidad de los procesos hidro-geomorfológicos

Chorley y Kennedy (1971) definieron 8 tipos de equilibrio para los sistemas geomorfológicos (Figura 7.1). El *equilibrio dinámico* (Hack, 1960) es aquel en el que los procesos geomorfológicos operan, pero los elementos activos del sistema están en equilibrio entre sí. Si se produce una modificación, como por ejemplo un cambio climático, puede superarse un *umbral geomórfico* (Schumm, 1973, 1979) generándose una inestabilidad en el medio. Estos umbrales pueden ser abruptos o graduales y pueden operar en cualquier intervalo de tiempo, desde minutos a millones de años (Begin y Shumm, 1984). El *equilibrio dinámico metaestable* se produce cuando un sistema atraviesa un umbral externo o interno (Chorley y Kennedy, 1971).

Son muchos los sistemas que se encuentran en equilibrio dinámico pero, en ellos, los elementos activos están en equilibrio, por lo que resulta muy difícil identificar dinámicas no reversibles. Además, en estos sistemas las variables geodinámicas podrían volver a un estado anterior si los factores que provocan el cambio también lo hacen. En contraposición, los sistemas dinámicos-metaestables tendrían un comportamiento asimilable a la histéresis (p.ej. East y Sankey, 2020), en los que dicho sistema conserva parte de la respuesta, aún

en ausencia de las causas que la generaron, lo que sí se consideraría como un cambio "irreversible". En este caso, los cambios se producen cuando se superan los umbrales, debidos bien sea a factores de tipo intrínseco (propiedades internas de los sistemas geomórficos) o extrínsecos, como podrían ser las acciones antrópicas, cambios climáticos o neotectónica (Gutiérrez, 2008).

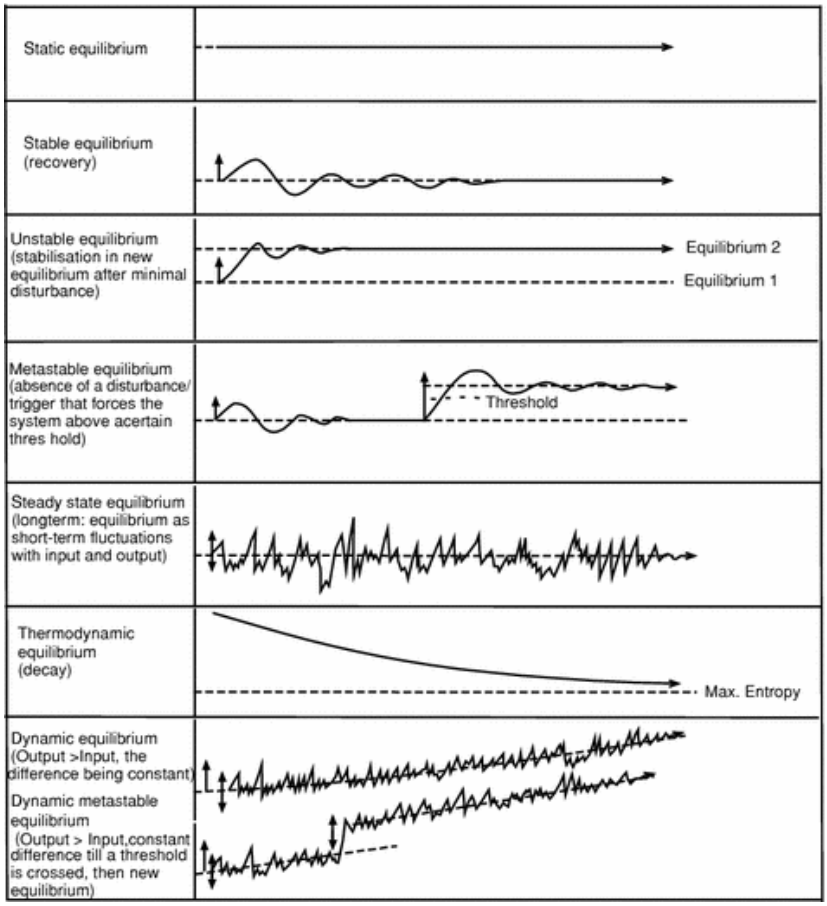


Figura 7.1: Tipos de equilibrio en Geomorfología. (Chorley y Kennedy, 1971).

En el marco de esta tesis, los sistemas geomorfológicos candidatos a sistemas críticos presentan un equilibrio metaestable o bien dinámico-metaestable (Chorley y Kennedy, 1971; Mayer, 1992). El cambio en dichos sistemas combina una tendencia dinámica, por ejemplo de aumento de una variable como podría ser la tasa de erosión, con una situación metaestable, en la que dicha tendencia sufre una súbita aceleración o desaceleración al superar el sistema un cierto umbral, por ejemplo, de aumento de la MAAT debido al calentamiento (Figura 7.2).

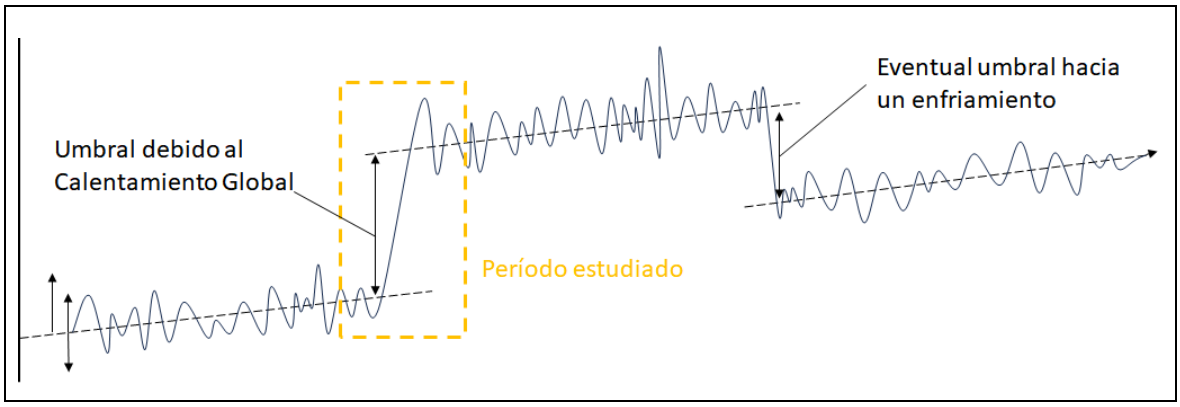


Figura 7.2: Equilibrio dinámico metaestable indicando la representación del umbral actual y del período estudiado. Modificado de Chorley y Kennedy (1971).

Un aspecto fundamental para analizar los cambios del paisaje en clave climática es establecer líneas de base de referencia, es decir, un conjunto de datos o condiciones iniciales utilizadas como punto de partida para comprender y monitorear qué cambios en el paisaje pueden ser atribuidos a la aceleración del calentamiento reciente. El Capítulo 3 propone una primera aproximación a este problema, en el que establece una línea base de referencia para los procesos de drenaje ácido natural en el área de montaña del Parque Natural de l'Alt Pirineu. Las fotografías aéreas históricas indican que los procesos eran claramente menos intensos antes de los 1990s, para acelerarse a partir de mediados los 1990s y de manera persistente a partir de 2012. En este caso, la línea base de tramos de torrentes afectados por los drenajes ácidos se podría establecer para el periodo 1945-1990, siendo inferior a ~10 km en la zona de estudio. En la actualidad hay más de 40 km afectados.

Determinar las líneas de base de referencia puede no resultar sencillo, debido a que requiere disponer información sobre la evolución del paisaje en periodos de tiempo muy amplios. Disponer de series históricas de fotografías aéreas como en el caso del Capítulo 3 resulta especialmente útil, pero esto no siempre será posible, pues los datos deberían capturar la información antes y después del periodo de respuesta del proceso, especialmente antes de que se supere el umbral de respuesta. Por otra parte, la identificación de la línea de base también dependerá en gran medida del tipo de respuesta del sistema geomorfológico frente al cambio ambiental. Esta tarea será mucho más sencilla para los sistemas en equilibrio metaestable o dinámico-metaestable, y mucho más compleja para los inestables o únicamente dinámicos (Figura 7.1).

Como ya se ha descrito, la respuesta de un sistema geomorfológico se produce cuando, tras superarse el umbral, el sistema responde con una aceleración en el proceso pasado un tiempo de reacción. Tras un periodo de relajación puede recuperar su equilibrio original,

lo que sería característico de un equilibrio dinámico (Figura 7.3 situación B); o alcanzar un nuevo equilibrio (situación A), lo que se consideraría como un sistema inestable o metaestable. La identificación de los equilibrios inestables-metaestables es la que permite identificar los umbrales de los procesos irreversibles.

Para conocer el tipo de respuesta del sistema, y determinar los umbrales climáticos que desencadenan los cambios geomorfológicos, es necesario obtener información sobre la evolución del paisaje que abarque todo el periodo entre un equilibrio inicial y otro final, lo que puede requerir periodos de tiempo elevado. Por lo tanto, los sistemas candidatos también deberían de presentar un tiempo de respuesta rápido, que sería la suma de un tiempo de reacción del sistema ante los factores ambientales impuestos por el cambio climático y un tiempo de relajación en el que dicho sistema establecería las nuevas condiciones de equilibrio (Figura 7.3). Por tal motivo, los sistemas de respuesta rápida como los propuestos en esta tesis son de especial utilidad para identificar los posibles umbrales climáticos, y analizar si sus efectos sobre el territorio son reversibles (situación B) o no reversibles (situación A), lo que supondría escenarios mucho más desfavorables.

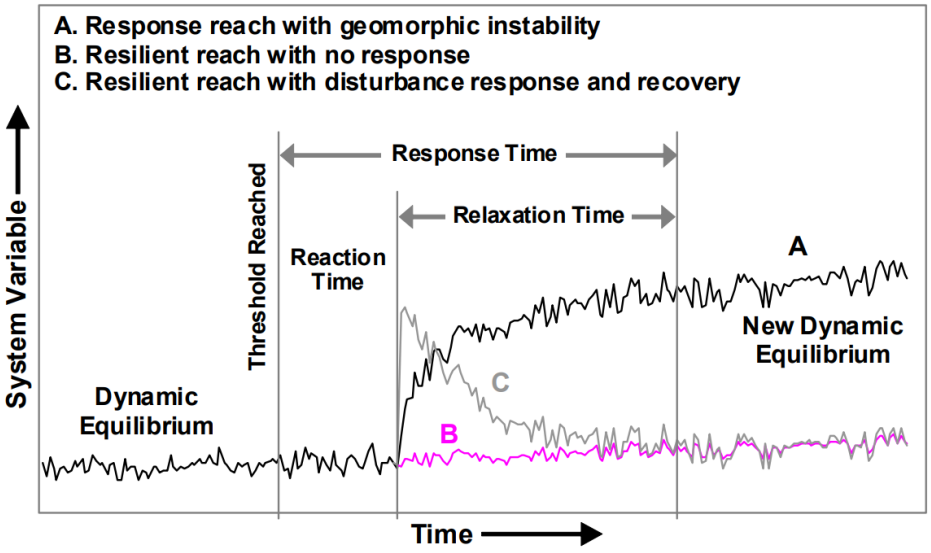


Figura 7.3: Diferentes respuestas potenciales un sistema geomorfológico frente al cambio climático (Marston, 2010).

Para dar una idea de las magnitudes de cambio en los procesos geomorfológicos analizados se recurre a la jerarquía de las escalas temporales y espaciales para ambientes litorales desarrollada por Cowell y Thom (1994), la cual muestra las grandes variaciones espaciales y temporales que intervienen en ese ambiente.

En la Figura 7.4 se representa la magnitud de los procesos más notables que concurren en los casos de estudio, en función de su afectación espacio-temporal. Sus magnitudes

ponen de manifiesto como los efectos del calentamiento global sobre las dinámicas regionales en ambientes periglaciares se caracterizan por presentar tasas de cambio muy rápidas, en comparación con otros procesos geomorfológicos, lo que las hace observables a escalas de tiempo humanas.

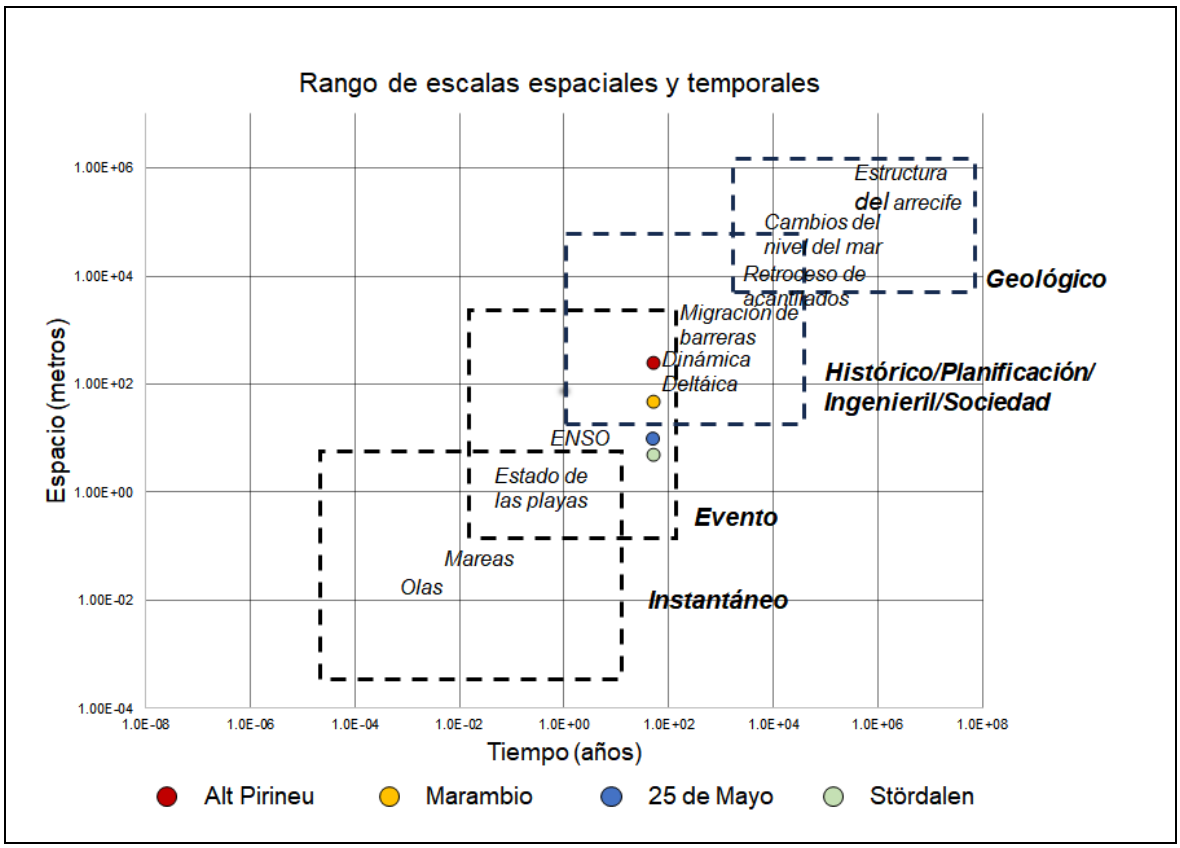


Figura 7.4: Representación de escalas espaciales y temporales implicadas en la evolución litoral donde se señala la magnitud de los procesos más conspicuos de cada caso de estudio. (Modificado de Cowell y Thom, 1994, en Woodroffe, 2002).

En el caso de la afectación de los ambientes periglaciares debido al cambio climático, la presente tesis muestra cómo, una vez superado el umbral externo (cambio climático) que constituye un cambio abrupto que opera durante décadas, genera una respuesta de equilibrio metaestable, donde los procesos geomorfológicos observados ya no retoman su comportamiento original. Como ejemplo, en el caso de l'Alt Pirineu (Capítulo 3), la aceleración reciente en el fenómeno de acidificación estaría relacionada con la aceleración en el calentamiento reciente, el en que la temperatura aumenta a razón de +36ºC/década desde 1980 (OPCC-CTP, 2018). Los máximos en la MAAT de 1997, 2006 y 2011 precediendo los episodios de acidificación más severos. Estos episodios extremos se considerarían el umbral climático que desencadena la respuesta dinámico-metaestable del sistema hidro-geomorfológico, que en este (Figura 7.3, situación A), en el que se alcanza un nuevo equilibro cada vez que se supera un umbral de alta temperatura.

El análisis sería más complejo para el caso de las anomalías en las precipitaciones, pues sólo el periodo de sequía de 2005-2007 precedió uno de los eventos extremos de acidificación (2007), pero no para el evento más extremo observado hasta la fecha (2012). Cabe señalar que es fundamental de situar las observaciones climáticas en un contexto regional y local apropiados y, en este caso, el periodo 2010-2012 fue excepcionalmente seco en el NE de España y parte del Pirineo, pero no lo fue en el Alt Pirineu, donde se registraron anomalías positivas en las precipitaciones. Por lo tanto, el análisis completo de los resultados revela que el aumento de temperatura puede ser un aspecto aún más influyente que la falta de precipitaciones en el proceso de acidificación, lo que no resultaba obvio *a priori*. En este caso, el aumento en las zonas afectadas por los procesos de acidificación se podría considerar como un indicador climático de los efectos del calentamiento reciente, que no son reversibles al menos en el corto plazo. Su monitorización en las próximas décadas podría ser especialmente útil para determinar si dichos cambios son reversibles o no en el largo plazo, lo que podría resultar un escenario más alarmante. Estas observaciones junto a otras líneas de evidencia como la desaparición de los glaciares, y los cambios ecosistémicos observados en la alta montaña podrían constituir múltiples líneas de evidencia, podrán contribuir a establecer modelos climáticos más robustos y mejores pronósticos de como el clima condicionará la evolución del paisaje de alta montaña en las próximas décadas, y proporcionar una base sólida para el diseño de estrategias de gestión y conservación de estos espacios naturales.

7.2 Resultados e implicaciones

Existe un consenso en que el calentamiento reciente podría haberse iniciado sobre los 1950s, con el aumento de las emisiones de efecto invernadero a consecuencia del desarrollo industrial y pruebas nucleares (Adam, 2024; Witza, 2024). Estas afirmaciones se basan en que la MAAT viene siendo registrada desde mediados del siglo XIX y sus tasas de calentamiento habrían sido inferiores a 0,03º - 0,05ºC/década desde finales del siglo XIX, se habrían más que duplicado desde 1950s y multiplicado x4 desde 1980 (Liu y Chen, 2000; Lobel y Fiels, 2007; Sánchez-Lugo et al., 2018; Kaufman et al., 2020; IPCC, 2022). No obstante, hay grandes diferencias regionales, lo que complica realizar análisis a escala global. Por ejemplo, en el ártico y en la alta montaña la tendencia actual es claramente de calentamiento acelerado (Serreze y Francis 2003, Pepin et al., 2015; Stuecker et al., 2018; England et al, 2021), mientras que en el antártico, tras una tendencia de calentamiento acelerado desde 1970, se registró un periodo de enfriamiento desde finales de los 1990s a 2014, del orden de −0.47ºC/década (Coock et al., 2014; Turner et al., 2016; Sancho et al., 2018). La heterogeneidad es mucho mayor en lo que respecta a las precipitaciones. A

escalas más locales y periodos de tiempo más reducidos, las tendencias son todavía menos claras y, por ese motivo, resulta necesario establecer líneas de base de referencia y umbrales de cambio para los distintos procesos geomorfológicos en cada contexto particular.

Las tasas de aumento de temperaturas observadas en las distintas regiones estudiadas en esta tesis son del mismo orden de magnitud y muy similares en términos absolutos a las globales, ya que están comprendidas entre +0,27 ºC/década (desde 1990 en Península Potter, Antártida) +0,28ºC/década (desde 1913 en Abisko, Suecia) +0,34 °C/década (desde 1971 en Isla Marambio, Antártida) y +0,36 °C/década (desde 1980 en Alt Pirineu, España), con tendencias de incremento incluso mayores para la última década. Asimismo, todas presentan promedios de temperaturas mayores a 0ºC durante el verano lo que da lugar a ambientes de tipo periglaciar con presencia de una capa activa (de descongelamiento estacional), ubicada desde la superficie hasta el techo del permafrost.

A partir de los estudios realizados en zonas donde se registra un aumento de la MAAT atribuible al calentamiento reciente, como son las regiones polares, circumpolares y de alta montaña, se constata que las tasas de cambio de los procesos hidro-geomorfológicos observados se vieron aceleradas y amplificadas en los periodos de observación contemplados de la presente tesis. La selección de los casos de estudio en las regiones que constituyen los límites entre los ambientes glaciar-periglaciar-no glaciar, y los resultados obtenidos, avalan la tesis de la alta sensibilidad que estos ambientes presentan ante el incremento de temperaturas, debido a que se encuentran en el umbral de los 0ºC, lo cual favorece los cambios de fase del agua sólida a líquida incrementando así las dinámicas hidro-geomorfológicas de forma rápida. La ubicación de los ejemplos a diferentes latitudes y altitudes, tanto en el hemisferio norte como en el hemisferio sur, si bien no pretenden servir como datos absolutos, sí permiten validar la hipótesis principal del trabajo y, además, dan cuenta de la variabilidad de problemáticas con base geomorfológica, que los aumentos de temperatura generan en el territorio. En este sentido, situar las observaciones climáticas en un contexto regional y local apropiados, que consideren la heterogeneidad del territorio en las interpretaciones climáticas, resulta un aspecto crítico a considerar para analizar los cambios hidro-geomorfológicos en clave climática. Para ello, la problemática particular de cada caso de estudio puede servir como referencia para extrapolar/exportar los cambios en las geodinámicas en zonas con similitudes en los contextos geográfico (altitud y latitud), geológico, geomorfológico y climático. Como resultado, y una vez determinadas las singularidades de cada caso, es posible extraer patrones más generales para una aproximación a los posibles efectos que

el calentamiento global va a tener en nuestro Planeta en ambientes periglaciares (y probablemente no periglaciares) a escala regional.

En la **Tabla 7.1** se expone un resumen de las características, las problemáticas más notables, sus causas y la magnitud de los procesos de los cuatro casos de estudio abordados en la Tesis.

	Pirineo	**Isla Marambio**	**Isla 25 de Mayo**	**Stördalen**
∆ Tm		+2 °C/década última década.	+1,3 ºC/década última década	Promedio > 0ºC en últimos años
∆ T media anual	+0,36 °C/década desde 1980	+0,34 °C/década desde 1970	+0,27 ºC/década desde 1990	+0,28ºC/década desde 1913
Problemática	Drenajes ácidos naturales	Degradación del permafrost continental y costero y termoerosión	Degradación del permafrost continental y costero y termoerosión	Degradación de permafrost continental
Evidencias	Pátinas de aluminio	Retroceso costero y erosión hídrica	Retroceso costero	Degradación de morfologías de palsa
Ambiente periglaciar	Alta montaña	Alta latitud	Alta latitud	Alta latitud
Tipo de permafrost	Discontinuo de alta montaña	Continuo - seco en alta latitud	Discontinuo a esporádico - seco en alta latitud	Discontinuo a disperso, con segregación de hielo en palsas
Tasa de cambio	Aumento de 30 Km de extensión desde 1945. Elevación de 45–55 m/década	Retroceso costero entre 0,45 y 1,33 m/año. Incisión de cursos fluviales	Retroceso costero ~ 0,2 m/año para la última década	Degradación de palsa intacta de un 30% en los últimos 15 años.
Procesos principales	Ascenso de límite periglaciar, fusión de hielo de formaciones rocosas periglaciares y DSGSD	Aumento de la capa activa, disminución del hielo marino y comportamiento geotécnico desfavorable.	Aumento de la capa activa, disminución del hielo marino ascenso relativo en el nivel del mar	Aumento de la capa activa y fusión de hielo supra- intra- y sub-permafrost

	Pirineo	Isla Marambio	Isla 25 de Mayo	Stördalen
Transición ambiental - morfoambiente	Periglaciar (donde ocurren las heladas, pero no dominan) a no periglaciar.	Periglaciar con dominio de heladas con disminución del dominio de heladas.	Periglaciar con dominio de heladas a periglaciar donde no dominan las heladas.	Periglaciar (donde ocurren las heladas, pero no dominan) a no periglaciar.

Tabla 7.1: resumen de las características, las problemáticas más conspicuas, sus causas y la magnitud de los procesos de los cuatro casos de estudio.

Si bien existen otros parámetros climáticos de gran importancia que controlan la variación de los procesos hidro-geomorfológicos, como puede ser el régimen de precipitaciones pluvial y nival, los vientos y los días de radiación solar entre otros, la temperatura del aire es la variable climática más importante respecto de a la incidencia en el régimen térmico de los suelos. En este sentido, los datos obtenidos a partir de los sistemas de monitoreo de la temperatura de suelos en los casos de estudio y el análisis de temperaturas del aire indican una notable correlación de la media móvil simple (media aritmética de “n” datos anteriores) en la Antártida (Capítulos 5 y 6). Además, los trabajos antecedentes llevados adelante por Åkerman y Johansson (2008) y Johansson et al. (2008) indican una correlación estadísticamente significativa entre la temperatura del aire y la temperatura del suelo en Abisko (próximo a la palsa de Stördalen) (Capítulo 4). En el caso del Alt Pirineu (Capítulo 3) no se cuenta con datos de temperatura de suelos y no se dispone de evidencias directas de la existencia de permafrost. No obstante, dicha existencia no puede descartarse por encima de los 2.500–2.700 m s.n.m. (Serrano et al., 2009; Oliva et al., 2016), donde también se originan los procesos de drenaje ácido. El hecho de que dichos procesos se produzcan preferentemente para orientaciones de aspecto norte sugiere que la degradación del permafrost también podría estar jugando un papel en los procesos de acidificación, como ya se ha documentado en otras áreas de alta montaña (p. ej. Ilyashuk et al., 2018).

Un aumento en la MAAT, por lo tanto, induce un aumento en la temperatura del suelo que puede tener determinadas “consecuencias “, que son las responsables del incremento en la velocidad y magnitud de procesos hidro-geomorfológicos críticos. Éstas pueden considerarse ***consecuencias directas****,* que son aquellas que ocurren directamente a partir del aumento de temperaturas y en ***consecuencias indirectas*** que son aquellas que ocurren a partir de las consecuencias directas, tanto de forma individual como de forma sinérgica a partir de la combinación de estas (Figura 7.2).

	Consecuencias del aumento de temperaturas	Resultado
Directas	Aumento de la capa activa	Aumento de la escorrentía supra-permafrost *Liberación de gases efecto invernadero *Cambios en la biodiversidad Colapso de cimentaciones e infraestructuras
	Degradación interna del permafrost	Disminución de competencia de materiales Aumento en las tasas de erosión e inestabilidades gravitacionales *Liberación de gases efecto invernadero
	Disminución en la concentración de hielo marino	Mayor exposición a la erosión costera por oleaje y temporales *Cambios en la biodiversidad
	Ablación glaciar y descarga de hielo continental al mar	Aumento de la escorrentía Pérdida de aislamiento del suelo frente a la radiación solar y la temperatura del aire Aumento relativo del nivel del mar *Cambios en la biodiversidad
Indirectas	Acidificación de masas de agua	Polución por metales y metaloides *Cambios en la biodiversidad
	Aceleración en la erosión hídrica	Abarrancamiento de red de drenaje Procesos de sedimentación Termoabrasión *Cambios en la biodiversidad Afectación a infraestructuras
	Termoerosión costera	Retroceso de la línea de costa Afectación a infraestructuras
	Aumento del nivel del mar	Retroceso relativo en la línea de costa Intrusión marina Afectación a infraestructuras
	Termoerosión profunda del permafrost	Procesos de subsidencia *Liberación de gases efecto invernadero Aumento de la escorrentía subterránea Intrusión marina en zonas litorales

Tabla 7.2: Tabla de síntesis de las consecuencias de los aumentos de temperaturas y los resultados de las mismas. (Nota: si bien el aumento de la capa activa y disminución del techo del permafrost es un proceso único, se separa en la presente clasificación para mayor comprensión de las consecuencias que el proceso genera). *No serán objeto de discusión, puesto que estudio ha excedido los objetivos marcados para esta tesis.

Las consecuencias directas son comunes a todos los casos de estudio a excepción de la variación en la concentración de hielo marino, que afecta sólo a los casos de Antártida, mientras que las consecuencias indirectas, son muy dispares en función del contexto geológico-geomorfológico y geográfico particular.

7.2.1 Consecuencias directas del aumento de temperaturas

En este capítulo se discuten las consecuencias directas del calentamiento que se estiman más relevantes en el marco de esta investigación:

7.2.1.1 Aumento de la capa activa y degradación del permafrost.

En ambientes periglaciares, la primera ***consecuencia directa*** del aumento de temperatura del aire es que induce un aumento en los tramos más superficiales del suelo, que conducen a un incremento en el espesor de la capa activa. Esto quiere decir que, durante los períodos estivales hay un incremento en la profundidad a la que ocurre el descongelamiento del suelo, se amplía el perriodo en este se encuentra descongelado. Esta situación genera una mayor disponibilidad de agua líquida, lo que acelera los procesos hidro-geomorfológicos presentes en cada caso, ya que el aumento de los volúmenes de agua disponibles subterránea y superficial ocurre de forma abrupta durante los meses de verano.

A modo de ejemplo, los ambientes de turbera y tundra ártica y antártica favorecen la formación de palsas (la inercia térmica de la turba favorece la conservación del hielo en el subsuelo), especialmente en las áreas de permafrost discontinuo, en los que se dan los ciclos de congelamiento-descongelamiento que controlan su crecimiento y desarrollo. La morfología particular de estos ambientes viene controlada por el espesor de la capa activa, es decir, por la profundidad a la que se encuentra el techo del permafrost. La hidrología de las palsas, aspecto clave en su evolución está controlada por factores intrínsecos, como el espesor de la turba, la profundidad a la que se encuentra el permafrost, que actúa como base de baja permeabilidad, y la topografía, y factores extrínsecos como la temperatura, precipitaciones, cobertura de nieve y vegetación. En condiciones de deshielo, se produce una circulación de agua supra-permafrost, que va de los puntos elevados (mayor carga hidráulica) hacia las depresiones (menor carga hidráulica), hasta incorporarse a la red de drenaje o, áreas palustres, cuando el gradiente hidráulico se anula. El propio flujo generado durante el deshielo tiene una relación de retroalimentación en el proceso (McKenzie y Voss, 2013), pues la mayor cantidad de agua liberada por deshielo genera mayor deshielo.

El flujo de agua liberado, además de a la transmisión de calor, también contribuye a los procesos de denudación superficial y a la merma en las propiedades resistentes de los materiales (Lewkowicz and Harris, 2005; Harris et al, 2009; Oliva and Ruiz-Fernández, 2015; Patton et al., 2019). Algunos que, por efecto del deshielo, aumentan su conectividad hidráulica, pierden parte de su cohesión aparente y ven disminuida su resistencia al corte. Como consecuencia, los materiales pueden colapsar y con ellos, las infraestructuras que los tienen como soporte. En los casos estudiados de la Antártida el aumento de los volúmenes de agua líquida debido al aumento de la capa activa es relativamente bajo, respecto al morfoambiente de palsas, dado que el tipo de permafrost es más seco (ver 5.3 y 6.3.1). No obstante, la circulación de agua supra-permafrost también ha sido sugerida por diversos autores (Ermolin y Busso, 2008; Silva Busso y Yermolin, 2014). En este caso, la pérdida de resistencia mecánica dependerá especialmente de la reología de los materiales, siendo poco significativa para el caso de rocas duras (p.ej. Isla 25 de Mayo, Capítulo 5), pero mucho más acusada para el caso de rocas blandas (p.ej. Isla Vicecomodoro Marambio, Capítulo 6). A modo dejemplo, los resultados de laboratorio realizados revelaron una disminución mayor al 20% de la resistencia a la compresión simple de los materiales de la zona (Capítulo 6).

Las observaciones realizadas en las palsas de Stördalen (Capítulo 4) han puesto de manifiesto que estos morfoambientes responden de manera extremadamente rápida a los cambios en el permafrost. Este es uno de los ejemplos más claros en los que la interpretación del paisaje puede realizarse en clave climática casi de una manera directa, dado que la microtopográfía responde de manera fiel a la profundidad a la que se encuentra el techo de permafrost y a su estado de degradación. En este caso, morfoambientes de palsa intacta (relieve local aproximado de +1 m) indican presencia de permafrost a profundidades <0,5 m, los de palsa degradada (+1 > relieve local > 0 m) indican una profundidad al permafrosrt >0,5 m y las zonas de llanura (relieve local ~0,0 m) reflejan la degradación total o casi total del permafrost. Por otra parte, este es un ejemplo claro de sistema geomorfológico en el que se puede aplicar el concepto ergódico (Paine, 1985). Al considerar un sistema geomorfológico como ergódico, se puede entender y predecir la variabilidad y la diversidad de las formas del paisaje a través del tiempo y el espacio, asumiendo que el sistema explora todas las posibles configuraciones de manera equitativa. En este caso las posibles configuraciones y estados de evolución y madurez del sistema: palsa intacta, palsa degradada y turbera activa coexisten en una misma localidad. De ese modo, el gradiente de formas (espacio) puede ser leído en clave de evolución (tiempo) (Figura 4.7). Por lo tanto, el monitoreo de la evolución morfológica de los ambientes de

palsa puede dar una información especialmente temprana sobre los efectos del calentamiento en estas regiones. En este sentido, los resultados obtenidos muestran como la integración de datos de teledetección y métodos no invasivos como la geofísica pueden constituir una metodología especialmente apropiada para esta tarea.

Las observaciones climáticas a través del estudio del permafrost más profundo son mucho más complejas. No obstante, los cambios en el permafrost en el seno de macizos rocosos pueden ejercer un control importante sobre las deformaciones gravitacionales en las laderas de la alta montaña, a diferentes escalas (Magnin et al, 2017; Hilger et al., 2021). Cabe considerar que la conductividad térmica de las rocas es muy inferior (~0,5 a 1,5 W/mK) a la de los suelos (incluso > 3 W/mK) (Barry-Macaulay et al., 2013). Esto hace que presenten una gran inercia térmica frente al calentamiento (y al enfriamiento). En estas condiciones, el tiempo de respuesta de estos sistemas puede ser mucho más lento que para el caso del permafrost superficial. El permafrost rocoso puede haber actuado como estabilizador de laderas hasta algunos miles de años después del deshielo (Hilger et al., 2021). No obstante, Hilger et al. (2021) ya han documentado como las tasas de deslizamiento de algunas laderas noruegas se estarían acelerando de manera moderada a fuerte en tiempos recientes, en algunos lugares situados por debajo o sobre el límite de permafrost alpino. Esto lleva a pensar que la degradación del permafrost rocoso durante el calentamiento reciente podría ser la causa de la aceleración observada, y que las deformaciones gravitacionales en las laderas serán mucho más frecuentes en las regiones polares y de alta montaña en las próximas décadas.

En el caso del Alt Pirineu (Capítulo 3), se ha documentado el retroceso del límite periglaciar, a razón de ~45 m-elevación/década, lo que hace que en la actualidad este se sitúe por encima de los 2.600-2.700 m s.n.m. En tales condiciones, cabe esperar que el permafrost rocoso también se esté degradando, y que pase a ser un permafrost “relícto” o “antiguo” cuando queda por debajo de ese límite altitudinal. Durante las observaciones realizadas en esta zona se identificó la presencia de deformaciones gravitacionales a gran escala, de tipo *sackung*, que afectaban las laderas del Monteixo, que se interpretan como estructuras de origen paraglaciar, relacionada con la retirada de las masas de hielo de los valles principales (e.g. Gutiérrez et al., 2005, 2008, 2012; Guerrero et al., 2013; Jarman et al., 2014). Relevante es que algunas fuentes situadas al pie de la estructura de sackung presentaban una hidroquímica alterada por presencia de metales, y una temperatura anómalamente baja para la época de los muestreos. Este hecho se interpreta como que la estructura de *sakung* es ahora permeable a través de fracturas, que conectan hidráulicamente la cabecera de la cuenca a elevaciones por encima de los 2500 m s.n.m.

con el fondo de valle a 1.800 m s.n.m. En tales condiciones, una ladera como esta, que podría haber permanecido estable durante un largo periodo de tiempo, podría llegar a superar un nuevo umbral climático que reactivase los movimientos. Cabe señalar que este sistema puede presentar una dinámica más lenta, y requerir de un tiempo de respuesta superior al sistema de palsas. Por ello, las técnicas de monitoreo apropiadas podrían ser más complejas. En este sentido, la alteración hidroquímica observada puede aportar información relevante, aunque sea de manera indirecta. Esta información podría ser complementaría a otras metodologías como la teledetección y geodatación, que ya se han mostrado eficaces para el monitoreo de deformaciones gravitacionales complejas (e.g. Crosta et al. 2017, Hilger et al., 2021).

7.2.1.2 Disminución en la concentración de hielo marino

Otra consecuencia directa del aumento de temperaturas del aire es la disminución del desarrollo y concentración del hielo marino en las zonas Antárticas. La formación de un pack de hielo es un proceso cíclico de congelamiento del agua de mar que comienza cuando la temperatura de ésta desciende a valores inferiores a los –1,9 ºC (Ravindra et al., 2011). Las particularidades del litoral favorecen la concentración de hielo de forma más rápida *landfast ice* marino (Fraser et al., 2023), que juega un papel muy importante como agente protector frente a la erosión costera. Se trata de un ambiente crítico, pues su desarrollo y estacionalidad dependen tanto de las condiciones tanto del entorno continental (p.ej. régimen de descargas de los campos de hielo y de los sistemas hídricos y acuíferos litorales), como del marino (i.e. condiciones del pack de hielo marino y circulación oceánica). La mayor concentración de hielo marino tiene lugar durante los meses de invierno y la mínima se da hacia finales del verano austral. Cabe señalar que, en febrero de 2023, el hielo marino de la Antártida estableció un mínimo récord, con lo cual, en siete años se han producido tres veranos con niveles bajos de hielo marino sin precedentes; además, después del mínimo de verano, la cobertura de hielo marino circumpolar de la Antártida permaneció excepcionalmente baja durante el avance del otoño e invierno, lo que dio lugar a las mayores anomalías de extensión de área negativa observadas durante la era de los satélites (Purich y Doddridge, 2023). En los dos casos estudiados en la Antártida, se confirma que los meses de permanencia de hielo marino son cada vez menos, pasando en la costa de Marambio (Mar de Weddell) de 8 meses (entre mayo y enero) para el periodo 2013-2014 a 5 meses (de abril a septiembre) en 2021 (Capítulo 6). En la Isla King George (Shetland del Sur), el periodo fue todavía inferior siendo del orden 1 mes (Capítulo 5). Esta tendencia se contrapone a lo observada de manera general para las últimas décadas, que indicaría un aumento en los índices de concentración de hielo, debida a que la mayor

descarga de hielo continental en las masas oceánicas favorece la formación y concentración de hielo marino (Ashley et al., 2021; Liu et al., 2023). Cabe tener en cuenta que, si bien, la concentración del hielo marino ya venía presentando una clara relación con la temperatura local en las Shetland del Sur, esta dependencia no era tan clara para el Mar de Weddell, al otro lado de la Península Antártica, donde la concentración de hielo marino se muestra más conectada a la circulación atmosférica y oceánica globales (Liu et al., 2023). Teniendo en cuenta este hecho, se podría considerar que la temperatura actual ha superado algún umbral, tras el cual la temperatura local ha pasado a tener un mayor control en la concentración de hielo también en el sector de la Isla Marambio. Es difícil establecer otras conclusiones más allá de las observaciones puntuales realizadas, debido a que la serie temporal de observación es aún muy corta. Y será necesario un mayor periodo para poder determinar si se trata de un proceso reversible, o bien, un cambio de tendencia de tipo histéresis, más característico de un equilibrio metaestable y por lo tanto sin retorno (p.ej. East y Sankey, 2020).

7.2.1.3 Ablación glaciar

La presente investigación no aporta nuevos datos sobre las tendencias actuales de ablación glaciar en las zonas de estudio. No obstante parece pertinente discutir algunos aspectos relacionados con ellos, para analizar las posibles relaciones con los procesos investigados aquí.

El balance de masa de un glaciar es la suma de todos los procesos que añaden masa a un glaciar y le quitan masa. La pérdida o ganancia de masa de un glaciar es una respuesta directa e inmediata de un glaciar a las condiciones climáticas y constituye un indicador clave del cambio climático, afectando el ciclo del agua y la evolución del paisaje en las regiones frías de la Tierra (Haeberli, W. 2004; IPCC, 2007; PNUMA, 2007). Se considera que de manera general la temperatura del aire en la superficie es el factor predominante en el equilibrio de las masas glaciares en zonas alpinas (p. ej., Schmieder et al. 2016), la Antártida marítima (p. ej., Falk et al. 2018) y la mayor parte del Ártico (p. ej., Nowak y Hodson 2013). La influencia de la temperatura influye en todas las partes del equilibrio de masa, a través de la precipitación sólido-líquido, la radiación de onda larga, la evaporación/condensación y la sublimación (Braithwaite, 2006; Ohmura, 2001). El aumento de temperaturas da lugar a la ablación glaciar por fusión del hielo (retracción de glaciares por cambios en el balance de masas), Cuando se alteran las relaciones entre la formación y la destrucción de hielo, y gana la destrucción, comienza el retroceso de la masa glaciar. En tales condiciones, se produce un aumento en los volúmenes de agua que se evacúan

mediante la escorrentía superficial, subterránea o directamente al mar, que es el principal motor en las dinámicas de los procesos de tipo proglaciar, que se producen en el frente del glaciar en retirada. Además de aceleración de las dinámicas de tipo aluvial de erosión-transporte-sedimentación –la mayor disponibilidad de agua y su mayor velocidad aumentan las fuerzas tractivas– la retirada de las masas de hielo también induce reajustes glacio-isostáticos, en forma de rebote y ascenso. A modo de ejemplo, estudios realizados en la Isla Vega ubicada al NO de la Isla Marambio indican que el retroceso glaciar ha aumentado la actividad fluvio-aluvial, identificando la temperatura del aire como el control clave tanto de las descargas hídricas del glaciar, como de la temperatura del agua, y que una vez iniciadas, la descargas tiene capacidad de persistir durante periodos de varios días, aunque la temperatura vuelva a situarse claramente por debajo de ºC (Kavan et al., 2023).

El único caso de estudio que presenta glaciares en las inmediaciones de la zona de investigación es el de la Península Potter (Shetland del Sur) (Capítulo 5). Los trabajos antecedentes indican un retroceso generalizado del campo de hielo Varsovia y su glaciar Fourcade desde los últimos 8 ka., con reavances más allá de los límites actuales en al menos tres ocasiones durante el Holoceno tardío: después de c. 1,7–1,4 ka, después de c. 0,7 ka y en 1956 D.C, y desde entonces ha experimentado un retroceso neto de más de 1 km a lo largo de la línea de flujo hasta la actualidad (Heredia-Barión, 2019; Heredia-Barión et al., 2023). El franco retroceso durante los últimos 50 años de esta regresión glacial es fácilmente observable, si se compara la posición actual del frente del campo de hielo Varsovia con su posición en las fotografías aéreas argentinas y británicas tomadas en 1955-57 y 1973 (del Valle et al., 2004). Además de los cambios en las dinámicas hidrogeomorfológicas, las descargas de agua también tienen implicaciones ecológicas muy significativas, dado que alteran las condiciones de salinidad, temperatura, disponibilidad de nutrientes y turbidez de las aguas, tanto en los sistemas costeras como marinos litorales (p.ej. Fuentes et al., 2016; Braeckman et al., 2018; Llanillo et al., 2019).

7.2.2 Consecuencias indirectas del aumento de temperaturas

Los casos de estudio abordados en la presente tesis ilustran que, más allá de las consecuencias directas del calentamiento en sí, también se pueden dar otras consecuencias indirectas con impactos significativos para el medio natural, la salud y las infraestructuras en las regiones frías.

El caso de estudio en el Pirineo (Capítulo 3) resulta un ejemplo claro en el que el calentamiento reciente, una vez superado un determinado umbral, habría desencadenado

ya cambios probablemente irrereversibles en las dinámicas de acidificación de las masas de agua y liberación de elementos geogénicos potencialmente tóxicos para los ecosistemas y la salud humana, al menos en el corto plazo. Otro ejemplo claro de estas consecuencias sería el caso de estudio de Stördalen (Capítulo 4), en las que las tasas de degradación del permafrost en ambientes de turbera se habrían acelerado en tiempo recientes. La respuesta del sistema hidro-geomorfológico al cambio de temperatura también parece presentan rasgos que indican que el cambio sería irreversible de mantenerse la tendencia actual, pues los cambios geomórficos inducidos en los sistemas de palsa son severos y apuntan ir más allá de aquellos que resultarían de variaciones cortas en el clima (duran sólo unos pocos años) (Sollid y Sørbel 1998). El sistema presenta también altos grados de sinergia y retroalimentación (McKenzie y Voss, 2013), pues la propia degradación del permafrost por el ascenso en la temperatura genera mayor tasa de degradación. Las implicaciones ecológicas de la degradación del permafrost en este ambiente de turba son también claras, tanto a nivel de ecosistema local (Huntleyet al., 2003, Walther et al., 2009; Gibson et al., 2018; Witze, 2020; Davidson et al., 2020; Jin et al., 2021; Wilkinson et al., 2023) como a escala más global, dada la elevada contribución de estos sistemas a la generación de gases de efecto invernadero (Schuur et al., 2015; Serikova et al., 2019; Christensen et al., 2023).

Otras consecuencias indirectas con claras implicaciones en la evolución del paisaje son la alteración en los procesos de erosión-sedimentación y la aceleración de sus tasas de cambio a consecuencia del calentamiento reciente. Un buen ejemplo de esta aceleración lo constituye el caso de estudio en la Isla Marambio (Capítulo 6) en la que los procesos de termoerosión y termoabrasión se estarían acelerando en tiempos recientes. Este comportamiento sería la consecuencia de factores climáticos locales como el aumento de la temperatura y variación en el régimen de precipitaciones en forma de lluvia y nieve), pero también de dinámicas más globales como la retirada de los campos de hielo y el reajuste glacio-isistático. Este último provoca cambios relativos en el RSL y, por lo tanto en el nivel de base, que es uno de los aspectos con mayor control en las dinámicas fluviales y aluviales. En condiciones de mar bajo, la red de drenaje responde con una tendencia al encajamiento, en el que las tasas de incisión fluvial se aceleran para conectar con el nivel de base inferior. Esa tendencia sería especialmente aguda en entornos que están experimentando un rebote gracio-isostático como la Isla Marambio. En el caso contrario, de subida en el RSL, la tendencia del sistema puede ser distinta en función de la posición que el RSL hubiera tenido en el pasado. En este sentido, en un escenario de ascenso en el RSL, las cabeceras de las cuencas no experimentarían procesos de erosión

generalizada hasta que se superase el umbral máximo del RSL en el pasado. Los modelos de reajuste glacio-isostático para la región antártica indican que el RSL habría tenido un *highstand* del orden de ~ +20 s.n.m. durante el Holoceno reciente (Whitehouse et al., 2012b, Argus et al., 2014; Braddock et al., 2022). Asumiendo que las cabeceras de las cuencas no hayan sufrido cambios muy significativos desde ese momento, ese sería el umbral que desencadenaría los procesos erosivos a gran escala en las partes altas de la cuenca. Cabe señalar que esta aproximación no considera ortos procesos como podrían ser grandes deslizamientos de origen paraglaciar, que podrían ser también un agente con gran potencial de cambio en el paisaje.

Por otra parte, existen otras circunstancias locales que deberían ser tenidas en cuenta en el momento de realizar análisis de tendencias a escala más global. Los modelos de cambios en las tasas de erosión-sedimentación a menudo no tienen en cuenta la reología de los distintos materiales, o se basan en generalidades como diferencias entre rocas duras y rocas blandas o sedimentos no consolidados. Esas generalidades pueden ser suficientes cuando se analizan las tasas a escalas globales (p.ej. Fernandez et al., 2016), pero pueden ser poco representativas y subestimar los riesgos en entornos como el de la Isla Marambio (Capítulo 6). Esta isla se caracteriza por unos procesos de erosión-sedimentación muy activos (Montes et al., 2019), en los que la red de drenaje se rejuvenece y encaja de manera muy acusada, bien por encima de lo que cabría esperar en el entorno antártico. La red de drenaje presenta un carácter dendrítico, con tasas de abarrancamiento muy elevadas, que van desde la formación de *rills* hasta profundos *gullies* y también se observan claros indicios de *piping*, característicos de circulación subsuperficial y colapso. El resultado es un paisaje abarrancado de tipo *badland* que contrasta con los relieves más regulares que dominan, por ejemplo, en la Isla 25 de Mayo. Los cursos principales presentan valles anchos (los procesos termoerosivos degradan lateralmente el permafrost), con morfologías de fondo plano (el mismo permafrost dificulta el encajamiento que únicamente se produce en el área de *talik* aluvial) (Bloom, 1978) y colmatación por sedimentos finos. No se dispone de datos concretos, pero todos éstos son indicadores de tasas de erosión muy elevadas, que con toda probabilidad superan ampliamente las tasas de erosión globales estimadas para la Península Antártica (~0,1 a 0,4 mm/año) (Fernandez et al., 2016). Dichas tasas serían el resultado de la acción de termoabrasión superficial y los procesos fluvio-aluviales, que, en ambos casos se habrían acelerado por efecto del calentamiento reciente. En este caso, el comportamiento geotécnico desfavorable de las rocas cretácicas y paleógenas aflorantes en la Isla, con un marcado carácter dispersivo, sería un aspecto que tener muy en cuenta en los análisis. Este ejemplo pone de manifiesto la necesidad mejorar el

conocimiento sobre sobre las características generales, pero también particulares de los distintos sistemas hidro-geomorfológicos a analizar. Este conocimiento puede ser especialmente crítico cuando de lo que se trata es de evaluar el riesgo que dichos procesos tienen sobre la estabilidad del medio natural y las infraestructuras. No considerarlo puede llevar a sobre-o minus-valoraciones en la magnitud real de las amenazas derivadas del calentamiento reciente en nuestro Planeta y muy especialmente en sus regiones frías.

Un caso similar es el de la erosión costera, que es muy evidente tanto en el mencionado caso de estudio de Marambio (Capítulo 6) como de la Isla 25 de Mayo (Capítulo 5). Investigaciones realizadas en regiones polares del hemisferio norte indican que las tasas de erosión de las costas de permafrost lo largo del Mar de Beaufort de Alaska y costa del Yukón se aceleraron en los últimos 50 años (Mars and Houseknecht, 2007; Jones et al., 2009; Lantuit and Pollard, 2008), y que lo hicieron de manera sincrónica con la disminución de la extensión del hielo marino en todo el Ártico, lo que sugiere una relación causal entre los dos (Overeem et al., 2011). Los estudios sobre las tasas de erosión costera en la Antártida son escasos (p ej. Zinsmeister, 1979), pero se espera que esas tendencias también serían análogas en esta región, aunque el menor calentamiento reciente que experimenta esta región respecto del Ártico sugiere que la erosión costera también debería ser menor. A pesar de que las tasas registradas en la actualidad se consideran elevadas para el entorno antártico de las islas 25 de Mayo (~0,2 m/año) y Marambio (~1 m/año), los mecanismos de erosión presentan aspectos particulares bien distintos. Los mecanismos de erosión en la Isla 25 de Mayo responden a una dinámica esencialmente marina, es decir, la acción del oleaje y temporales es más intensa ahora, debido a que la protección del hielo marino es menor, y la acción termoerosiva del océano se estima que podría jugar un papel menor. En cambio, las tasas de erosión por los procesos termoerosivos del frente litoral, y de termoabrasión y encajamiento de la red fluvial sobre las terrazas marinas son mucho más relevantes en el caso de la Isla Marambio, y mayores en magnitud. Lo que sí es común en ambos casos, es que la erosión costera se da en un escenario de levantamiento glacio-sisostático y calentamiento reciente, lo que podría explicar las altas tasas de erosión registradas en ambos casos, que son tan distintos en lo particular, pero que tienen un marcado control global, especialmente en el largo plazo.

7.2.3 Características del análisis de los resultados

Dado que la discusión de los resultados desarrollada anteriormente presenta distintas aproximaciones de carácter cuantitativa, cualitativa, mixta o hipotética, se presenta una tabla de resumen de cada análisis (**Tabla 7.3**).

	Consecuencias del aumento de temperaturas	Tipo de prueba
Directas	Aumento de la capa activa	Antecedentes (cualitativos y cuantitativos) Medición de temperatura de suelo.
	Disminución del pack de hielo marino	Semi cuantitativo (en base a sensoramiento remoto)
	Ablación glaciar	Antecedentes cuantitativos
Indirectas	Acidificación de masas de agua	Cuantitativo
	Aumento de la erosión hídrica	Cualitativo (en base a análisis geomorfológico)
	Aumento del retroceso de línea de costa	Antecedentes (cuantitativo) Semi cuantitativo (registro fotográfico) cualitativo
	Aumento del nivel del mar	hipotético
	Degradación de la base y los laterales del permafrost	Cualitativo (en base a prospección geofísica). Hipotética

Tabla 7.3: Resumen del tipo de evidencia que comprueban las consecuencias del aumento de temperaturas.

7.3 Limitaciones del presente estudio y nuevas vías de investigación

A partir de la discusión planteada en base a los resultados obtenidos, a continuación, se hace referencia a las limitaciones que presenta el presente trabajo y además la de la utilidad de continuidad de algunos estudios iniciados y la conveniencia del desarrollo de nuevas líneas de trabajo.

7.3.1 Series de datos de temperaturas

La medición de la temperatura de los suelos y su relación con la temperatura del aire ha permitido corroborar la correlación de tipo directa entre las dos variables para los casos de estudio de la Antártida, y a partir de la proyección del aumento de temperaturas del aire, inferir la tendencia hacia el aumento de la capa activa y degradación del permafrost.

Sin embargo, nuestras series de datos son cortas, es decir de 2 años en Isla Marambio y de 1 año en Isla 25 de Mayo (ver 5.3.3 y 6.3.4), para poder corroborar el aumento de la capa activa. Si bien, existe información antecedente que indica evidencias del aumento de la capa activa con ejemplos en distintas zonas del ámbito de la Península Antártica, tanto a partir de mediciones directas (p ej. Bockheim et al., 2013) como indirectas (p ej. Del Valle et al., 2004), se cree conveniente continuar con las mediciones de temperatura de suelos

con el fin de obtener series más largas y datos precisos y locales del mencionado aumento de la capa activa.

Por otro lado, sería conveniente ampliar la red de monitoreo de las temperaturas de suelos en el ámbito de la Base Carlini y el sector de Casa de Botes. En la base Carlini los sensores fueron ubicados cercanos a la línea de costa, y luego, una zona más retirada de la costa con sensores dentro de la capa activa. De forma complementara sería de gran interés ubicar nuevos sensores por encima del límite probable de permafrost continuo ubicado por encima de los de los 100 m s.n.m. según Silva Busso y Yermolin (2014). En el caso de Isla Marambio, una red de monitoreo ubicada en el sector de casa de botes permitiría controlar el aumento de la capa activa en este sector y evaluar posibles variaciones respecto de los datos obtenidos sobre la meseta donde se encuentra la base Marambio.

7.3.2 Única campaña de relevamiento in-situ

A excepción del caso de estudio del Alt Pirineu, donde se realizaron varias campañas en distintas épocas del año y en distintos años, las campañas realizas en altas latitudes fue sólo una en cada caso.

Si bien la información generada es gran utilidad y permite validar las hipótesis de la tesis, un único relevamiento de campo presenta dificultades a la hora de realizar estimaciones de tipo cuantitativa más precisas respecto de la velocidad de los cambios en las dinámicas hidro-geomorfológicas.

La realización de nuevas campañas de similares características, aunque enfocadas en la cuantificación de las tasas de aceleración de los procesos mencionados daría la posibilidad de obtener datos cuantitativos y más cabales de los cambios.

En el caso de Stördalen, nuevas campañas de relevamiento hidrogeomorfológico y geofísicas permitirían cuantificar las tasas de degradación de la base y laterales del permafrost, relacionarlas con la degradación del techo del permafrost y su expresión geomorfológica superficial y así ajustar el modelo conceptual hidrogeomorfológico planteado en la presente tesis. Esto sería posible mediante una nueva campaña geofísica similar a la realizada anteriormente con observaciones de campo de la respuesta geomorfológica superficial y la variación en los patrones de circulación del agua superficial.

El monitoreo del retroceso de la línea de costa tanto en la Bahía de López Bertodano (Marambio) como en la península Potter (25 de Mayo) es una tarea fundamental para evaluar la evolución en la velocidad de los procesos erosivos. Si bien se pueden hacer

aproximaciones a partir del sensoramiento remoto, la dificultad de cobertura satelital en zonas polares y la consecuente incerteza en las mediciones, la cuantificación in-situ es una herramienta fundamental para el seguimiento de la evolución de la línea de costa y la predicción de su comportamiento a mediano y largo plazo. Para el caso de la Bahía de López Bertodano, durante la campaña realizada se ha incorporado una cuadrícula de estacas frente a la Casa de Botes para poder obtener medidas cuantitativas de la tasa del retroceso ya que si bien existen trabajos inéditos sobre la evaluación los datos no son consistentes. En el caso de la isla 25 de Mayo sería de gran utildad la implementación de una red de medición similar.

7.3.3 Limitaciones en las técnicas geofísicas implementadas

Los métodos geofísicos empleados han dado muestras del éxito que tienen en la prospección subterránea en este tipo de ambientes periglaciares. Tanto la sísmica de refracción como la tomografía eléctrica de resistividades han sido fundamentales para avalar la hipótesis de trabajo.

Sin embargo, debido a las posibilidades económicas y logísticas de los distintos proyectos que financiaron las campañas, no ha sido posible combinar los dos métodos en todos los casos.

En el caso de la isla 25 de Mayo, una limitación es que las técnicas de sísmica de refracción son muy sensibles al ruido ambiental que puede llegar a contaminar los datos como puede ser el ruido sísmico producido por el oleaje que puede ser intenso con lo cual se encuentran limitaciones para estudiar sectores muy próximos a la costa. En este sentido se podrían complementar los datos de tomografía sísmica de refracción con datos de sísmica de ondas superficiales de tipo MASW (multichanel analisis of surface waves). Los datos generados con MASW ofrecen información muy valiosa sobre la resistencia a cizalla de los materiales, parámetro fundamental para poder realizar estimaciones más completas sobre la resistencia de los materiales cuando son sometidos a cargas estáticas (como las transmitidas por las edificaciones e infraestructuras) así como dinámicas (las que se inducirían por las vibraciones de un sismo). En el caso de la MASW el ruido ambiental del oleaje no sería una limitación sino al contrario, muy útil puesto que podría ser utilizada como fuente pasiva de ondas de cizalla

En el caso de Isla Marambio, sólo pudo ejecutarse una serie de Sondeos Eléctricos que han permitido definir de forma continua el techo del permafrost a lo largo de un perfil (es decir en 2 dimensiones) pero no ha permitido obtener una imagen 2,5D o cuasi 3D del

subsuelo, que daría una idea más clara y precisa del porcentaje de permafrost y su distribución. La aplicación de los métodos de ERT y SRT en los sitios donde no se realizaron darían una idea más precisa de las dinámicas desarrolladas.

Además, el del dispositivo de SEV elegido tuvo la finalidad de atender el enfoque de tipo geotécnico y para evaluar la presencia y variación espacial del techo del permafrost, con lo cual el alcance en profundidad es reducido. Si bien la investigación llevada adelante por Silva Busso et al. (2013) permitió obtener una valiosa información de la presencia de criopeg en distintos sectores de la Bahía de López Bertodano, la realización de estudios de detalle mediante ERT con tendidos de mayor alcance y en mayor número, en conjunto con mediciones cuantitativas del retroceso de la línea de costa y datos de temperatura del suelo permitirían ajustar el modelo de retroceso de la línea de costa y su rol en la degradación de la base y laterales del permafrost en este sector antártico.

Dado el importante papel que juegan los grandes deslizamientos y depósitos periglaciares, como las principales unidades acuíferas de montaña relacionadas con los DAN para el caso del Alt Prineu, su investigación mediante ERT y SRT permitían caracterizar en profundidad las unidades geomorfológicas involucradas y las relaciones hidrodinámicas de interés para el estudio de los DAN. Para ello sería de gran interés realizar este tipo de estudios en las zonas de cabecera de los DSGSD y sobre las geoformas periglaciares más destacadas como los glaciares de roca o los *protalus rampart*.

Capítulo 8

8 Conclusiones

Los ambientes periglaciares de alta montaña y altas latitudes están experimentando una aceleración en las dinámicas de los procesos hidrogeomorfológicos, como respuesta al calentamiento que sufren estas regiones en tiempos recientes. Estas dinámicas afectan tanto a las aguas superficiales como subterráneas y a los océanos, que ven alterados sus patrones de flujo y su hidroquímica, y a los procesos geomorfológicos controlados por el agua. El calentamiento tiene efectos directos como son el ascenso en el nivel del mar, en la distribución de las masas de hielo, tanto continentales como marinas, y en la degradación del permafrost.

Relacionados con éstos, se observan otros efectos indirectos que afectan de manera distinta al territorio, en función de sus contextos particulares. Las observaciones realizadas indican que, fruto del calentamiento, la calidad de las aguas de montaña se deteriora, los ambientes fríos de turbera se transforman, la concentración de hielo marino costero disminuye y las tasas de erosión litoral y continental se aceleran. En muchos casos, las tasas de cambio que presentan estos procesos se encuentran en máximos respecto del periodo de registro instrumental e histórico, lo que coincide con los datos de aceleración del calentamiento reciente, que son también los mayores de todo el registro.

Los potenciales impactos sobre nuestro entorno son aún desconocidos, aunque ya se han observado importantes implicaciones en los ecosistemas, la salud y las infraestructuras. Los impactos no son siempre negativos, pues los cambios pueden ser aprovechados por parte de la biodiversidad como una oportunidad de vida, pero otros son claramente adversos, como la liberación de gases invernadero y de elementos geogénicos tóxicos, así como el colapso de edificaciones e infraestructuras en ambientes antárticos por efecto de la degradación del permafrost y la erosión. Por otra parte, los procesos observados presentan relaciones sinérgicas y de retroalimentación, pues la propia dinámica del proceso lo retroalimenta. Ejemplos claros sería el caso del deshielo, que a su vez genera mayor flujo que contribuye a un mayor deshielo o, a escala global, el calentamiento de los entornos de turbera ártica y antártica liberan carbono orgánico que contribuye al mayor calentamiento por emisión de gases invernadero. Estos procesos con clara retroalimentación positiva estarían viendo acelerados sus tasas de cambio, por la acción catalizadora de la temperatura. Teniendo en cuenta que las proyecciones climáticas

apuntan a que la tendencia de calentamiento seguirá en el futuro, las tasas de cambio y posibles efectos adversos podrán ser más severos en las próximas décadas.

Teniendo en cuenta que el escenario futuro es pesimista, resulta necesario diseñar nuevas políticas y actuaciones para la conservación del medio natural e infraestructuras en las regiones frías, encaminadas a garantizar la sostenibilidad y resiliencia de estas regiones especialmente críticas y vulnerables al calentamiento reciente. Por lo tanto, es necesario mejorar el conocimiento que se tiene respecto del medio natural y sus dinámicas, así como sus respuestas frente a los cambios ambientales y, con ello, alcanzar diagnósticos acertados que contribuyan en esa tarea. En este sentido, las metodologías aplicadas en esta investigación se han mostrado eficaces para identificar los cambios en los procesos hidrogeomorfológicos y monitorizar las tendencias y tasas de variación, aspecto crítico para construir modelos robustos y predicciones realistas, tanto a nivel local como a escala más Global.

Bibliografía

Ablain, M., Cazenave, A., Larnicol, G., Balmaseda, M., Cipollini, P., Fauge`re, Y., Fernandes, M.J., Henry, O., Johannessen, J.A, Knudsen, P., Andersen, O., Legeais, J., Meyssignac, B., Picot, N., M, Rudenko, S., Scharffenberg, M. G., Stammer, D., Timms, G., Benveniste, J. (2015). Improved sea level record over the satellite altimetry era (1993–2010) from the Climate Change Initiative project. Ocean Sci 11:67–82. doi10.5194/os-11-67-2015.

ACIA. (2005). Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge University Press: New York, USA.

Adam, D. (2024). Ditching 'Anthropocene': why ecologists say the term still matters. Nature-News. doi: https://doi.org/10.1038/d41586-024-00786-2

Ahonen, L., Tuovinen, O.H. (1991). Temperature effects on bacterial leaching of sulfide minerals in shake flask experiments. Appl. Environ. Microbiol. 57, 138–145.

Akcil, A., Koldas, S. (2006). Acid mine drainage (AMD): causes, treatment and case studies. J. Clean. Prod. 14, 1139–1145.

Åkerman H.J., Malmström B. (1986) Permafrost Mounds in the Abisko area, Northern Sweden, Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 68:3, 155-165, DOI: 10.1080/04353676.1986.11880169.

Åkerman, H. J., Johansson, M. (2008). Thawing permafrost and thicker active layers in sub-arctic Sweden. Permafrost and Periglacial Processes, 19(3), 279-292. https://doi.org/10.1002/ppp.626.

Anisimov, O.A., D.G. Vaughan, T.V. Callaghan, C. Furgal, H. Marchant, T.D. Prowse, H. Vilhjálmsson and J.E. Walsh. (2007). Polar regions (Arctic and Antarctic). Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, 653-685.

Archie, G.E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Pet. Trans. AIME 146, 54–62.

Argus, D.F., Peltier, W.R., Drummond,R., Moore, A. W. (2014). The Antarctic component of post glacial rebound Model ICE-6G_C (VM5a) based upon GPS positioning, exposure age dating of ice thicknesses and sea level histories. Geophys. J. Int. 198, 537–563

Ashley, K. E., McKay, R., Etourneau, J., Jimenez-Espejo, F. J., Condron, A., Albot, A., Crosta, X., Riesselman, C., Seki, O., Massé, G., Golledge, N. R., Gasson, E., Lowry, D. P., Barrand, N. E., Johnson, K., Bertler, N., Escutia, C., Dunbar, R., and Bendle, J. A. (2021). Mid-Holocene Antarctic sea-ice increase driven by marine ice sheet retreat, Clim. Past, 17, 1–19, https://doi.org/10.5194/cp-17-1-2021.

ASTM D2216-10. (2019). Standard Test Methods for Laboratory Determination of Water (Moisture) Content of Soil and Rock by Mass. Last Updated: Mar 19, 2019.

ASTM D2487-11. (2018). Standard Practice for Classification of Soils for Engineering Purposes (Unified Soil Classification System). Last Updated: Feb 09, 2018.

ASTM D4221-99. (2017). Standard Test Method for Dispersive Characteristics of Clay Soil by Double Hydrometer. Last Updated: Aug 16, 2017.

ASTM D4318-10. (2014). Standard Test Methods for Liquid Limit, Plastic Limit, and Plasticity Index of Soils. Last Updated: Jan 29, 2014.

ASTM D4647/D4647M-13. (2020). Standard Test Methods for Identification and Classification of Dispersive Clay Soils by the Pinhole Test. Last Updated: Feb 26, 2020.

ASTM D6951-03 (2003). Standard method for use of the dynamic cone penetrometer in shallow pavement applications. International, West Conshohocken, PA.

ASTM D7263-21. (2021). Standard Test Methods for Laboratory Determination of Density and Unit Weight of Soil Specimens. Last Updated: Jan 21, 2021.

ASTM D7928-21e1. (2021). Standard Test Method for Particle-Size Distribution (Gradation) of Fine-Grained Soils Using the Sedimentation (Hydrometer) Analysis. Last Updated: Jun 10, 2021.

Aydin, A., Basu, A. (2005). The Schmidt hammer in rock material characterization. Eng. Geol. 81, 1–14.

Bacardit, M., Camarero, Ll. (2009). Fluxes of Al, Fe, Ti, Mn, Pb, Cd, Zn, Ni, Cu, and As in monthly bulk deposition over the Pyrenees (SW Europe): The influence of meteorology on the atmospheric component of trace element cycles and its implications for high mountain lakes. J. Geophys. Res.-Atmos. 114, G00D02.

BAIC. (2019). Butlletí annual d'Indicadors Climàtics 1950-2018. Meteorological Service of Catalunya 85 pp. URL:. https://static-m.meteo.cat/wordpressweb/wp-content/uploads/2018/05/29153739/BAIC2017_Resum_executiu.pdf.

Baker, B.J., Bandfield, J.F. (2003). Microbial communities in acid mine drainage. FEMS Microbiol. Ecol. 44, 139–152.

Balser, A. W., Jones, J. B., Gens, R. (2014). Timing of retrogressive thaw slumps initiation in the Noatak Basin, northwest Alaska, USA. J. Geophys. Res. Earth Surf. 119, F00288

Barnekow, L. (2000). Holocene regional and local vegetation history and lake-level changes in the Torneträsk area, northern Sweden. J. Paleolimnol. 23, 399–420.

Barnolas, A., Pujalte, V. (2004). La Cordillera Pirenaica. In: Vera, J.A. (Ed.), Definición, límitesy división. Geología de España. Sociedad Geológica de España – IGME, Madrid, pp. 233–241.

Barrera-Escoda, A., Gonçalves, M., Guerreiro, D., Cunillera, J., Baldasano, J.M. (2014). Projections of temperature and precipitation extremes in the North Western Mediterranean Basin by dynamical downscaling of climate scenarios at high resolution (1971–2050). Climate Change 122, 567–582.

Barry-Macaulay, D., Bouazza, A., Singh, R., Wang, B., & Ranjith, P. (2013). Thermal conductivity of soils and rocks from the Melbourne (Australia) region. *Engineering Geology*, *164*, 131-138. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.06.014.

Benn, D.I., Lehmkuhl, F. (2000). "Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments." Quaternary International, 65/66, pp. 15–29. doi:10.1016/S1040-6182(99)00034-8.

Bentley, M.J., Hodgson, D.A., Smith, J.A., Cox, N.J. (2005b). Relative sea-level curves for the south Shetland islands and Marguerite Bay, Antarctic Peninsula. Quaternary Science Reviews 24, 1203e1216.

Bentley, M.J., Hodgson, D.A., Sugden, D.E., Roberts, S.J., Smith, J.A., Leng, M.J., Bryant, C. (2005a). Early holocene retreat of the george VI ice shelf. Antarctic Peninsula. Geology 33 (3), 173e176.

Bigham, J.M., Nordstrom, D.K. (2000). Iron and aluminumhydroxysulfates fromacid sulfate waters. Rev. Mineral. Geochem. 40, 351–403.

Bigler, Christian & Larocque, Isabelle & Peglar, Sylvia & Birks, Harry & Hall, Roland. (2002). Quantitative multiproxy assessment of long-term patterns of Holocene environmental change from a small lake near Abisko, northern Sweden. Holocene. 12. 481-496. 10.1191/0959683602hl559rp.

Bird, E.C.F. (1996). Coastal Erosion and Rising Sea-Level. In: Milliman, J.D., Haq, B.U. (eds) Sea-Level Rise and Coastal Subsidence. Coastal Systems and Continental Margins, vol 2. Springer, Dordrecht.

Bird, E.C.F. (2000) Coastal Geomorphology: An Introduction, Chichester: Wiley, 411 pp.

Birkenmajer, K. (1981). Raised marine features and glacial history in the vicinity of H. Arctowski Station, King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica). Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences 29: 109-117.

Biskaborn, B. K., Smith, S. L., Noetzli, J., Matthes, H., Vieira, G., Streletskiy, D. A., Schoeneich, P., Romanovsky, V. E., Lewkowicz, A. G., Abramov, A., Allard, M., Boike, J., Cable, W. L., Christiansen, H. H, Delaloye, R., Diekmann, B., Drozdov, D., Etzelmüller, B., Grosse G, Guglielmin M, Ingeman-Nielsen T, Isaksen K, Ishikawa M, Johansson M, Johannsson, H., Joo, A., Kaverin, D., Kholodov, A., Konstantinov, P., Kröger, T., Lambiel, C., Lanckman, J.P., Luo, D., Malkova, G., Meiklejohn, I., Moskalenko ,N., Oliva, M., Phillips, M., Ramos, M., Sannel, A.B.K., Sergeev, D., Seybold, C., Skryabin, P., Vasiliev, A., Wu, Q., Yoshikawa, K., Zheleznyak, M. y Lantuit, H. Permafrost is warming at a global scale. Nat Commun. 2019 Jan 16;10(1):264. doi: 10.1038/s41467-018-08240-4. PMID: 30651568; PMCID: PMC6335433.

Blanchon, P., Eisenhauer, A., Fietzke, J., & Liebetrau, V. (2009). Rapid sea-level rise and reef back-stepping at the close of the last interglacial highstand. Nature, 458(7240), 881-884. https://doi.org/10.1038/nature07933.

Bloom, A.L. (1978): Geomorphology. A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms. Prentice-Hall; Englewood Cliffs 482 pp.

Blowes, D.W., Ptacek, C.J., Jambor, J.L., Weisener, C.G. (2004). The geochemistry of acidmine drainage. The geochemistry of acid mine drainage. In: Lollar, B.S., Holland, H.D., Turkerian, K.K. (Eds.), Environmental Geochemistry. Treatise on Geochemistry. vol. 9. Elsevier-Pergamon, Oxford, UK, pp. 149–204.

Bobachev, A., Modin, I., Shevnin, V. (2003). IPI2WIN, User's Manual, Programs Set for 1-D VES Data Interpretation. Department of Geophysics, Geological Faculty, Moscow University, Russia.

Bockheim, J., Vieira, G., Ramos, M., López-Martínez, J., Serrano, E., Guglielmin, M., Wilhelm, K., Y Nieuwendam, A. (2013). Climate warming and permafrost dynamics in the

Antarctic Peninsula region. Global and Planetary Change, 100, 215-223. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.10.018

Bockheim, J.G. y Hall, K.J. (2002). Permafrost, active-layer dynamics and periglacial environments of continental Antarctica. S. Afr. J. Sci. 98, 82–90.

Borzotta, E. y Trombotto, D. (2004). Correlation between frozen ground thickness measured in Antarctica and permafrost thickness estimated on the basis of the heat flow obtained from magnetotelluric sounding. Cold Regions Science and Technology 40: 81-96.

Braddock, S., Hall, B.L., Johnson, J.S. et al. (2022). Relative sea-level data preclude major late Holocene ice-mass change in Pine Island Bay. Nat. Geosci. 15, 568–572. https://doi.org/10.1038/s41561-022-00961-y

Bradley, M.W., Worland, S.C. (2015). Bibliography for acid-rock drainage and selected acid mine drainage issues related to acid-rock drainage from transportation Activities. Open-File Report 2015- 1016. U.S. Department of the Interior & U.S. Geological Survey, Reston, Virginia https://doi.org/10.3133/ofr20151016 (24 pp.).

Braeckman, U., Pasotti, F., Hoffmann, R. et al. (2021). Glacial melt disturbance shifts community metabolism of an Antarctic seafloor ecosystem from net autotrophy to heterotrophy. Commun Biol 4, 148. https://doi.org/10.1038/s42003-021-01673-6

Braithwaite, R. (2006). Measuring and modelling the mass balance of glaciers for global change. In Knight, P. G. (ed.), Glacier Science and Environmental Change. Malden, Oxford, Carlton: Blackwell, pp. 418–423.

Brocard, E., Philipona, R., Jeannet, P., Begert, M., Romanens, G., Levrat, G., Scherrer, S.C. (2013). Upper air temperature trends above Switzerland 1959–2011. J. Geophys. Res.v Atmos. 118, 4303–4317.

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

Brown J., Ferrians O.J., Heginbottom J.A6., Melnikov, E.S. (1998). Circum-arctic map of permafrost and ground-ice conditions. In International Permafrost Association Standing Committee on Data Information and Communication (comp.). 2003. Circumpolar Active - Layer Permafrost System, Version 2.0, Parsons M, Zhang T (eds). National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology: Boulder, Colorado. CD-ROM.

Brown, J., Ferrians, O. J. J., Heginbottom, J. A., Melnikov, E. S. (1998). Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground-Ice Conditions(National Snow and Ice Data Center).

Brozovic, N., Burbank, D., Meigs, A. (1997). Climatic limits on landscape development in the northwestern Himalaya. Science 276, 571–574.

Bull, W.B. (1991). Geomorphic responses to Climate Change. Oxford University Pres. Oxford, 326 pp.

Burn, C.R. (2004). Active layer. En: Goudie, A. S. (ed.) Encyclopedia of Geomorphology, Volume 2. Routledge, London, 3 p.

Cai, J. C., Wei, W., Hu, X. Y., Wood, D. A. (2017). Electrical conductivity models in saturated porous media: A review. Earth-Science Reviews, 171, 419–433. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.06.013.

Camarero, L., Bacardit, M., de Diego, A., Arana, G. (2017). Decadal trends in atmospheric deposition in a high elevation station: effects of climate and pollution on the long-range flux of metals and trace elements over SW Europe. Atmos. Environ. 167, 542–552.

Camarero, L., Botev, I., Muri, G., Psenner, R., Rose, N., Stuchlik, E. (2009a). Trace elements in alpine and arctic lake sediments as a record of diffuse atmospheric contamination across Europe. Freshw. Biol. 54 (2518-253).

Camarero, L., Garcia-Pausas, J., Huguet, C. (2009b). A method for upscaling soil parameters for use in a dynamicmodelling assessment of water quality in the Pyrenees. Sci. Total Environ. 407, 1701–1714.

Capellà, I., Carreras, J. (1996). La zonación estructural del hercínico del Pirineo central en el anticlinorio de la Pallaresa. Estud. Geol. 52, 51–56.

Case Studies and Research Topics. v. 6B. Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, pp. 373–432 Chapter 1.

Catalan, J., Ballesteros, E., Gacia, E., Palau, A., Camarero, L. (1993). Chemical composition of disturbed and undisturbed high-mountain lakes in the Pyrenees: a reference for acidified sites. Water Res. 27, 133–141.

Cavicchioli, R., Ripple, W. J., , K. N., Azam, F., Bakken, L. R., Baylis, M., M. J., Behrenfeld, Boetius, A., Boyd, P. W., Classen, A. T., Crowther, T. W., Danovaro, R., Foreman, C. M., Huisman, J., . Hutchins, D. A., Jansson, J. K., Karl, D. M., Koskella, B., Mark Welch, D. B., Martiny, J. B. H., Moran, M. A., Orphan, V. J., Reay, D. S., Remais, J. V., Rich, V. I., Singh, B. K., Stein, L. Y., Stewart, F. J., Sullivan, M. B., van Oppen, M. J. H., Weaver, S. C., Webb, E. A. y Webster, N. S. (2019). Scientists' warning to humanity: microorganisms and climate change. Nat. Rev. Microbiol. 17, 569–586. https://doi.org/10.1038/s41579-019-0222-5.

Cazenave, A. (2011). Sea Level. En: Bishop, M. P., Björnsson, H., Haeberli, W., Oerlemans, J., Shroder, J. F., & Tranter, M (Eds). Encyclopedia of snow, ice and glaciers. Springer Science & Business Media. 969-974 pp.

Chaparro, M.A.E., Nuñez, H., Lirio, J.M., Gogorza, C.G.S., Sinito, A.M. (2007). Magnetic screening and heavy metal pollution studies in soils from Marambio station, Antarctica. Antarct. Sci. 19, 379–393.

Chemke, R. (2022). The future poleward shift of Southern Hemisphere summer mid-latitude storm tracks stems from ocean coupling. Nature Communications, 13(1), 1730. https://doi.org/10.1038/s41467-022-29392-4.

Chen, Y., Cheng, X., Liu, A., Chen, Q., y Wang, C. (2023). Tracking lake drainage events and drained lake basin vegetation dynamics across the Arctic. Nature Communications, 14(1), 7359. https://doi.org/10.1038/s41467-023-43207-0

Chorley, R.J. y Kennedy, B.A. (1971): Physical Geography: A systems approach. London. Prentice Hall. 370 pp.

Choukroune, P., ECORS Team. (1989). The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. Tectonics 8, 23–39.

Choukroune, P., Séguret, M. (1973). Tectonics of the Pyrenees, role of the gravity and compression. In: de Jong, K.H., Scholten, R. (Eds.), Gravity and Tectonics. Wiley, Nueva York, pp. 141–256.

Christensen, T.R., Johansson, T., Åkerman, H.J., Mastepanov, M., Malmer, N., Friborg, T., Crill, P.M., Svensson, B.H. (2004) Thawing sub-arctic permafrost: effects on vegetation and methane emissions. Geophys. Res. Lett. 31, L04501. (doi:10.1029/2003GL018680)

Christensen, T. R., Scheller, J., Scheel, M., Rudd, D. A., Jackowicz-Korczynski, M., Mastepanov, M. y López-Blanco, E. (2023). Rapid shift in greenhouse forcing of emerging arctic peatlands. Scientific Reports, 13(1), 2828. https://doi.org/10.1038/s41598-023-29859-4

Cochelin, B., Lemirre, B., Denèle, Y., de Saint Blanquat, M., Lahfid, A., Duchêne, S.M. (2018). Structural inheritance in the Central Pyrenees: the Variscan to alpine tectonometamorphic evolution of the axial zone. J. Geol. Soc. Lond. 175, 336–351.

Conaway, C. H., Johnson, C. D., Lorenson, T. D., Turetsky, M., Euskirchen, E., Waldrop, M. P., Swarzenski, P. W. (2020). Permafrost Mapping with Electrical Resistivity Tomography: A Case Study in Two Wetland Systems in Interior Alaska. Journal of Environmental and Engineering Geophysics. 25 (2): 199–209. doi: https://doi-org.are.uab.cat/10.2113/JEEG19-091.

Conradi, T., Eggli, U., Kreft, H., Schweiger, A. H., Weigelt, P., y Higgins, S. I. (2024). Reassessment of the risks of climate change for terrestrial ecosystems. *Nature Ecology & Evolution*, 1-13. https://doi.org/10.1038/s41559-024-02333-8

Constable, S., Parker, R.L., Constable, C.G., 1987. Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. Geophysics 52, 289–300.

Cook, A. J., Fox, A. J., Vaughan, D. G., & Ferrigno, J. G. (2005). Retreating Glacier Fronts on the Antarctic Peninsula over the Past Half-Century. Science, 308(5721), 541-544. https://doi.org/10.1126/science.1104235.

Cook, A.J., Vaughan, D., Luckman, A., Murray, T. (2014). A new Antarctic Peninsula glacier basin inventory and observed area changes since the 1940s. Antarctic Science, 26(6), 614-624. https://doi.org/10.1017/s0954102014000200

Corella, J.P., Saiz-Lopez, A., Sierra, M.J., Mata, M.P., Millán, R., Morellón, M., Cuevas, C.A., Moreno, A., Valero-Garcés, B.L. (2018). Trace metal enrichment during the industrial period recorded across an altitudinal transect in the southern Central Pyrenees. Sci. Total Environ. 645, 761–772.

Corella, J.P., Valero-Garcés, B.L., Wang, F., Martínez-Cortizas, A., Cuevas, C.A., Saiz-Lopez, A. (2017). 700 years reconstruction of mercury and lead atmospheric deposition in the Pyrenees (NE Spain). Atmos. Environ. 155, 97–107.

Corte, A. E. (1982): Geomorfología criogénica de la Isla Seymour (Base Vicecomodoro Marambio)-Antártida Argentina. Revista de Asociación Geológica Argentina. 37 (3): 331-347.

Costard, F., Dupeyrat, L., Gautier, E., y Carey-Gailhardis, E. (2003). Fluvial thermal erosion investigations along a rapidly eroding river bank: application to the Lena River (central Siberia). Earth Surface Processes and Landforms, 28(12), 1349-1359. https://doi.org/10.1002/esp.592

Cowell, P.J., y Thom, B.J. (1994). Morphodynamics of coastal evolution. En Carter, R W. G., y Woodroffe, C. D. (Eds.). Coastal Evolution, Late Quaternary Shoreline Morphodynamics. Cambridge University Press. Cambridge, 33-86.

Crosta, G.B., Agliardi, F., Rivolta., C., Alberti, S., Dei Cas, L. (2017). Long-term evolution and early warning strategies for complex rockslides by real-time monitoring. Landslides 14, 1615–1632. https://doi.org/10.1007/s10346-017-0817-8.

Crouch, C.M., McKnight, D.M., Todd, A.S. (2013). Quantifying sources of increasing zinc from acid rock drainage in an alpine catchment under a changing hydrologic regime. Hydrol. Process. 27, 721–733.

Cruden, D.M., Varnes, D.J. (1996). Landslide types and processes. In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds.), Landslides: investigation and mitigation: Transportation Research Board, U.S. National Academy of Sciences, Special Report. 247, pp. 36–75.

Cruz-Hernández, P., Carrero, S., Sarmiento, A.M., Pérez-López, R., Cánovas, R.C., Nieto, J.M. (2012). ¿Por qué mis ríos son rojos? Hidroquímica de un ecosistema único. Comunicaciones del XVII Simposio sobre Enseñanza de la Geología, Huelva, pp. 344–348.

Dahlin, T., Zhou, B. (2004). A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. Geophysical Prospecting 52, 379–398.

Davidson, S. C. et al. (2020). Ecological insights from three decades of animal movement tracking across a changing Arctic. Science 370, 712–715.

De Vallejo, L. I. G., Ferrer, M., Ortuño, L., y Oteo, C. (2002). Ingeniería geológica. Madrid, Spain. Pearson Educación, 346-348 pp.

Delaney, A. J., Peapples, P. R., Arcone, S. A. (2001). Electrical resistivity of frozen and petroleum contaminated fine grained soil. Cold Regions Science and Technology, 32(2-3), 107–119. https://doi.org/10.1016/S0165-232X(00)00023-9

Del Valle, R. A., Montalti, D., Inbar, M. (2002). Mid-Holocene macrofossil-bearing raised marine beaches at Potter Peninsula, King George Island, South Shetland Islands. Antarctic Science, 14(3), 263-269. https://doi.org/10.1017/s0954102002000081

Del Valle, R., Montalti, D., Inbar, M., Boaretto, E. (2007). Holoceno marino en la península Potter, Isla 25 de Mayo, Antártida. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 62. 35-43.

Del Valle, R.A.; Elliot, D.H.; Thomson, M.R.A. (1992). Sedimentary basins on the east flank of the Antarctic Peninsula: proposed nomenclature. Antarctic Science 4: 477-478.

Dobiński, W. (2010). Geophysical characteristics of permafrost in the Abisko area, northern Sweden. Pol. Polar Res. 31 (2): 141–158, doi: 10.4202/ppres.2010.08

Dobiński, W. and Kasprzak, M. (2022). Permafrost Base Degradation: Characteristics and Unknown Thread With Specific Example From Hornsund, Svalbard. Front. Earth Sci. 10:802157. doi: 10.3389/feart.2022.802157

Du, X., Wang, Y., Su, S., Li, J. (2009). Influences of pH value on themicrostructure and phase transformation of aluminum hydroxide. Powder Technol. 192, 40–46.

Dupeyrat, L., Costard, F., Randriamazaoro, R., Gailhardis, E., Gautier, E., Fedorov, A. (2011). Effects of Ice Content on the Thermal Erosion of Permafrost: Implications for

Coastal and Fluvial Erosion. Permafrost and Periglacial Processes. 22. 179 - 187. 10.1002/ppp.722.

East, A. E., Sankey, J. B. (2020). Geomorphic and sedimentary effects of modern climate change: Current and anticipated future conditions in the western United States. Reviews of Geophysics, 58, e2019RG000692.

Edmonds, D. A., Caldwell, R. L., Brondizio, E. S., y Siani, S. M. (2020). Coastal flooding will disproportionately impact people on river deltas. *Nature communications*, *11*(1), 4741. https://doi.org/10.1038/s41467-020-18531-4

EEA (European Environment Agency) (2009). Regional Climate Change and Adaptation: the Alps Facing the Challenge of Changing Water Resources. Report 8, 143 pp. URL. https://www.eea.europa.eu/publications/alps-climate-change-and-adaptation-2009.

Egholm, D., Nielsen, S., Pedersen, V., Lesemann, J.E. (2009). Glacial effects limiting mountain height. Nature 460, 884–887. https://doi.org/10.1038/nature08263.

Elliot, D. (1988): Tectonic setting and evolution of the James Ross Basin, Northern Antarctic Peninsula. In: Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula. (Feldman, R.M. and Woodbume, M.O. Eds.). Geological Society of America, Memoir 169: 541-555.

England, M. R., Eisenman, I., Lutsko, N. J. & Wagner, T. J. (2021). The recent emergence of Arctic Amplification. Geophys. Res. Lett. 48, e2021GL094086.

Ermolin, E. (2009). Permafrost y hielos subterráneos en el sector norte de la península Antártica. En Silva Busso A. (ed.) El Agua en el Norte de la península Antártica, INA, DNAIAA, Fundación de Historia Natural Félix de Azara 5, Buenos Aires. 59 – 77 pp.

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

Ermolin, E., Silva Busso, A. (2008). Interaction between permafrost and groundwater on Potter Peninsula, King George Island (Isla 25 de mayo), Antarctic Peninsula. Synopsis of research performed at the Dallmann-Laboratory and Jubany Station in Reports on Polar and Marine Research. Alfred Wegener Institute (AWWI-DNA), Bremenhaven, Deutchland. Berichte 571/2008 (ISSN 1618-3193) pp: 31-39.

Fairbanks, R.G. (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature, 342(6250), 637-642. https://doi.org/10.1038/342637a0.

Falk, U., y Silva-Busso, A. (2021). Discharge of groundwater flow to Potter Cove on King George Island, Antarctic Peninsula. Hydrology and Earth System Sciences, 25(6), 3227-3244. https://doi.org/10.5194/hess-25-3227-2021.

Falk, U., López, D. A., Silva-Busso (2018a). A.: Multi-year analysis of distributed glacier mass balance modelling and equilibrium line altitude on King George Island, Antarctic Peninsula, The Cryosphere, 12, 1211–1232, https://doi.org/10.5194/tc-12-1211-2018,

Falk, U., Silva-Busso, A., Pölcher, P. (2018b). A simplified method to estimate the run-off in Periglacial Creeks: a case study of King George Islands, Antarctic Peninsula. Philosophical Transactions of the Royal Society A, 376, 20170166. doi:10.1098/rsta.2017.0166.

Fernandez, R. A., Anderson, J. B., Wellner, J. S., Minzoni, R. L., Hallet, B., Smith, R. T. (2016). Latitudinal variation in glacial erosion rates from Patagonia and the Antarctic Peninsula (46°S–65°S). Geological Society of America Bulletin, 128(5-6), 1000-1023. https://doi.org/10.1130/b31321.1.

Fournier, H.G., Buk E.M. y Corte A.E. (1990). Three Permafrost Conditions Indicated by Geophysical Soundigns in Tertiary Sediments in Seymour Island, Antarctic Peninsula. Cold Regions Science and Technology 17, 301-307.

Fraser, A. D., Wongpan, P., Langhorne, P. J., Klekociuk, A. R., Kusahara, K., Lannuzel, D., Massom, R. A., Meiners, K. M., Swadling, K. M., Atwater, D. P., Brett, G. M., Corkill, M., Dalman, L. A., Fiddes, S., Granata, A., Guglielmo, L., Heil, P., Leonard, G. H., Mahoney, A. R., … Wienecke, B. (2023). Antarctic Landfast Sea Ice: A Review of Its Physics, Biogeochemistry and Ecology. Reviews of Geophysics, 61(2). https://doi.org/10.1029/2022rg000770

Fretwell, P, Hodgson, D., Hocking, E., Bentley, M., Roberts, S. (2010). Holocene isostatic uplift of the South Shetland Islands, Antarctic Peninsula, modelled from raised beaches. Quaternary Science Reviews. 29. 1880-1893. 10.1016/j.quascirev.2010.04.006.

French, H. M. (2007). The Periglacial Environment. Third Edition. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, 458 pp.

Freeze, R. A., and Cherry, J. A. (1979). Groundwater, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, NJ, 604 pp.

French, H. M. (2011). Periglacial. En: Bishop, M. P., Björnsson, H., Haeberli, W., Oerlemans, J., Shroder, J. F., & Tranter, M (Eds). Encyclopedia of snow, ice and glaciers. Springer Science & Business Media.

French, H. M. (2018). The Periglacial Environment. Fourth Edition. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, UK. 544 pp.

French, H.M. (2011). Periglacial. In: Singh, V.P., Singh, P. (Eds.), Haritashya (Encyclopedia of snow, ice and glaciers). Springer Dordrecht, the Netherlands, pp. 827–841.

Fuentes, V., Alurralde, G., Meyer, B. et al. (2016). Glacial melting: an overlooked threat to Antarctic krill. Sci Rep 6, 27234. https://doi.org/10.1038/srep27234

Fukuda, M., Strelin, J., Shimicawa, K., Takahashi, N., Sone, T. y Trombotto, D. (1992). Permafrost Ocurrence of Seymour Island and James Ross Island, Antarctic Peninsula. Recent Progress in Antarctic Earth Science, Editorial Yoshida. 1, 745-750. Tokyo.

Furniss, G., Hinman, N. W., Doyle, G. A., Runnells, D. D. (1999). Radiocarbon-dated ferricrete provides a record of natural acid rock drainage and paleoclimatic changes. Environ. Geol. 37, 102–106.

Galván, L., Olías, M., Cerón, J.C., Fernández de Villarán, R. (2021). Inputs and fate of contaminants in a reservoir with circumneutral water affected by acid mine drainage. Sci. Total Environ. 762, 143614.

Gao, Z., Niu, F., Wang, Y., Lin, Z., Wang, W. (2021). Supra-permafrost groundwater flow and exchange around a thermokarst lake on the Qinghai–Tibet Plateau, China. Journal of Hydrology, 593, 125882. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125882

García-Sansegundo, J. (1996). Hercynian structure of the axial zones of the Pyrenees: the Aran Valley cross-section (Spain-France). J. Struct. Geol. 18, 1315–1325.

Gault, K.B.F., Gammon, P., Fortin, D. (2015). A geochemical characterization of cold-water natural acid rock drainage at the Zn–Pb XY deposit, Yukon, Canada. Appl. Geochem. 62, 35–47.

Gaskell, T., Swalow, J. (1952). Seismic Refraction Experiments in the Pacific. Nature 170, 1010–1012. https://doi.org/10.1038/1701010a0

GBC (Government of British Columbia Ministry of Environment & Climate Change Strategy British Columbia). (2018). British Columbia Approved Water Quality Guidelines for Aquatic Life. Summary Report, Victoria, Canada, Wildlife & Agriculture (36pp).

Gibson, C. M., Chasmer, L. E., Thompson, D. K., Quinton, W. L., Flannigan, M. D., Olefeldt, D. (2018). Wildfire as a major driver of recent permafrost thaw in boreal peatlands. Nature Communications, 9(1). https://doi.org/10.1038/s41467-018-05457-1

Giddings, L. A., Chlipala, G., Kunstman, K., Green, S., Morillo, K., Bhave, K. (2020). Characterization of an acid rock drainage microbiome and transcriptome at the Ely Copper Mine Superfund site. PLoS One 15 (8), e0237599.

Godt, J., Scheidig, F., Grosse-Siestrup, C., Esche, V., Brandenburg, P., Reich, A., Groneberg, D.A. (2006). The toxicity of cadmium and resulting hazards for human health. J. Occup. Med. Toxicol. 1, 22.

Gonçalves, M., Barrera-Escoda, A., Guerreiro, D., Baldasano, J.M., Cunillera, J. (2014). Seasonal to yearly assessment of temperature and precipitation trends in the North-Western Mediterranean Basin by dynamical dowscaling of climate scenarios at high resolution (1971–2050). Climate Change 122, 243–256.

Gowan, E. J., Zhang, X. Khosravi, S., Rovere A., Stocchi, P., Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Mangerud, J., Svendsen, J. y Lohmann, G. (2021). A new global ice sheet reconstruction for the past 80 000 years. Nat Commun 12, 1199 https://doi.org/10.1038/s41467-021-21469-w

Graham, D. E., Wallenstein, M. D., Vishnivetskaya, T. A., Waldrop, M. P., Phelps, T. J., Pfiffner, S. M., Onstott, T. C., Whyte, L. G., Rivkina, E. M., Gilichinsky, D. A., Elias, D. A., Mackelprang, R., VerBerkmoes, N. C., Hettich, R. L, Wagner, D., Wullschleger, S. D. y Jansson, J. K. (2012). Microbes in thawing permafrost: the unknown variable in the climate change equation. *The ISME journal*, *6*(4), 709-712. https://doi.org/10.1038/ismej.2011.163.

Grenier, C., D. Régner, E. Mouche, H. Benabderrahmane, Costard, F., Davy, P. (2013). Impact of permafrost development on ground-water flow patterns: A numerical study considering freezing cycles on a two-dimensional vertical cut through a generic river-plain system. Hydrogeol. J.,21(1), 257–270, doi:10.1007/s10040-012-0909-4.

Gretener B., Strömquist L. (1981). Fluvioglacial Landforms and Ice Margin Characteristics, Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 63:3-4, 161-168, DOI: 10.1080/04353676.1981.11880030.

Griffith, T.W.; Anderson, J.B. (1989). Climatic control of sedimentation in Bays and fjords of the northern Antarctic Peninsula. Mar. Geol., 85, 181-204.

Griffiths, D.H. and Barker, R.D. (1993). Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. Journal of Applied Geophysics, 29, 211-226.

Gruber, S., Hoelzle, M., & Haeberli, W. (2004). Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. Geophysical Research Letters, 31, L13504.

Guerrero, J., Gutiérrez, F., Carbonel, D., Bonachea, J., García-Ruiz, J.M., Galve, J.P., Lucha, P. (2013). 1:5000 landslide map of the upper Gállego Valley (central Spanish Pyrenees). Journal of Maps 8, 484–491.

Guglielmin, M. y Cannone, N. (2011). A permafrost warming in a cooling Antarctica? Climatic Change 111, 175–195.

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

Günther, F., Overduin, P. P., Sandakov, A. V., Grosse, G., y Grigoriev, M. N. (2013). Short- and long-term thermo-erosion of ice-rich permafrost coasts in the Laptev Sea region, Biogeosciences, 10, 4297–4318, https://doi.org/10.5194/bg-10-4297-2013.

Guo, Y., Shan, W., Zhang, C., Hu, Z., Wang, S., and Gao, J. (2021). Monitoring of Permafrost Degradation along the Bei'an-Heihe Expressway in China. Bull. Eng. Geol. Environ. 80, 1–10. doi:10.1007/s10064-020-01919-3.

Gutiérrez, F., Acosta, E., Rios, S., Guerrero, J., Lucha, P. (2005). Geomorphology and geochronology of sackung features (uphillfacing scarps) in the central Spanish Pyrenees. Geomorphology 69, 298–314.

Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., Rosell, J., Galve, J.P., Carbonel, D. (2012). Investigating gravitational grabens related to lateral spreading and evaporite dissolution subsidence by means of detailed mapping, trenching, and electrical resistivity tomography (Spanish Pyrenees). Lithosphere 4, 331–353.

Gutiérrez, F., Ortuño, M., Lucha, P., Guerrero, J., Acosta, E., Coratza, P., Piacentini, D., Soldati. (2008). Late quaternary episodic displacement on a sackung scarp in the central Spanish Pyrenees. Secondary paleoseismic evidence? Geodin. Acta 21, 187–202.

Gutiérrez, M. (2008). Geomorfología, Pearson – Prentice Hall Ed., Madrid, 920 pp.

Hack, J.T. (1960), Interpretation of erosional topography in humid temperate regions: American Journal of Science, 258-A, 80-97.

Hack, J.T. (1975), Dynamic equilibrium and landscape evolution, en Melhorn, W.N., Flemal, R.C. (eds.), Theories of Landform Development: Boston, George Allen & Unwin, 87-102.

Haeberli, W. (2004). Active layer. En: Goudie, A. S. (ed.) Encyclopedia of Geomorphology, Volume 2. Routledge, London, 643-644 pp.

Hall, B. L. (2010). Holocene relative sea-level changes and ice fluctuations in the South Shetland Islands. Glob. Planet. Change 74, 15–26. doi:10.1016/j.gloplacha. 2010.07.007.

Hansen, J. E., Ruedy, R., Glascoe, J., and Sato, M. (1999). 'GISS Analysis of Surface Temperature Change', J. Geophys. Res. 104, 30997–31022.

Harada, K.,Fukuda, M. (2009). Characteristics of the electrical resistivity of frozen soils. Journal of the Japanese Society of Snow and Ice, 62, 15–22.

Harris, C., Arenson, L. U., Christiansen, H. H., Etzelmüller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., Haeberli, W., Hauck, C., Hölzle, M., Humlum, O., Isaksen, K., Kääb, A., A, K.-L.M., Lehning, M., Matsuoka, N., Murton, J. B. Nötzli, J., Phillips, M., Ross, N., Seppälä, M., Springman, S. M. y Mühll, D. V. (2009). Permafrost and climate in Europe: monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. Earth Science Reviews 92, 117–171.

Harrison, S. (2009). In J. Knight & S. Harrison (Eds.), Climate sensitivity: Implications for the response of geomorphological systems to future climate change, Special Publications (Vol. 320, pp. 257–265). London: Geological Society.

Hathway, B. (2000). Continental rift to back-arc basin: Jurassic- Cretaceous stratigraphical and structural evolution of the Larsen Basin, Antarctic Peninsula. Journal of the Geological Society, London, 157: 417-432.

Hauck, C. (2002). Frozen ground monitoring using DC resistivity tomography. Geophysical Research Letters 29 (21), 2016–2019.

Hauck, C., Vieira, G., Gruber, S., Blanco, J., Ramos, M. (2007). Geophysical identification of permafrost in Livingston Island, maritime Antarctica. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 112(F2). https://doi.org/10.1029/2006jf000544.

Hearty, P.J., Hollin, J.T., Neumann, A.C., O'Leary, M.J., McCulloch, M. (2007). Global sea-level fluctuations during the Last Interglaciation (MIS 5e). Quaternary Science Reviews, 26(17–18), 2090-2112.

Heredia-Barión, P. A., Strelin J. A., Roberts S. J., Spiegel C., Wacker L., Niedermann S., Bentley M. J., Pearson E. J., Czalbowski N. T. Manograsso, Davies S. J., Schnetger B., Grosjean M., Arcusa S., Perren B., Hocking E. P., Kuhn G. (2023). The impact of Holocene deglaciation and glacial dynamics on the landscapes and geomorphology of Potter Peninsula, King George Island (Isla 25 Mayo), NW Antarctic Peninsula. Frontiers in Earth Science- 10, https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2022.1073075. DOI=10.3389/feart.2022.1073075.

Heredia Barión, P., Lindhorst, S., Schutter, I., Falk, U., and Kuhn, G. (2019). Reaction of a polar gravel-spit system to atmospheric warming and glacier retreat as reflected by morphology and internal sediment geometries (South Shetland Islands, Antarctica). Earth Surf. Process. Landforms 44 (5), 1148–1162. doi:10.1002/esp.4565.

Hilbich, C., Hauck, C. ., Hoelzle, M., Scherler, M., Schudel, L., Völksch, I., Vonder Mühll, D., Mäusbacher. R. (2008), Monitoring mountain permafrost evolution using electrical resistivity tomography: A 7-year study of seasonal, annual, and long-term variations at Schilthorn, Swiss Alps, J. Geophys. Res., 113, F01S90, doi:10.1029/2007JF000799.

Hilger, P., Hermanns, R. L., Czekirda, J., Myhra, K. S., Gosse, J. C., Etzelmüller, B. (2021). Permafrost as a first order control on long-term rock-slope deformation in (Sub-)Arctic Norway. Quaternary Science Reviews, 251, 106718. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106718.

Hock, R., de Woul, M., Radić, V., Dyurgerov, M. (2009), Mountain glaciers and ice caps around Antarctica make a large sea-level rise contribution, Geophys. Res. Lett., 36, L07501, doi:10.1029/ 2008GL037020.

Holland, M. M. and Bitz, C. M. (2003). Polar Amplification of Climate Change in the Coupled Model Intercomparison Project. Climate Dynamics, 21, 221-232. http://dx.doi.org/10.1007/s00382-003-0332-6.

Hrbáček, F., Oliva,M., Hansen, C., Balks, M., O'Neill, T.A., de Pablo, M.A:, Ponti, S., Ramos, M., Vieira, G., Abramov, A., Pastíriková, L.K., Guglielmin, M., Goyanes, G., Francelino, M.R., Schaefer, C., Lacelle,D. (2023). Active layer and permafrost thermal regimes in the ice-free areas of Antarctica, Earth-Science Reviews,242, 104458.

Huang, J., Zhang, X., Zhang, Q., Lin, Y., Hao, M., Luo, Y., Zhao, Z., Yao, Y., X., Chen, Wang, L., Nie, S., Yin, Y., Xu, Y. y Zhang, J. (2017). Recently amplified arctic warming has contributed to a continual global warming trend. Nature Clim Change 7, 875–879. https://doi.org/10.1038/s41558-017-0009-5.

Huntley, B. (2003) Effects of climate change on Arctic vegetation. In: Global Climate Change and Biodiversity. Eds. Green, R.E., Harley, M.J., Miles, L., Scharlemann, J., Watkinson, A. & Watts, O. RSPB, UK, pp. 19–20.

Huss, M., Hock, R. (2018). Global-scale hydrological response to future glacier mass loss. Nat. Clim. Chang. 8, 135–140.

ICGC (Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya). (2007). Mapa geològic comarcal de Catalunya 1:50.000, Pallars Sobirà.

IGC (Institut Geològic de Catalunya). (2012). Les pàtines blanques de la capçalera de la Noguera de Vallferrera. Composicions, processos i efectes associats. GAO-003/12 (89 p. Unpublished report). http://parcsnaturals.gencat.cat/web/.content/home/alt_pirineu/coneixnos/centre_de_documentacio/fons_documental/biblioteca_digital/hidrologia/les_patines_blanques_a_la_cap_alera_de_la_noguera_de_vallferrera/3les_patines_blanques_de_la_cap_alera_de_la_noguera_de_vallferrera.pdf.

Ilyashuk, B.P., Ilyashuk, E.A., Psenner, R., Tessadri, R., Koinig, K.A. (2014). Rock glaciers outflows may adversely affect lakes: lessons from the past and present of two neighboring water bodies in a crystalline rock watershed. Environ. Sci. Technol. 48, 6192–6200.

Ilyashuk, B.P., Ilyashuk, E.A., Psenner, R., Tessadri, R., Koinig, K.A. (2018). Rock glaciers in crystalline catchments: hidden permafrost-related threats to alpine headwater lakes. Glob. Chang. Biol. 24, 1548–1562.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2014). Climate Change 2014: Synthesis Report. In Core Writing Team, R. K.Pachauri, L. A. Meyer (Eds.), Contribution of working groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (p. 151). Geneva, Switzerland: IPCC. https://www.ipcc.ch/report/ar5/syr/

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2019). Summary for policymakers. In H.-O. Pörtner, et al., (Eds.), Special report on the ocean and cryosphere in a changing climate (p. 1170). https://report.ipcc.ch/srocc/pdf/SROCC_FinalDraft_FullReport.pdf.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2022): Climate Change 2022: Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [P.R. Shukla, J. Skea, R. Slade, A. Al Khourdajie, R. van Diemen, D. McCollum, M. Pathak, S. Some, P. Vyas, R. Fradera, M. Belkacemi, A. Hasija, G. Lisboa, S. Luz, J. Malley, (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA. doi: 10.1017/9781009157926

IPCC (2007). Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (eds.: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M. C., Averyt, K., Tignor, M., and Miller, H. L.). Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge and New York.

ISO 22476-2:2005+A1:2011. Geotechnical investigation and testing. Field testing Dynamic probing Light.

Jan Kavan, Filip Hrbáček & Christopher D. Stringer (2023) Proglacial streams runoff dynamics in Devil´s Bay, Vega Island, Antarctica, Hydrological Sciences Journal, 68:7, 967-981, DOI: 10.1080/02626667.2023.2195559

Jarman, D., Calvet, M., Corominas, J., Delmas, M., Gunnell, Y. (2014). Large-scale rock slope failures in the eastern Pyrenees: identifying a sparse but significant population in paraglacial and parafluvial contexts. Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography. 96, 357–391.

Jarvis, I., Jarvis, K.E. (1992). Inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry in exploration geochemistry. J. Geochem. Explor. 44, 139–200.

Jean-Christophe Auguet, J.C., Casamayor, E.O. (2013). Partitioning of Thaumarchaeota populations along environmental gradients in highmountain lakes. FEMSMicrobiol. Ecol. 84, 154–164.

Jennings, S.R., Neuman, D.R., Blicker, P.S. (2008). Acid Mine Drainage and Effects on Fish Health and Ecology: a Review. Reclamation Research Group Publication, Bozeman, MT (26 pp).

Jin, H., Zhao, L., Wang, S., and Jin, R. (2006). Thermal Regimes and Degradation Modes of Permafrost along the Qinghai-Tibet Highway. Sci. China Ser. D 49 (11), 1170–1183. doi:10.1007/s11430-006-2003-z.

Jin, X.Y., Jin, H.J., Iwahana, G., Marchenko, S. S., Luo, D.L., Li, X.Y., Liang, S.H. (2021). Impacts of climate-induced permafrost degradation on vegetation: A review. Advances in Climate Change Research, 12(1), 29-47. https://doi.org/10.1016/j.accre.2020.07.002

Jódar, J., Cabrera, J.A., Martos-Rosillo, S., Ruiz-Constán, A., González-Ramón, A., Lambán, L.J., Herrera, C., Custodio, E. (2017). Groundwater discharge in high-mountain watersheds: a valuable resource for downstreamsemi-arid zones. The case of the Bérchules River in Sierra Nevada (southern Spain). Sci. Total Environ. 593–594, 760–772.

Johansson, M., Akerman, H. J., Jonasson, C. y Christensen, T. R. y Callaghan, T. V. (2008). Increasing permafrost temperatures in subarctic Sweden. In Ninth International Conference on Permafrost Proceedings. Institute of Northern Engineering: University of Alaska Fairbanks, USA.

Johansson T, Malmer N, Crill PM, Friborg T, Åkerman JH, Mastepanov M, Christensen TR. (2006). Decadal vegetation changes in a northern peatland, greenhouse gas fluxes and net radiative forcing. Global Change Biology 12: 2352–2369.

Johansson, M., Callaghan, T. V., Bosiö, J., Åkerman, H. J., Jackowicz-Korczynski, M., & Christensen, T. R. (2013). Rapid responses of permafrost and vegetation to experimentally increased snow cover in sub-arctic Sweden. Environmental Research Letters, 8(3), 035025. https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/3/035025

John, B. S., and Sugden, D. E. (1971). Raised marine features and phases of glaciation in the South Shetland Islands. Br. Antarct. Surv. Bull. 24, 45–111.

John, B. S., Sugden, D. E. (1975). Coastal geomorphology of high latitudes. Progress in Geography, 7, 53–132.

Jones, B. M., C. D. Arp, M. T. Jorgenson, K. M. Hinkel, J. A. Schmutz, and P. L. Flint (2009), Increase in the rate and uniformity of coastline erosion in Arctic Alaska, Geophys. Res. Lett., 36, L03503, doi:10.1029/2008GL036205.

Jones, D.B., Harrison, E., Anderson, K., Whalleyc, W.B. (2019). Rock glaciers and mountain hydrology: a review. Earth Sci. Rev. 193, 66–90.

Jones, B. M., Grosse, G., Farquharson, L.M., Roy-Léveillée, P., Veremeeva, A., Kanevskiy, M.Z., Gaglioti, B.V., Breen, A.L., Parsekian, A.D., Ulrich, M., & Hinkel, K.M. (2022). Lake and drained lake basin systems in lowland permafrost regions. Nature Reviews Earth & Environment, 3, 85 - 98. https://doi.org/10.1038/s43017-021-00238-9

Jonsson, C. E., Leng, M. J., Rosqvist, G. C., Seibert, J., Arrowsmith, C. (2009). Stable oxygen and hydrogen isotopes in sub-Arctic lake waters from northern Sweden. Journal of Hydrology, 376(1-2), 143-151. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.07.021

Joosten, H.; Clarke, D. (2002). Wise Use of Mires and Peatlands: Background and Principles Including a Framework for Decision-Making; International Mire Conservation Group and International Peat Society: Saarijärvi, Finland, p. 304.

Jorgenson, M. T. (2003) in Treatise on Geomorphology Vol. 8 (eds Giardino, R. & Harbor, J.), Academic Press, 313–324.

Jorgenson, M. T., Shur, Y. L., & Pullman, E. R. (2006). Abrupt increase in permafrost degradation in Arctic Alaska. Geophysical Research Letters, 33(2). https://doi.org/10.1029/2005gl024960.

Karjalainen, O., Aalto, J., Luoto, M., Westermann, S., Romanovsky, V. E., Nelson, F. E., Etzelmüller, B. y Hjort, J. (2019). Circumpolar permafrost maps and geohazard indices for near-future infrastructure risk assessments. Sci Data 6, 190037. https://doi.org/10.1038/sdata.2019.37.

Karl, T.R., Trenberth, K.E. (2003). Modern Global Climate Change. Science, 302(5651), 1719-1723.

Kasprzak, M. (2015). High-resolution electrical resistivity tomography applied to patterned ground, Wedel Jarlsberg Land, south-west Spitsbergen. Polar Research, 34(1), 25678. https://doi.org/10.3402/polar.v34.25678

Kaufman, D., McKay, N., Routson, C., Erb, M., Dätwyler, C., Sommer, P. S., Heiri, O. y Davis, B. (2020). Holocene global mean surface temperature, a multi-method reconstruction approach. Sci. Data 7, 201. doi:10.1038/s41597-020-0530-7.

Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. (2002). An introduction to geophysical exploration. Blackwell Science Ltd., 268 pp.

King, J.C. (1994). Recent Climate Variability in the Vicinity of the Antarctic Peninsula. International Journal of Climatology. Vol 14 p: 357-369.

Klöser, H., Ferreyra, G., Schloss, I., Mercuri, G., Laturnus, F., Curtosi, A. (1994). Hydrography of Potter Cove, a Small Fjord-like Inlet on King George Island (South Shetlands). Estuarine, Coastal and Shelf Science, 38(5), 523-537. https://doi.org/10.1006/ecss.1994.1036

Kneisel, C. (2006). Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging. Geomorphology 80, 32–44.

Kokelj, S., Jorgenson, M. T. (2013). Advances in thermokarst research. Permafrost Periglac 24, 108–119.

Komar, P. D. (1976). Beach processes and sedimentation. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 429 pp.

Kraus, Stefan (2005). Magmatic dyke systems of the South Shetland Islands volcanic arc (West Antarctica): reflections of the geodynamic history, *PhD Thesis, LMU München: Fakultät für Geowissenschaften*, 160 pp, urn:nbn:de:bvb:19-38277.

Krautblatter, M., Funk, D., Günzel, F.K. 2013. Why permafrost rocks become unstable: a rock-ice-mechanical model in time and space. Earth Surf. Process. Landf., 38, 876-887, 10.1002/esp.3374

Kumar P. P. (2011). Cryopeg. In: Singh, V.P., Singh, P. (Eds.), Haritashya (Encyclopedia of snow, ice and glaciers). Springer Dordrecht, the Netherlands, 172 p.

Kwong, Y.T.J., Whitley, G., Roach, P., 2009. Natural acid rock drainage associated with black shale in the Yukon territory. Canada. Appl. Geochem. 24, 221–231.

LaBrecque, D., Miletto, M., Daily, W., Ramirez, A., Owen, E. (1996). The effects of noise on Occam's inversion of resistivity tomography data. Geophysics 61, 538–548.

Lacelle, D., Doucet, A., Clark, I.D., Lauriol, B. (2007). Acid drainage generation and seasonal recycling in disturbed permafrost near Eagle Plains, northern Yukon Territory, Canada. Chem. Geol. 243, 157–177.

Lambeck, K. and Chappell, J. (2001) Sea level change through the last glacial cycle, Science 292, 679–686.

Lampre, F. (2001). Clima de alta montaña y sistemas morfoclimáticos fríos en el macizo de la Maladeta (Pirineo aragonés). Treballs de la Societat Catalana de Geografia 52, 195–231.

Landy, J C., Dawson, G. J., Tsamados, M., Bushuk, M. Stroeve, J. C. Howell, S. E. L., Krumpen, T., Babb, D. G. Komarov, A. S., Heorton, H. D. B. S. H., Belter, J. y Aksenov, Y. (2022). A year-round satellite sea-ice thickness record from CryoSat-2. Nature 609, 517–522. https://doi.org/10.1038/s41586-022-05058-5

Lane, S. N. (2013). 21st century climate change: Where has all the geomorphology gone? Earth Surface Processes and Landforms, 38(1), 106–110.

Langer, M., Schneider von Deimling, T., Westermann, S., Rolph, R., Rutte, R., Antonova, S., Rachold, V., Schultz, M., Oehme, A. y Guido Grosse. (2023). Thawing permafrost poses environmental threat to thousands of sites with legacy industrial contamination. Nat Commun 14, 1721. https://doi.org/10.1038/s41467-023-37276-4.

Lantuit, H., and W. H. Pollard (2008), Fifty years of coastal erosion and retrogressive thaw slump activity on Herschel Island, southern Beaufort Sea, Yukon Territory, Canada, Geomorphology, 95(1–2), 84–102, doi:10.1016/j.geomorph.2006.07.040.

Lantuit, H., Overduin, P.P. and Wetterich, S. (2013), Recent Progress Regarding Permafrost Coasts. Permafrost and Periglac. Process., 24: 120-130. https://doi.org/10.1002/ppp.1777.

Laumonier, B., Abad, A., Alonso, J.L., Baudelot, S., Bresiére, G., Besson, M., Bouquet, C., Bourrouilh, R., Brula, P., Carreras, J., Centéne, A., Courjault-Rade, P., Courtessole, D., Fauconnier, D., García-Sansegundo, J., Guitard, G., Moreno-Eiris, E., Perejón, A., Vizcaïno, D. (1996). Cambro-Ordovicien. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. 1. Édition Bureau de Recherches Géologiques et Minières (France)-Instituto Tecnológico y Geominero de España (BRGM-ITGE), pp. 157–209.

Lewkowicz, A.G., Harris, C., Morphology and geotechnique of active-layer detachment failures in discontinuous and continuous permafrost, northern Canada Geomorphology, 69 (2005), pp. 275-297, 10.1016/j.geomorph.2005.01.011.

Lim, C. H., Lettmann, K., Wolff, J.-O. (2013). Numerical study on wave dynamics and wave-induced bed erosion characteristics in Potter Cove, Antarctica. Ocean Dynamics, 63(11-12), 1151-1174. https://doi.org/10.1007/s10236-013-0651-z

Linares, R., Roqué, C., Gutiérrez, F., Zarroca, M., Carbonel, D., Bach, J., Fabregat, I. (2017). The impact of droughts and climate change on sinkhole occurrence. A case study from the evaporite karst of the Fluvia Valley, NE Spain. Science of the Total Environment, 579, 345-358.

Lindgren, A., Hugelius, G., Kuhry, P., Christensen, T. R., Vandenberghe, J. (2016). GIS-based maps and area estimates of northern hemisphere permafrost extent during the last glacial maximum. Permafrost Periglac. Process. 27, 6–16.

Lindhorst, S. and Schutter, I. (2014). Polar gravel beach-ridge systems: Sedimentary architecture, genesis, and implications for climate reconstructions (South Shetland Islands/Western Antarctic Peninsula), Geomorphology, Volume 221, p 187-203. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.06.013.

Lindstrom, M Bax, G., Dinger, M., Dworatzek, M., Erdtmann, W., Fricke, A., Kathol, B., Klinge, H., von Pape, P. and Stumpf, U. (1985): Geology of a part of the Tornetrask section of the Caledonian front, northern Sweden. In: D.G. Gee, and B.A. Sturt (eds). The Caledonide Orogen – Scandinavia and Related Areas. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, 507–513.

Liu, L., Cui, Z. y Xiong, H. (1992). Coastal Phenomena and Isostatic Uplift Around Fildes Peninsula of King George Island, South Shetland Islands, Antarctica. Advances in Polar Science, 3(2), 45-55.

Liu, X., Chen, B. (2000). Climatic Warming in the Tibetan Plateau during recent decades. Int. J. Climatol. 20, 1729–1742.

Liu, Y., Sun, C., Li, J., Kucharski, F., Di Lorenzo, E., Abid, M. A. y Li, X. (2023). Decadal oscillation provides skillful multiyear predictions of Antarctic sea ice. Nature Communications, 14(1), 8286. https://doi.org/10.1038/s41467-023-44094-1.

Llanillo, P.J., Aiken, C.M., Cordero, R.R. et al. (2019). Oceanographic Variability induced by Tides, the Intraseasonal Cycle and Warm Subsurface Water intrusions in Maxwell Bay, King George Island (West-Antarctica). Sci Rep 9, 18571. https://doi.org/10.1038/s41598-019-54875-8

Lobell, D.B., Field, C.B. (2007) Environ. Res. Lett., 2, 014002.

Loke, M.H. (2011a). Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Geotomo, Penang, Malaysia. http://www.geoelectrical.com/coursenotes.zip (último acceso July 2020).

Loke, M.H., (2011b). Electrical resistivity surveys and data interpretation. in Gupta, H (ed.), Solid Earth Geophysics Encyclopedia (2nd Edition) “Electrical & Electromagnetic” Springer-Verlag, 276–283.

Loke, M.H., Barker, R.D. (1996). Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. Geophysical Prospecting 44: 131–152.

Longerich, H.P., Jenner, G.A., Fryer, B.J., Jackson, S.E. (1990). Inductively coupled plasmamass spectrometric analysis of geological samples: a critical evaluation based on case studies. Chem. Geol. 83, 105–118.

Łozinski, W. von. (1909). Uber die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemassigten klima. *Bulletin International de l’Academie des Sciences de Cracovie class des Sciences Mathematique et Naturalles*, **1**, 1–25. (English translation: T. Mrozek, 1992. On the mechanical weathering of sandstones in temperate climates. In: Evans, D. J. E., ed., 1994, Cold climate landforms, JohnWiley and Sons Ltd, 119–134).

Łozinski, W. von. (1912). Die periglaziale fazies der mechanischen Verwitterung. Łozinski,W. von, 1912. Die periglaziale fazies der mechanischen Verwitterung. Comptes Rendus, XI Congrès Internationale Géologie, Stockholm 1910, 1039–1053.

Lu, Q., Zhao, D. y Wu, S. (2017). Simulated responses of permafrost distribution to climate change on the Qinghai–Tibet Plateau. Sci Rep 7, 3845. https://doi.org/10.1038/s41598-017-04140-7

Luna, F y Calvo, M (2019). Asistencia Técnica Pista Marambio. Instituto Nacional de Tecnología Industrial. Inédito.

Lundin, l.C. (1990). Hydraulic properties in an operational model of frozen soil. J Hydrol, 118, 289–310.

Luoto, Mi., R. K. Heikkinen, and T. R. Carter. (2004). Loss of palsa mires in Europe and biological consequences. Environmental Conservation 31:30–37.

Luoto, Miska and Seppälä, Matti, (2003), Thermokarst ponds as indicators of the former distribution of palsas in Finnish Lapland, Permafrost and Periglacial Processes, 14, issue 1, p. 19-27.

Macdonald, D.; Baker, P.; Garrett, S.; Ineson, J.; Pirrie, D.; Storey, B.; Whitham, A.; Kinghorn, R. and Marshall, J. (1988): A preliminary assessment of the hydrocarbon potential of the Larsen Basin, Antarctica. Marine and Petroleum Geology 5: 34-53.

McKenzie, J. M., Voss, C. I. (2013). Permafrost thaw in a nested groundwater-flow system. Hydrogeology Journal, 21(1), 299-316. https://doi.org/10.1007/s10040-012-0942-3.

McKenzie, J. M., C. I. Voss, and D. I. Siegel (2007), Groundwater flow with energy transport and water-ice phase change: Numerical simulations, benchmarks, and application to freezing in peat bogs, Adv. Water Resour.,30(4), 966–983, doi:10.1016/j.advwatres.2006.08.008.

Magnin, F., Josnin, J.Y., Ravanel, L., Pergaud, J., Pohl, B., Deline, P. (2017). Modelling rock wall permafrost degradation in the Mont Blanc massif from the LIA to the end of the 21st century. *The Cryosphere*, *11*(4), 1813-1834. https://doi.org/10.5194/tc-11-1813-2017

Malagnino, E.C.; Olivero, E.B.; Rinaldi, C.A. y Spikermann, J.P. (1981): Aspectos geomorfológicos de la isla vicecomodoro Marambio, Antártida. VIII Congr. Geol. Arg. (San Luis), Actas 2: 883-896.

Manning, A.H., Verplanck, P.L., Caine, J.S., Todd, A.S. (2013). Links between climate change, water-table depth, and water chemistry in a mineralized mountain watershed. Appl. Geochem. 37, 64–78.

Mars, J. S., and D. W. Houseknecht (2007), Quantitative remote sensing study indicates doubling of coastal erosion rate in past 50 yr along a segment of the Arctic coast of Alaska, Geology, 35, 583–586, doi:10.1130/ G23672A.1.

Marston, R. A. (2010). Geomorphology and vegetation on hillslopes: Interactions, dependencies, and feedback loops. Geomorphology, 116(3-4), 206–217. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.09.028.

Martin, L.C.P., Nitzbon, J. Aas, K.S., Etzelmüller, B., Kristiansen, H., Westermann, S. (2019). Stability Conditions of Peat Plateaus and Palsas in Northern Norway. Journal of Geophysical Research: Earth Surface,124, 705–719. https://doi.org/10.1029/2018JF004945.

Martini I. P., A. Martínez Cortizas, W. Chesworth (Eds) (2006). Glossary. Developments in Earth Surface Processes, Elsevier, Volume 9, Pages 551-572, ISSN 0928-2025, ISBN 9780444528834,https://doi.org/10.1016/S0928-2025(06)09024-9.

Mayer, L. (1992). Some comments on equilibrium concepts and geomorphic systems. *Geomorphology*, *5*(3-5), 277-295. https://doi.org/10.1016/0169-555x(92)90009-d.

McCalpin, J., Corominas, J. (2019). Postglacial deformation history of sackungen on the northern slope of Pic d'Encampadana, Andorra. Geomorphology 337, 134–150.

McCalpin, J.P., Irvine, J. R. (1995). Sackungen at the Aspen Highlands ski area, Pitkin County, Colorado. Environ. Eng. Geosci. 1 (3), 277–290.

McKee, T.B., Doesken, N.J., Kleist, K. (1993). The relationship of drought frequency and duration of time scales. Eighth Conference on Applied Climatology. American Meteorological Society, Jan17–23, 1993, Anaheim, CA, pp. 179–186.

McNeill, J.D. (1980). Electrical Conductivity of Soils and Rocks. Technical Note TN-5. Geonics Limited, Mississauga, Ontario, Canadá, p. 22.

Melander, O. (1977). Geomorphological map 30H Riksgränsen (East), 30I Abisko, 31H Reurivare and 31I Vadvetjåkka. Description and Assessment of Areas of Geomorphological Importance. Stockholms Universitet, Naturgeografiska Institutionen, Stockholm, Sweden.

Meredith, M. P., and King, J. C. (2005). Rapid climate change in the ocean west of the Antarctic Peninsula during the second half of the 20th century. Geophys. Res. Lett. 32, L19604. doi:10.1029/2005gl024042.

Mertz, W. (1981). The essential trace elements. Science 213 (4514), 1332–1338.

Meyer-Jacob C., Bindler R., Bigler C., Leng M J., Lowick S.E., Vogel H. (2017). Regional Holocene climate and landscape changes recorded in the large subarctic lake Torneträsk, N Fennoscandia, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 487, 1-14.

Miesner, F., Overduin, P. P., Grosse, G., Strauss, J., Langer, M. , Westermann, S., Schneider von Deimling, T. , Brovkin, V. y Arndt, S. (2023). Subsea permafrost organic carbon stocks are large and of dominantly low reactivity. Sci Rep 13, 9425. https://doi.org/10.1038/s41598-023-36471-z.

Milillo, P., E. Rignot, P. Rizzoli, Scheuchl, B. Mouginot, J. Bueso-Bello, J. L., Prats-Iraola,,P. y Dini, L. (2022). Rapid glacier retreat rates observed in West Antarctica. Nat. Geosci. 15, 48–53 https://doi.org/10.1038/s41561-021-00877-z

Miner, K. R., D'Andrilli, J., Mackelprang, R., Edwards, A., Malaska, M. J., Waldrop, M. P., y Miller, C. E. (2021). Emergent biogeochemical risks from Arctic permafrost degradation. *Nature Climate Change*, *11*(10), 809-819. https://doi.org/10.1038/s41558-021-01162-y

Ming, F., Li, D. Q., y Chen, L. (2020). Electrical resistivity of freezing clay: experimental study and theoretical model. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 125, e2019JF005267. https://doi.org/10.1029/2019JF005267

Montes, M.; Nozal, F.; Olivero, E.; Gallastegui, G.; Santillana, S.; Maestro, A.; López-Martínez, J.; González, L. y Martín-Serrano, A. (2019): Geología y Geomorfología de isla Marambio (Seymour). (Montes, M.; Nozal F. y Santillana, S., Eds.). Serie Cartográfica Geocientífica Antártica; 1:20.000, 1ª edición. Acompañado de mapas. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino, 300 p.

Monteux, S., Weedon, J. T., Blume-Werry, G., Gavazov, K., Jassey, V. E. J., Johansson, M., Keuper, F., Olid, C.y Dorrepaal, E. (2018). Long-term in situ permafrost thaw effects on bacterial communities and potential aerobic respiration. ISME J 12, 2129–2141. https://doi.org/10.1038/s41396-018-0176-z

Muller, S. W. (1943). Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. Special Report, Strategic Engineering Study, Intelligence Branch Chief of Engineers, 840 PERIGLACIAL No 62, 136 pp. Second printing, 1945, 230 pp. (reprinted in 1947, J. W. Edwards, Ann Arbor, MI, 231 pp).

Muñoz, J.A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Chapman and Hall, London, pp. 235–246.

Nielsen, F.H. (1990). New essential trace elements for the live sciences. Biol. Trace Elem. Res. 26-27, 599–611.

Nilsson A (2006) Limnological responses to late Holocene permafrost dynamics at the Stordalen mire, Abisko, northern Sweden. Unpublished MSc thesis, Department of Geology, Lund University, no 194.

Nitzbon, J., Westermann, S., Langer, M., Martin, L. C., Strauss, J., Laboor, S., y Boike, J. (2020). Fast response of cold ice-rich permafrost in northeast Siberia to a warming climate. Nature communications, 11(1), 2201. https://doi.org/10.1038/s41467-020-15725.

Nordstrom, D.K. (2009). Acid rock drainage and climate change. J. Geochem. Explor. 100, 97–104.

Nordstrom, D.K. (2011a). Hydrogeochemical processes governing the origin, transport and fate of major and trace elements from mine wastes and mineralized rock to surface waters. Appl. Geochem. 26, 1777–1791.

Nordstrom, D.K. (2011b). Mine waters: acidic to Circumneutral. Elements 7, 393–398.

Nordstrom, D.K., Alpers, C.N. (1999). Geochemistry of acid mine waters. In: Plumlee, G.S., Logsdon, M.J. (Eds.), The Environmental Geochemistry of Mineral Deposits. Vol. 6A (G.S). Soc. Econ. Geol., Littleton, Colorado, pp. 133–160 Economic Geology.

Nordstrom, D.K., Southam, G. (1997). Geomicrobiology of sulfide mineral oxidation. In: Banfield, J.F., Nealson, K.H. (Eds.), Geomicrobiology: Interactions Between Microbes and Minerals. Mineralogical Society of America, Washington D.C., pp. 361–390.

Nowak, A. and Hodson, A., 2013. Hydrological response of a high-arctic catchment to changing climate over the past 35 years: a case study of Bayelva watershed, Svalbard. Polar Research, 32, 19691. doi:10.3402/polar.v32i0.19691.

Nozal, F.; Montes, M. y Martín-Serrano, A. (2019): 7-Geomorfología. En: Geología y Geomorfología de isla Marambio (Seymour). (Montes, M., Nozal F. y Santillana, S., Eds.). Serie Cartográfica Geocientífica Antártica, 1:20.000. 1ª edición. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino, 209-286.

Obu, J., Westermann, S., Bartschb, A., Berdnikovc, N., Dashtserene, C., Delaloyef, R., Elberlingg, B., Etzelmüllera, B., Kholodovh, A., Khomutovc, A., Kääba, A., Leibmanc, M., Lewkowiczi, A., Pandah, S., Romanovskyh, N., Wayk, R., Westergaard-Nielseng, A., Wum, T., Yamkhine, J., and Zoum, F. (2019). Northern Hemisphere permafrost map based on TTOP modelling for 2000–2016 at 1 km2 scale. Earth-Science Reviews 193. 299–316.

Obu, J., Westermann, S., Vieira, G., Abramov, A., Balks, M., Bartsch, A., Hrbáˇcek, F., Kääb, A., and Ramos, M. (2020). Pan-Antarctic map of near-surface permafrosttemperatures at 1km2 scale. The Cryosphere, 14, 497–519.

Ohenhen, L. O., Shirzaei, M., Ojha, C., Sherpa, S. F., y Nicholls, R. J. (2024). Disappearing cities on US coasts. *Nature*, *627*(8002), 108-115. https://doi.org/10.1038/s41586-024-07038-3.

Ohmura, A. (2001). Physical basis of the temperature-based melt index method. Journal of Applied Meteorology, 40(4), 753–761.

Oldenburg, D.W, Li, Y. (1999). Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys. Geophysics 64, 403–416.

Olefeldt, D., y Roulet, N.T. (2012). Effects of permafrost and hydrology on the composition and transport of dissolved organic carbon in a subarctic peatland complex, J. Geophys. Res., 117, G01005, doi:10.1029/2011JG001819

Olefeldt, D., Goswami, S., Grosse, G., Hayes, D. Hugelius, G., Kuhry, P., McGuire, A. D., Romanovsky, V. E., Sannel, A.B.K., Schuur, E. A. G. y Turetsky, M. R. (2016). Circumpolar distribution and carbon storage of thermokarst landscapes. Nat Commun 7, 13043. https://doi.org/10.1038/ncomms13043.

Olid, C., Zannella, A., Lau, D. C. P. (2021). The Role of Methane Transport From the Active Layer in Sustaining Methane Emissions and Food Chains in Subarctic Ponds. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, *126*(3). https://doi.org/10.1029/2020jg005810.

Oliva, M., Ruiz-Fernández, J. (2015). Coupling patterns between para-glacial and permafrost degradation responses in Antarctica. Earth Surf. Process. Landf., 40, 1227-1238.

Oliva, M., Serrano, E., Gómez-Ortiz, A., González-Amuchastegui, M.J., Nieuwendam, A., Palacios, D., Pellitero-Ondicol, R., Pérez-Alberti, A., Ruiz-Fernández, J., Valcárcel, M., Vieira, G. (2016). The periglaciation of the Iberian Peninsula. Quat. Sci. Rev. 137, 176–199.

Olmedo, P., Pla, A., Hernández, A.F., Barbier, F., Ayouni, L., Gil, F. (2013). Determination of toxic elements (mercury, cadmium, lead, tin and arsenic) in fish and shellfish samples. Risk assessment for the consumers. Environ. Int. 59, 63–72.

OPCC-CTP, (2018). (The Pyrenees Climate Change Observatory), (2019). El cambio climático en los Pirineos: impactos, vulnerabilidades y adaptación. Bases de conocimiento para la futura estrategia de adaptación al cambio climático en los Pirineos, Madrid, Spain 150 pp. https://www.opcc-ctp.org/sites/default/files/documentacion/opcc-informe-es-print.pdf (último acceso Abril 2023).

Øvstedal, D.O., Smith, R.I.L. (2001). Lichens of Antarctica and South Georgia: guide to their identification and ecology, Cambridge University Press, Cambridge, 424 pp.

Orellana, E. (1972), Prospección Geoeléctrica en Corriente Continúa, Bibloteca Técnica Philips, Paraninfo, 523 p.

Orford, J. D., Carter, R. W. G., & D. L. Forbes. (1991). Gravel Barrier Migration and Sea Level Rise: Some Observations from Story Head, Nova Scotia, Canada. Journal of Coastal Research, 7(2), 477–489. http://www.jstor.org/stable/4297854.

Osterkamp T. E. y Jorgenson M. T. (2009). in Geological Monitoring (eds Young, R., and Norby, L.) 205-227 (Geological Society of America, 2009).

Osterkamp, T. E. y Gosink, G. P. (1991). Variations in permafrost thickness in response to changes in paleoclimate. J. Geophys. Res. 96, 4423–4434.

Osterkamp, T.E. y Romanovsky, V.E. (1999), Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska. Permafrost Periglac. Process., 10: 17-37. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199901/03)10:1<17::AID-PPP303>3.0.CO; 2-4

Overeem, I., Anderson, R. S., Wobus, C. W., Clow, G. D., Urban, F. E., y Matell, N. (2011). Sea ice loss enhances wave action at the Arctic coast. Geophysical Research Letters, *38*(17). doi:10.1029/ 2011GL048681.

Paine, A. D. M. (1985). "Ergodic" reasoning in geomorphology: time for a review of the term? Progress in Physical Geography: Earth and Environment, 9(1), 1-15.

Pallàs, R., James, T.S., Sàbat, F., Vilaplana, J.M., Grant, D.R. (1997). Holocene uplift in the South Shetland Islands: evaluation of tectonics and glacio-isostasy. In: Ricci, C.A. (Ed.), The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes. Terra Antarctica Publication, Siena, pp. 861-868.

Pánek, T., Klimes, J. (2016). Temporal behavior of deep-seated gravitational slope deformations: a review. Earth Sci. Rev. 156, 14–38.

Park, H.-S., Kim, S.-J., Stewart, A. L., Son, S.-W. & Seo, K.-H. (2019). Mid-holocene Northern Hemisphere warming driven by Arctic amplification. Sci. Adv. 5, eaax8203.

Patton, A.I., Rathburn, S.L., Capps, D.N. (2019). Landslide response to climate change in permafrost regions,Geomorphology, 340, 116-128.

Pellicer, X. M., y P. Gibson. (2011). Electrical resistivity and Ground Penetrating Radar for the characterisation of the internal architecture of Quaternary sediments in the Midlands of Ireland. Journal of Applied Geophysics 75:638–647.

Pellicer, X.M., Zarroca, M., Gibson, P. (2012). Time-lapse resistivity analysis of Quaternary sediments in the Midlands of Ireland. Journal of Applied Geophysics, 82, 46-58. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2012.02.009.

Pepin, N., Bradley, R.S., Diaz, H.F., Baraer, M., Caceres, E.B., Forsythe, N., Fowler, H., Greenwood, G., Hashmi, M.Z., Liu, X.D., Miller, J.R., Ning, L., Ohmura, A., Palazzi, E., Rangwala, I., Schöner, W., Severskiy, I., Shahgedanova, M., Wang, M.B., Williamson, S.N., Yang, D.Q. (2015). Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. Nat. Clim. Chang. 5, 424–430.

Pérez-Zanón,N., Sigró, J., Ashcroft, L. (2017). Temperature and precipitation regional climate series over the Central Pyrenees during 1910-2013. Int. J. Climatol. 37, 1922–1937.

Pezdir, V., T. Čeru, B. Horn, and M. Gosar. (2021). Investigating peatland stratigraphy and development of the Šijec bog (Slovenia) using near-surface geophysical methods. Catena 206.

Piccini, C., Bertoglio, F., Sommaruga, R., Martínez de la Escalera, G., Evangelista, H. y García-Rodriguez, F. (2024). Prokaryotic richness and diversity increased during Holocene glacier retreat and onset of an Antarctic Lake. Commun Earth Environ 5, 94 https://doi.org/10.1038/s43247-024-01245-6.

Pla, S. (2001). Chrysophycean cysts from the Pyrenees. Bibl. Phycol. 109, 1–179.

Plaza, F., Wen, Y., Perone, H., Xu, Y., Liang, X. (2017). Acid rock drainage passive remediation: potential use of alkaline clay, optimal mixing ratio and long-term impacts. Sci. Total Environ. 15, 572–585.

Plint, A.G., Nummedal, D. (2000). The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In: Hunt, D., Gawthorpe, R.L. (Eds.), Sedimentary Response to forced regression, vol. 172. Geol. Soc. London Speci. Publ, pp. 1–17.

Plumlee, G.S., Smith, K.S., Montour, M.R., Ficklin, W.H., Mosier, E.L. (1999). Geologic controls on the composition of natural waters and mine waters. In: Filipek, L.H., Plumlee, G.S. (Eds.), The Environmental Geochemistry of Mineral Deposits. Part B:

Poelking, E. L., Schaefer, C. E. R., Fernandes Filho, E. I., de Andrade, A. M., Spielmann, A. A. (2015). Soil–landform–plant-community relationships of a periglacial landscape on Potter Peninsula, maritime Antarctica. Solid Earth, 6(2), 583-594. https://doi.org/10.5194/se-6-583-2015.

Posamentier, H.W. y Vail, P.R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea Level Changes—An Integrated Approach, vol. 42. SEPM Special Publication, pp. 125– 154.

Posamentier, H.W. y Allen, G.P. (1999). Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology no. 7, 210 pp.

Pritchard, H.D., Vaughan, D.G. (2007). Widespread acceleration of tidewater glaciers on the Antarctic Peninsula. Journal of Geophysical Research-Earth Surface, 112. doi:10.1029/2006JF000597.

Pruszak, Z. (1980). Currents circulation in the waters of Admiralty Bay (region of Arctowski Station on King George Island). Polish Polar Res. 1, 55–74.

Purich, A., Doddridge, E.W. Record low Antarctic sea ice coverage indicates a new sea ice state. *Commun Earth Environ* **4**, 314 (2023). https://doi.org/10.1038/s43247-023-00961-9

Qian, G. y Li, Y. (2019). Acid and metalliferous drainage–a global environmental issue. Journal of Minning & Mechanical Engeneering 1, 1–4.

Radić, V., Bliss, A., Beedlow, A.C., Hock, R., Miles, E., Cogley, J.G. (2014). Regional and global projections of twenty-first century glacier mass changes in response to climate scenarios from global climate models. Clim. Dyn. 42, 37–58.

Ran, Y., Cheng, G., Dong, Y., Hjort, J., Lovecraft, A. L., Kang, S., Tan, M. y Li, X. (2022). Permafrost degradation increases risk and large future costs of infrastructure on the Third Pole. Commun Earth Environ 3, 238. https://doi.org/10.1038/s43247-022-00568-6

Rantanen, M., Karpechko, A.Y., Lipponen, A., Nordling, K., Hyvärinen, O., Ruosteenoja, K., Vihma, T. y Laaksonen, A. (2022). The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979. Commun Earth Environ 3, 168.

Rapp, A. y Annersten, L. (1969). Permafrost and tundra polygons in northern Sweden. - In: Péwé, T.R.L. (ed.) The Periglacial Environment Past and Present, Montreal, pp. 65-91.

Reid, P. A. y Massom, R. A. (2022). Change and variability in Antarctic coastal exposure, 1979–2020. Nat Commun 13, 1164. https://doi.org/10.1038/s41467-022-28676-z.

Revil, A. (2017a). Transport of water and ions in partially water-saturated porous media: Part 1. Constitutive equations. Advances in Water Resources, 103, 119–138. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2016.02.006.

Revil, A. (2017b). Transport of water and ions in partially water-saturated porous media: Part 2. Filtration effects. Advances in Water Resources, 103, 139–152. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2016.07.016.

Rezaie, B., Anderson, A. (2020). Sustainable resolutions for environmental threat of the acid mine drainage. Sci. Total Environ. 717, 137211.

Ridefelt, H., Åkerman, J., Beylich, A.A:, Boelhouwers, J., Kolstrup, E., Nyberg, R. (2009). 56 Years of Solifluction Measurements in the Abisko Mountains, Northern Sweden — Analysis of Temporal and Spatial Variations of Slow Soil Surface Movement. Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography, 91, 215-232.

Rinaldi, C.; Massabie, A.; Morelli, J.; Rosenman, L y Del Valle, R. (1978): Geología de la isla Vicecomodoro Marambio, Antártida. Instituto Antártico Argentino Contribución, 217: 1-37.

Rinaldo, A., Dietrich, W.E., Rigon, R., Vogel, G.K., Rodríguez-Iturbe, I. (1995). Geomorphological signatures of varying climate. Nature, 374, 632–635.

Roberts, S. J., Hodgson A., Sterken M., Whitehouse P. L., Verleyen E., Vyverman W., Sabbe K., Balbo A., Bentley M. J., Moreton S.G.(2011). Geological constraints on glacio-isostatic adjustment models of relative sea-level change during deglaciation of Prince Gustav Channel, Antarctic Peninsula. Quat. Sci. Rev. 30, 3603–3617. doi:10.1016/j.quascirev.2011.09.009.

Rodolfo A. del Valle, Andrzej Tatur, Jorge C. Lusky y Diego R. Gomez-Izquierdo. (2004). Cambios morfológicos recientes en lagos de la península Potter, isla 25 de Mayo, islas Shetland del Sur, Antártida Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59(3), 443-450

Romanovsky, V.E., Smith, S.L., Christiansen, H.H. (2010). Permafrost thermal state in the polar Northern Hemisphere during the international polar year 2007–2009: a synthesis. Permafrost Periglac 21: 106–116.

Rosell, J., Linares, R. (2001). Grandes deslizamientos en el frente de la lámina cabalgante del Montsec (Sierra del Montsec, Prepirineo Central). Rev. Soc. Geol. Esp. 14, 255–268.

Robin, G. de Q. (1953). Measurements of Ice thickness in Dronning Maud Land, Antarctica. Nature, 171(4341), 55-58. https://doi.org/10.1038/171055a0.

Rowland, J. C., B. J. Travis, C. J. Wilson (2011), The role of advective heat transport in talik development beneath lakes and ponds in discontinuous permafrost,Geophys. Res. Lett.,38, L17504, doi:10.1029/2011GL048497.

Rückamp M., Braun M., Suckro S. y Blindow N. (2011). Observed glacial changes on the King George Island ice cap, Antarctica, in the last decade, Global and Planetary Change, Volume 79, Issues 1–2, Pages 99-109, ISSN 0921-8181, https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.06.009.

Rydberg, J., Klaminder, J., Rosén, P., Bindler, R. (2010). Climate driven release of carbon and mercury from permafrost mires increases mercury loading to sub-arctic lakes. Science of The Total Environment, 408(20), 4778-4783. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2010.06.05

Rydén, B.E. and Kostov, L. (1980). Thawing and freezing in tundra soils. Ecological Bulletins 30, 251-281.

Rydén, B. E., Fors, L., Kostov, L. (1980). Physical Properties of the Tundra Soil-Water System at Stordalen, Abisko. Ecological Bulletins, 30, 27–54. http://www.jstor.org/stable/20112764.

Sahade, R., Lagger, C., Torre, L., Momo, F., Monien, P., Schloss, I., Barnes, D. K. A., Servetto, N., Tarantelli, S., Tatián, M., Zamboni, N., Abele, D. (2015). Climate change and glacier retreat drive shifts in an Antarctic benthic ecosystem. Science Advances, 1(10). https://doi.org/10.1126/sciadv.1500050

Salerno, F., Rogora, M., Balestrini, R., Lami, A., Tartari, G.A., Thakuri, S., Tartari, G. (2016). Glacier melting increases the solute concentrations of Hilalayan glacial lakes. Envirn. Sci. Technol. 50, 9150–9160.

Salone, R., De Paola, C., Carbonari, R., Rufino, F., Avino R., Caliro, S., Cuoco, E., Santi, A. y Di Maio, R. (2023). High-resolution geoelectrical characterization and monitoring of natural fluids emission systems to understand possible gas leakages from geological carbon storage reservoirs. Sci Rep 13, 18585 (2023). https://doi.org/10.1038/s41598-023-45637-8.

Samouelian, A., Cousin, I., Tabbagh, A., Bruand, A., Richard, G. (2005). Electrical resistivity survey in soil science: A review. Soil & Tillage Research, 83(2), 173–193. https://doi.org/10.1016/j.still.2004.10.004.

Sánchez-España, J. (2007). The behavior of Iron and aluminum in acidmine drainage: speciation, mineralogy, and environmental significance. In: Letcher, T.M. (Ed.), Thermodynamics, Solubility and Environmental Issues. Elsevier Science, Amsterdam, The Netherlands, pp. 137–150.

Sánchez-España, J., Yusta, I., Burgos, W.D. (2016). Geochemistry of dissolved aluminum at low pH: Hydrobasaluminite formation and interaction with trace metals, silica and microbial cellsunder anoxic conditions. Chem. Geol. 441, 124–137.

Sánchez-España, J., Yusta, I., Diez, M. (2011). Schwertmannite and hydrobasaluminite: a reevaluation of their solubility and control on the iron and aluminum concentration in acidic pit lakes. Appl. Geochem. 26, 1752–1774.

Sánchez-Lugo, A., Morice, C., Berrisford, P., and Argüez, A. (2018). “Global surface temperatures,”. Editors J. Blunden, D. S. Arndt, and G. Hartfield, 99, 11–13. State Clim. 2017. Bull. Am. Meteorological Soc, 8.

Sancho, L. G., Pintado, A., Navarro, F., Ramos, M., De Pablo, M. A., Blanquer, J. M., Raggio, J., Valladares, F. y Allan Green, T. G. (2017). Recent Warming and Cooling in the Antarctic Peninsula Region has Rapid and Large Effects on Lichen Vegetation. Sci Rep 7, 5689. https://doi.org/10.1038/s41598-017-05989-4.

Sanjaume, E., Tolgensbakk, J. (2009). Beach ridges from the Varanger Peninsula (Arctic Norwegian coast): Characteristics and significance, Geomorphology, 104, 1–2, 82-92, https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.029.

Santolaria, Z., Arruebo, T., Pardo, A., Rodríguez-Casals, C., Matesanz, J.M., Lanaja, F.J., Urieta, J.S. (2017). Natural and anthropic effects on hydrochemistry and major and trace elements in the water mass of a Spanish Pyrenean glacial lake set. Environ. Monit. Assess. 189 (7), 324.

Sarmiento, A.M., DelValls, A., Nieto, J.M., Salamanca, M.J., Caraballo, M.A. (2011). Toxicity and potential risk assessment of a river polluted by acid mine drainage in the Iberian Pyrite Belt (SW Spain). Sci. Total Environ. 409, 4763–4771.

Scheidegger, J. M., Bense, V. F. (2014), Impacts of glacially rechargedgroundwater flow systems on talik evo-lution,J. Geophys. Res. Earth Surf.,119,758–778, doi:10.1002/2013JF002894.

Schmieder, J., Hanzer, F., Marke, T., Garvelmann, J., Warscher, M., Kunstmann, H., y Strasser, U. (2016). The importance of snowmelt spatiotemporal variability for isotope-based hydrograph separation in a high-elevation catchment. Hydrology and Earth System Sciences, *20*(12), 5015-5033. doi:10.5194/hess-20-5015-2016.

Schoonen, M., Elsetinow, A., Borda, M., Strongin, D. (2000). Effect of temperature and illumination on pyrite oxidation between pH 2 and 6. Geochem. Trans. 1, 1–23.

Schöne, T.,Pohl, M., Zakrajsek, A.F., Schenke, H.W. (1998). Tide gauge measurements — a contribution for the long term monitoring of the sea level C. Wiencke, G. Ferreyra, W. Arntz, C. Rinaldi (Eds.), The Potter Cove coastal ecosystem, Antarctica, Berichte zur Polarforschung, 299, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany (1998), pp. 12-14.

Schumm, S. A. (1973). Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. in MORISAWA, M. (ed.) Fluvial geomorphology (Binghamton, N.Y.) pp. 299-310.

Schumm, S. A. (1979). Geomorphic Thresholds: The Concept and Its Applications. Transactions of the Institute of British Geographers, 4(4), 485–515. https://doi.org/10.2307/622211.

Schuur, E. A. G., McGuire, A., Schädel, C., Grosse, G. Harden, J. W., Hayes, D. J. Hugelius, G.. Koven, C D. Kuhry, P. Lawrence D. M., Natali, S. M. Olefeldt, D. Romanovsky, V. E. Schaefer, K. Turetsky, M. R. Treat C. C. y Vonk J. E. (2015). Climate change and the permafrost carbon feedback. Nature 520, 171–179 https://doi.org/10.1038/nature14338..

Seppälä, M. (1972). The term “palsa.”. Zeitschrift für Geomorphologie, 16(4), 463.

Seppälä, M. (1982). An experimental study of the formation of palsas. Page in N. R. C. of Canada, editor. Proceedings of the 4th Canadian Permafrost Conference. Ottawa.

Seppälä, M. (1986). The Origin of Palsas. Geografiska Annaler 68:141–147.

Seppälä, M. (1988) Palsas and related forms, in M.J. Clark (ed.) Advances in Periglacial Geomorphology, 247–278, Chichester: Wiley.

Seppälä, M. (2004). En: Encyclopedia of geomorphology. Goudie A.S. (Ed). Taylor & Francis e-Library. Volumen 1 A-IP757.

Seppälä, M. (2006). Palsa mires in Finland. In: The Finnish Environment 23/2006., SYKE: The Finnish Environment Institute.

Serikova, S., Pokrovsky, O. S., Laudon, H., Krickov, I. V., Lim, A. G., Manasypov, R. M., y Karlsson, J. (2019). High carbon emissions from thermokarst lakes of Western Siberia. Nature Communications, 10(1), 1552. High carbon emissions from thermokarst lakes of Western Siberia. Nat Commun 10, 1552. https://doi.org/10.1038/s41467-019-09592-1

Serrano, E., Morales, C., González Turba, J.J., Martín, R. (2009). Cartografía del permafrost de montaña en los Pirineos españoles. Finisterra XLIV 87, 45–54.

Serreze MC, Walsh JE, Chapin FS III, Osterkamp T, Dyurgerov M, Romanovsky V, Oechel WC, Morison J, Zhang T, Barry RG. (2000). Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. Climatic Change 46: 159–207.

Serreze, M. C. & Francis, J. A. (2006). The Arctic amplification debate. Clim. Change 76, 241–264.

Servicio de Hidrografía Naval. (1990, 2022). Tabla de marea suplemento zona Antártida.

Shakhova, N., Semiletov, I., Gustafsson, O., Sergienko, V., Lobkovsky, L., Dudarev, O., Tumskoy, V., Grigoriev, M., Mazurov, A., Salyuk, A., Ananiev, R., Koshurnikov, A., Kosmach, D., Charkin, A., Dmitrevsky, N., Karnaukh, V., Gunar, A., Meluzov, A. y Chernykh, D. (2017). Current rates and mechanisms of subsea permafrost degradation in the East Siberian Arctic Shelf. Nat Commun 8, 15872. https://doi.org/10.1038/ncomms15872.

Shan, W., Liu, Y., Hu, Z. G., Xiao, J. T. (2015). A model for the electrical resistivity of frozen soils and an experimental verification of the model. Cold Regions Science and Technology, 119, 75–83. https://doi-org.are.uab.cat/10.1016/j.coldregions.2015.07.010.

Shemesh, A., Rosqvist, G., Rietti-Shati, M., Rubensdotter, L., Bigler, C., Yam, R., Karlén, W. (2001). Holocene climatic change in Swedish Lapland inferred from an oxygen-isotope record of lacustrine biogenic silica. The Holocene 11, 447–454.

Sheriff, R. E., Geldart, L. P. (1995). Exploration seismology (Vol. 3). Cambridge University Press.

Shirzaei, M.,Bürgmann, R. (2018). Global climate change and local land subsidence exacerbate inundation risk to the San Francisco Bay Area. Sci. Adv., 4(3), eaap923. DOI: 10.1126/sciadv.aap923.

Shugar, D. H., Clague, J. J., Best, J. L., Schoof, C., Willis, M. J., Copland, L., Roe, G. H. (2017). River piracy and drainage basin reorganization led by climate-driven glacier retreat. Nature Geoscience, 10(5), 370–375.

Shur, Y. L., Jorgenson, M. T. (2007). Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems. Permafrost and Periglacial Processes, 18(1), 7–19. https://doi.org/10.1002/ppp.582.

Silva Busso A. (2009). Aguas Superficiales y Subterráneas en el Área Norte de la península Antártica. En Silva Busso A. (ed.) El Agua en el Norte de la península Antártica, INA, DNAIAA, Fundación de Historia Natural Félix de Azara 4, 47-82, Buenos Aires.

Silva Busso A. y Ermolin. E. (2007). Métodos Geofísicos en Investigaciones Geotécnicas en el Permafrost Antártico. 6° Simposio Argentino y 3° Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas, Actas: 1-4, Buenos Aires.

Silva Busso, A. (2004). Características Hidrológicas e Hidrogeológicas en el Archipiélago James Ross e Islas Shetland, Area Norte de la Península Antártica. Boletín Geológico y Minero, Instituto Geológico y Minero de España. 114 (4): 419-432.

Silva Busso, A. and Yermolin, Y. (2014). Características Geotécnicas en el área de la base Científica Carlini, Penisula Potter, Isla 25 de Mayo, Antartida, Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente, 53–60, available at: https://www.editoresasagai.org.ar/ojs/index.php/rgaia/article/view/80/67.

Silva Busso, A. y Fresina, M. (2004). Relación del Flujo Subterráneo sobre el Humedal Subpolar de la Península Potter, Islas Shetland Antártica. T6-03 en CD (ISSN: 9703217494, Congress XXXIII AIH - / AHSUD Groundwater Flow Understanding 11-15 de Octubre del 2004, Ciudad de Zacatecas, Mexico.

Silva Busso, A. y Yermolin, E. (2014). Características geotécnicas en el área de la base científica “Carlini”, península Potter, isla 25 de Mayo, Antártida.

Silva Busso, A., Sánches, R., Fresina, M., (2000). Caracterizacion del comportamiento hidrogeológico en la Isla Marambio, Antártida. 1st Joint World Congress on Groundwater, Fortaleza, Brazil, pp. 1–20.

Silva Busso, A; Yermolin, Y. y Monograsso Czalbowski, T. (2013). Características del permafrost costero (criopeg) con el uso de técnicas geoeléctricas, Arroyo Díaz, Isla Marambio, Península Antártica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 70 (4): 583 - 595.

Simms, A. R., Ivins, E. R., DeWitt, R., Kouremenos, P., y Simkins, L. M. (2012). Timing of the most recent neoglacial advance and retreat in the South Shetland islands, antarctic peninsula: Insights from raised beaches and Holocene uplift rates. Quat. Sci. Rev. 47, 41–55. doi:10.1016/j.quascirev.2012.05.013.

Sjöberg, Y., Marklund, P., Pettersson, R., y Lyon, S. W. (2015). Geophysical mapping of palsa peatland permafrost, The Cryosphere, 9, 465–478, https://doi.org/10.5194/tc-9-465-2015.

Skvarca, P., Rack, W., Rott, H., & Y Donángelo, T. (1998). Evidence of recent climatic warming on the eastern Antarctic Peninsula. Annals of Glaciology, 27, 628-632. doi:10.3189/S0260305500018164.

Slater, L., Comas, X., Ntarlagiannis, D. y Roy Moulik, M. (2007). Resistivity-based monitoring of biogenic gasses in peat soils. Water Resources Research, 43, W10430, doi:10.1029/2007WR006090.

Smith, S. L., O’Neill, H. B., Isaksen, K., Noetzli, J., y Romanovsky, V. E. (2022). The changing thermal state of permafrost. *Nature Reviews* Earth & Environment, 3(1), 10-23. https://doi.org/10.1038/s43017-021-00240-1.

Soldati, M. (2004). Deep-seated gravitational slope deformation. In: Goudie, A.S. (Ed.), Encyclopedia of Geomorphology. vol. I. Routledge, New York, pp. 226–228.

Soldati, M. (2013). Deep-seated gravitational slope deformation. In: Bobrowsky, P.T. (Ed.), Encyclopedia of Natural Hazards. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht, pp. 151–155.

Söllid J. L., Sørbel L. 1998. Palsa Bogs as Climate Indicators – Examples from Dovrefjell, Southern Norway. Ambio 27(4). pp. 287-291.

Sonesson, M. (1980), Ecology of a subarctic mire, Ecol. Bull., 30, Swedish Natural Science Research Council, Stockholm.

Stella, E., Mari, L., Gabrieli, J., Barbante, C., Bertuzzo, E. (2020) Permafrost dynamics and the risk of anthrax transmission: a modelling study. Sci Rep 10, 16460. https://doi.org/10.1038/s41598-020-72440-6

Stenborg, T., Strömquist, L. y Larsson, R. Å. (1977): Geovetenskapliga forskningsinsatser I anslutning till planerad väg Kiruna-Riksgränsen (Väg 98) – Rekognosering, områdesbeskrivning, programförslag. (English summary) 92 pp. UNGI Rapport 46, Department of Physical Geography, University of Uppsala.

Stroeven, A. P., Fabel, D., Harbor, J., Hättestrand, C., Kleman, J. (2002). Quantifying the erosional impact of the Fennoscandian ice sheet in the Tornetrask-Narvik corridor, northern Sweden, based on cosmogenic radionuclide data. Geogr. Ann. Ser. A-Phys. Geogr. 84A, 275–287.

Stuecker, M. F., Bitz, C. M., Armour, K. C., Proistosescu, C., Kang, S.M., Xie, S.P., Kim, D., McGregor, S., Zhang, W., Zhao, S., Cai, W., Dong, Y., Jin, F.F. (2018). Polar amplification dominated by local forcing and feedbacks. Nat. Clim. Change 8:1076–81.

Sveriges geologiska undersökning (SGU). SGUs kartvisare (http://www.sgu.se/sgu/sv/produkter-tjanster/kartvisare/index.html). Tapio Lindholm and Raimo Heikkilä (eds.). pp. 155-162.

Takeno, N. (2005). Atlas of Eh-pH Diagrams. INTERCOMPARISION Of Thermodinamic Databases. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, Geological Survey of Japan Open File Report No. 419, Japan, 285 pp.

Talukdar, B., Kalita, H.K., Baishya, R.A., Basumatary, S., Sarma, D. (2016). Evaluation of genetic toxicity caused by acid mine drainage of coal mines on fish fauna of Simsang River, Garohills, Meghalaya, India. Ecotoxicol. Environ. Saf. 131, 65–71.

Tang, L. Y., Wang, K., Jin, L., Yang, G. S., Jia, H. L., Taoumc, A. (2018). A resistivity model for testing unfrozen water content of frozen soil. Cold Regions Science and Technology, 153, 55–63. https://doi-org.are.uab.cat/10.1016/j.coldregions.2018.05.003.

Teixell, A. y Muñoz, J. A. (2000). Evolución tectono-sedimentaria del Pirineo meridional durante el Terciario: Una síntesis basada en la transversal del Río Noguera- Ribagorçana. Rev. Soc. Geol. Esp. 13, 251–264.

Terry, N., Slater, L., Comas, X., Reeve, A. S., Schäfer, K. V. R., Yu, Z. (2016). Free phase gas processes in a northern peatland inferred from autonomous field-scale resistivity imaging. Water Resources Research, 52(4), 2996-3018. https://doi.org/10.1002/2015wr018111

Teufel, B., Sushama, L. (2019). Abrupt changes across the Arctic permafrost region endanger northern development. Nat. Clim. Chang. 9, 858–862. https://doi.org/10.1038/s41558-019-0614-6

Thies, H., Nickus, U.,Mair, V., Tessadri, R., Tait, D., Thaler, B., Psenner, R. (2007). Unexpected response of high alpine lake waters to climate warming. Environ. Sci. Technol. 41, 7424–7429.

Thompson, D.C., Bromley, A.M., Craig, R.M.F. (1971) Ground temperatures in an Antarctic dry valley, New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 14:3, 477-483, DOI: 10.1080/00288306.1971.10421941

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

Tierney, J. E., Zhu, J., King, J., Malevich, S. B., Hakim, G. J., y Poulsen, C. J. (2020). Glacial cooling and climate sensitivity revisited. *Nature*, *584*(7822), 569-573. https://doi.org/10.1038/s41586-020-2617-x.

Todd, A.S., Manning, A.H., Verplanck, P.L., Crouch, C., McKnight, D.M., Dunham, R. (2012). Climate-change-driven deterioration of water quality in a mineralized watershed. Environ. Sci. Technol. 46, 9324–9332.

Tuffnell, S. (2017). Acid Drainage: the Global Environmental Crisis You've Never Heard Of. https://theconversation.com/acid-drainage-the-global-environmental-crisis-youvenever-heard-of-83515.

Turner, J., Lachlan-Cope, T. A., Marshall, G. J., Morris, E. M., Mulvaney, R., y Winter, W. (2002). Spatial variability of Antarctic Peninsula net surface mass balance. J. Geophys. Res. 107, 4173. doi:10.1029/2001jd000755.

Turner, J., Lu, H., White, I., King, J. C., Phillips, T., Hosking, J. S., Bracegirdle, T. J., Marshall, G. J., Mulvaney, R. y Deb, P. (2016). Absence of 21st century warming on Antarctic Peninsula consistent with natural variability. Nature 535, 411–415. doi:10.1038/nature18645.

Turner, J., Marshall, G.J., Clem, K., Colwell, S., Phillips, T., Lu, H. (2019). Antarctic temperature variability and change from station data. Int. J. Climatol. 40(6), 2986–3007.

Turú, V., Planas, X. (2005). Inestabilidad de vertientes en los valles del Valira. Datos y dataciones para el establecimiento de una cronología, posibles causas. Andorra y Alt Urgell (Pirineos orientales). VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables, Valencia (Abstracts).

UNEP, (2007). Global outlook for ice and snow. EarthPrint: United Nations Environment Programme, p. 235.

Vandecar, J.C. (1993). Seismic Tomography: theory and practice H. M. Iyer and K. Hirahara, (eds), Chapman & Half, London, 1993, 848 pp.

van Everdingen R.O. (2005) Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms.International Permafrost Association, 159, 1-159.

van Huissteden J. (2020). Thawing permafrost: Permafrost carbon in a warming Arctic. Cham: Springer International Publishing. doi:10.1007/978-3-030-31379-1.

Varner, R. K., Crill, P. M., Frolking, S., McCalley, C. K., Burke, S. A., Chanton, J. P. y Holmes, M. E., Isogenie Project Coordinators†, Scott Saleskaand Michael W. Palace. (2021). Supplementary material from "Permafrost thaw driven changes in hydrology and vegetation cover increase trace gas emissions and climate forcing in Stordalen Mire from 1970 to 2014". The Royal Society. Collection. https://doi.org/10.6084/m9.figshare.c.5678433.v1.

Vaughan, D. G., Marshall, G. J. Connolley, W. M. Parkinson, C., Mulvaney, R., Hodgson, D. A., King, J. C., Pudsey, C. J. y Turner, J. (2003). Recent rapid regional climate warming on the antarctic peninsula. Clim. Change 60, 243–274. doi:10.1023/a:1026021217991.

Viglione, G. (2020). New Antarctic island spotted as mammoth glacier retreats. Nature, 578(7796), 501-501. https://doi.org/10.1038/d41586-020-00489-4.

Viles, H., Spencer, T., eds. (1995). Coastal Problems. Edward Arnold, London, 350 pp.

Vinocur, A., Unrein, F. (2000). Typology of lentic water bodies at Potter Peninsula (King George Island, Antarctica) based on physical-chemical characteristics and phytoplankton communities. Polar Biology, 23(12), 858-870. https://doi.org/10.1007/s003000000165.

Waldrop, M. P., Chabot, C. L., Liebner, S., Holm, S., Snyder, M. W., Dillon, M., Dudgeon, S. R., Douglas, T. A., Leewis, M. C., Anthony, K. M. W., McFarland, J. W., Arp, C. D., Bondurant A. C., Taş, N.y Mackelprang, R. (2023). Permafrost microbial communities and functional genes are structured by latitudinal and soil geochemical gradients. ISME J 17, 1224–1235. https://doi.org/10.1038/s41396-023-01429-6.

Walker, H. J. (1998). Arctic deltas. Journal of Coastal Research, 14, 718–738.

Walker, H. J. (2005). Arctic, coastal geomorphology. In: Schwartz, M. L., ed., Encyclopaedia of Coastal Science, Springer Verlag, New York, 49–55.

Walther, G.-R., Roques, A., Hulme, P. E., Sykes, M. T., Pyšek, P., Kühn, I., Zobel, M., Bacher, S., Botta-Dukát, Z., Bugmann, H. (2009). Alien species in a warmer world: risks and opportunities. Trends in Ecology &Amp; Evolution, 24(12), 686-693. https://doi.org/10.1016/j.tree.2009.06.008

Washburn, A. L. (1979). *Geocryology: A Survey of Periglacial Processes and Environments*. Edward Arnold, London, 406 pp.

Watcham, E. P., Bentley, M. J., Hodgson, D. A., Roberts, S., Fretwell, P., Lloyd, J., Larter, R.D., Whitehouse, P. L., Leng, M. J., Monien, P. y Moreton, S.G. (2011). A new Holocene relative sea level curve for the South Shetland Islands, Antarctica. Quat. Sci. Rev. 30, 3152–3170. doi:10.1016/j.quascirev.2011.07.021.

Whitehouse, P. L., Bentley, M. J., Le Brocq, A. M. (2012a). A deglacial model for Antarctica: geological constraints and glaciological modelling as a basis for a new model of Antarctic glacial isostatic adjustment. Quaternary Science Reviews, 32, 1-24. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.11.016.

Whitehouse, P.L., Bentley, K.J., Milne, G.A., King, M., Thomas, I.D. (2012b). A new glacial isostatic adjustment model for Antarctica: calibrated and tested using observations of relative sea level change and present day uplift rates. Geophys. J. Int. 190, 1464–1482

Wilkinson, S. L., Andersen, R., Moore, P. A., Davidson, S. J., Granath, G., y Waddington, J. M. (2023). Wildfire and degradation accelerate northern peatland carbon release. Nature Climate Change, 13(5), 456-461. https://doi.org/10.1038/s41558-023-01657-w.

Williams, M.W., Knauf, M., Caine, M., Liu, F., Verplanck, P.L. (2006). Geochemistry and sourcewater of rock glacier outflow. Colorado Front Range. Permafr. Periglac. Process. 17, 13–33.

Witze, A. (2020). The Arctic is burning like never before — and that's bad news for climate change. Nature, 585(7825), 336-337. https://doi.org/10.1038/d41586-020-02568-y

Witze, A. (2024). Geologists reject the Anthropocene as Earth's new epoch — after 15 years of debate. Nature 627, 249-250. https://doi.org/10.1038/d41586-024-00675-8

Woodroffe, C. D. (2002). Coasts. Form, Process and Evolution. Cambridge University Press, Cambridge, 623 pp.

Worsley, P. (2004). Periglacial geomorphology. En: Goudie, A. S. (ed.) Encyclopedia of Geomorphology, Volume 2. Routledge, London, 772–776.

Yoon, H.I., Han, M.W., Park, B.K., Oh, J.K., Chang, S.K. (1997). Glaciomarine sedimentation and paleo-glacial setting of Maxwell Bay and its tributary, Marian Cove, in the South Shetland Islands, West Antarctica. Mar. Geol., 140, 265-282.

Zaharescu, D., Hooda, P., Burghelea, C., Polyakov, V., Palanca-Soler, A. (2016). Climate change enhances themobilization of naturally occurringmetals in high altitude environments. Sci. Total Environ. 560–561, 73–81.

Zaharescu, D.G., Hooda, P.S., Fernandez, J., Palanca-Solera, A., Ionela-Burgheleaa, C. (2009). On the arsenic source mobilisation and its natural enrichment in the sediments of a high mountain cirque in the Pyrenees. J. Environ. Monit. 11, 1973–1981.

Zandvliet, J. (1960). The geology of the upper Salat and Pallaresa Valleys, Central Pyrenees, France - Spain. Leidse. Geol. Meded. 33, 191–254.

Zarroca, M. (2012). Application of 2D Electrical Resistivity Imaging (ERI) to geomorphological research in complex groundwater flow patterns. Thesis for the degree of: Doctor en Geología. Universidad Autónoma de Barcelona.

Zarroca, M., J. Bach, R. Linares, and X. M. Pellicer. (2011). Electrical methods (VES and ERT) for identifying, mapping and monitoring different saline domains in a coastal plain region (Alt Empordà, Northern Spain). Journal of Hydrology 409:407–422

Zarroca, M., Linares, R., Bach, J., Roqué, C., Moreno, V., Font, L., Baixeras, C. (2012). Integrated geophysics and soil gas profiles as a tool to characterize active faults: The Amer fault example (Pyrenees, NE Spain). Environmental Earth Sciences, 67 (3), 889-910. DOI: 10.1007/s12665-012-1537-y.

Zarroca, M., Linares, R., Rodellas, V., Garcia-Orellana, J., Roqué, C., Bach, J., Masqué, P. (2014). Delineating coastal groundwater discharge processes in a wetland area by means of electrical resistivity imaging, 224Ra and 222Rn. Hydrological Processes, 28(4), 2382-2395. DOI: 10.1002/hyp.9793.

Zarroca, M., Comas, X., Gutiérrez, F., Carbonel, D., Linares, R., Roqué, C., Mozafari, M., Guerrero, J., Pellicer, X.M. (2017). The application of GPR and ERI in combination with exposure logging and retrodeformation analysis to characterize sinkholes and reconstruct their impact on fluvial sedimentation. Earth Surface Processes and Landforms, 42 (7), 1049-1064. DOI: 10.1002/esp.4069.

Zarroca, M., Roqué, C., Linares, R., Salminci, J.G., Gutiérrez, F. (2021). Natural acid rock drainage in alpine catchments: A side effect of climate warming Science of the Total Environment, 2021, 778, 146070

Zhang, T., Barry, R.G., Gilichinsky, D., Bykhovets, S.S., Sorokovikov, V.A., Ye, J. (2001a). An amplified signal of climatic change in soil temperatures during the last century at Irkutsk, Russia. Climate Change 49: 41-76

Zhang, T., Li, D., East, A. E., Walling, D. E., Lane, S., Overeem, I., Beylich, A. A., Koppes, M. y Lu, X. (2022). Warming-driven erosion and sediment transport in cold regions. Nat Rev Earth Environ 3, 832–851. https://doi.org/10.1038/s43017-022-00362-0

Zhu X., Yang, F., Li, Z., Fang, M., Ma, S., Zhang, T., Li, C., Guo, Q., Wang, X., Zhang, G., Ji, R., Schäffer, A., Wang, X., Ye, X., Chen, Y., Wang, L., Chen, J., Xing, B., Wang, Z. y Schwarzbauer, J. (2023). Substantial halogenated organic chemicals stored in permafrost

soils on the Tibetan Plateau. Nat. Geosci. 16, 989–996. https://doi.org/10.1038/s41561-023-01293-1.

Zinsmeister, W. J. (1979): Coastal erosion on Seymour Island, Antarctic Peninsula. Antarctic Journal of the United States, 14(5): 16-17

Zinsmeister, W. J. (1976): Intertidal region and molluscan fauna of Seymour Island. Antarctic Peninsula. Antarctic Journal of the United States, 14(4): 222-225

Zinsmeister, W. J. (1980): Marine Terraces of Seymour Island, Antarctic Peninsula. Antarctic Journal of the United States, 15(5): 25-26

Zuidhoff, F. S., and E. Kolstrup. (2000). Changes in palsa distribution in relation to climate change in Laivadalen, northern Sweden, especially 1960-1997. Permafrost and Periglacial Processes 11:55–69.

Church, J. A., and N. J. White (2006), A 20th century acceleration in global sea-level rise, Geophys. Res. Lett., 33, L01602, doi:10.1029/2005GL024826.

Nerem RS, Chambers DP, Choe C, Mitchum GT (2010) Estimating mean sea level change from the TOPEX and Jason altimeter missions. Mar Geod 33(1):435–446

Cazenave A, Dieng H, Meyssignac B, von Schuckmann K, Decharme B, Berthier E (2014) The rate of sea level rise. Nat Clim Change 4:358–361. doi:10.1038/NCLIMATE2159

Ablain M, Cazenave A, Larnicol G, Balmaseda M, Cipollini P, Fauge`re Y, Fernandes MJ, Henry O, Johannessen JA, Knudsen P, Andersen O, Legeais J, Meyssignac B, Picot N, Roca M, Rudenko S, Scharffenberg MG, Stammer D, Timms G, Benveniste J (2015) Improved sea level record over the satellite altimetry era (1993–2010) from the Climate Change Initiative project. Ocean Sci 11:67–82. doi:10.5194/os-11-67-2015

Dabrio, C. J. (2004). Playas. En: Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria, edited by Miralles, Alfredo Arche, Editorial CSIC Consejo Superior de Investigaciones Científicas. ProQuest Ebook Central, https://ebookcentral.proquest.com/lib/uab/detail.action?docID=3191387.

Science of the Total Environment 778 (2021) 146070

Contents lists available at ScienceDirect

Science of the Total Environment

journal homepage: www.elsevier.com/locate/scitotenv

Natural acid rock drainage in alpine catchments: A side effect of climate warming

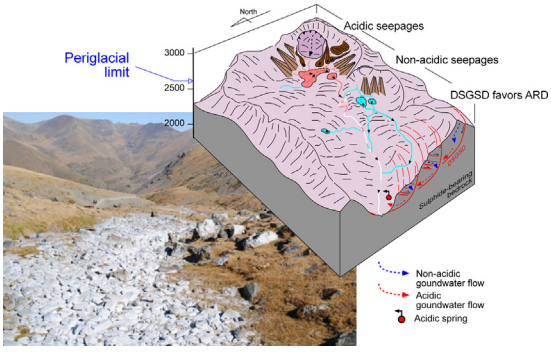
Mario Zarroca [a,*], Carles Roqué [b], Rogelio Linares [a], José G. Salminci [a,c], Francisco Gutiérrez [d]

[a] Geology Department, Universitat Autònoma de Barcelona, E-08193-Bellaterra, Barcelona, Spain
[b] Àrea de Geodinàmica Externa i Geomorfologia, Universitat de Girona, E-17071 Girona, Spain
[c] Geology and Environment Department, Instituto Nacional de Tecnología Industrial (INTI), Avenida General Paz 5445, Buenos Aires, Argentina
[d] Earth Sciences Department, Universidad de Zaragoza, C/. Pedro Cerbuna 12, E-50009 Zaragoza, Spain

HIGHLIGHTS

- Historical mapping reveals strong intensification of high-mountain acidification.
- Natural acid rock drainages release potentially toxic metals into mountain habitats.
- Both climatic and geomorphological dynamics control the severity of the phenomenon.
- Natural acid rock drainages likely will intensify in a future due to climate warming.

GRAPHICAL ABSTRACT



ARTICLE INFO

Article history:
Received 23 December 2020
Received in revised form 13 February 2021
Accepted 20 February 2021
Available online 26 February 2021

Editor: Christian Herrera

Keywords:
Acidification
Alt Pirineu Natural Park (Central Pyrenees)
Climate change
High-mountain waters
Potentially toxic trace metals

ABSTRACT

A historical series of aerial photographs spanning more than 70 years (1945–2018) revealed that natural acid rock drainage (ARD) has experienced an intensification in the Noguera de Vallferrera alpine catchment (Central Pyrenees) due to climate change during the last decade. ARD manifests by the precipitation of whitish aluminum-compounds that strikingly cover the beds of some gullies and streams in high-mountain catchments. The total length of affected streams has increased from ca. 5 km (1945) to more than 35 km (2018). Up to 68 water samples were collected in three main areas to determine the spatial variation in acidity and concentration of dissolved metals, representative of surface and subsurface waters. Concentration of aluminum clearly correlates with acidity of waters. Aluminum precipitation occurs where acidic waters, enriched in metals due ARD related to the oxidation of sulfides, mix with non-acidic waters. In addition to aluminum, other potentially toxic trace metals are present at concentrations well above the quality standards for natural waters. Here, we show that climate warming and the severe droughts recorded in the last decade are the most plausible causes for the observed ARD intensification. This result is supported by a good correlation between the regional ascending rate of the periglacial limits (ca. 46 m-height/decade) and the rising rate of the maximum elevations at which ARD occurs (ca. 45 to 55 m-height/decade). In addition to climatic control, we also show that the local geomorphology is playing a major role. The distribution of periglacial deposits (rock glaciers, protalus ramparts, cones and talus slopes) and deep-seated gravitational slope deformations exert a strong control on the spatial patterns and hydrodynamics of ARD. A better understanding of the phenomenon and the monitoring of its evolution can provide clues on these side effects of climate warming, here and in many other alpine catchments worldwide.

© 2021 Elsevier B.V. All rights reserved.

* Corresponding author.
E-mail address: mario.zarroca.hernandez@uab.cat (M. Zarroca).

https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146070
0048-9697/© 2021 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Acid drainage is considered by the United Nations one of the most challenging environmental problems that society will face in the coming years (e.g. Tuffnell, 2017; Qian and Li, 2019). Acid drainage is the result of bio-chemical weathering of certain minerals contained in sulfide-bearing rocks under water and oxygen-rich environments (e.g. Nordstrom, 2011a). The interaction of sulfides as Pyrite (FeS_2) with oxygen and water results in the formation of sulfuric acid that attacks the rocks, dissolving Fe, Al and other minor elements (Nordstrom and Alpers, 1999; Bigham and Nordstrom, 2000; Blowes et al., 2004). Some of these elements, in non-elevated concentrations, are considered essential for life (e.g. Co, Cu, Zn, and Mn) (Mertz, 1981; Nielsen, 1990), whereas others (e.g. Cd, Hg, Pb, or As) either do not have any known physiological function and/or are very toxic, even at trace concentrations (Godt et al., 2006; Sarmiento et al., 2011; Olmedo et al., 2013). Therefore, acidic metal-enriched waters may cause severe degradation of water masses and damage to ecosystems (e.g. Nordstrom, 2009; Nordstrom, 2011a; Nordstrom, 2011b; Talukdar et al., 2016; Ilyashuk et al., 2018). In addition to solutes, metals also form precipitates. For example, Al, which is a major component of a number of common silicate minerals, generally precipitates at pH > 4.5-5.6 in the form of whitish-colored aluminum-hydroxides and -hydroxisulphates (AHPs) (Bigham and Nordstrom, 2000; Takeno, 2005; Sánchez-España et al., 2011, 2016; Gault et al., 2015).

Acid drainages are commonly linked to the mining industry (acid mine drainage, AMD) (Nordstrom, 2009). However, they may also occur in unmined catchments rich in sulfides under specific natural conditions (acid rock drainage, ARD) (Nordstrom and Alpers, 1999). Although the study of AMD has been extensively addressed in the literature (e.g. Plaza et al., 2017; Qian and Li, 2019; Rezaie and Anderson, 2020; Giddings et al., 2020; Galván et al., 2021), research dealing with the ARD phenomenon and the associated impacts is much more limited (e.g. Kwong et al., 2009; Todd et al., 2012; Ilyashuk et al., 2014, 2018; Gault et al., 2015). The climate is alleged to exert a strong control on ARD processes (Furniss et al., 1999; Plumlee et al., 1999). Some observations made during the last decades suggest that climate change is promoting an increase in some water solutes in mountain areas with metal-sulfide mineralization (Manning et al., 2013), where ARD is the main natural mechanism for metal enrichment in waters. Studies conducted over 30 years in the southern sector of the Rocky Mountains (Colorado, USA) reveal that metals and SO_4^{2-} concentrations in water have increased up to 100–400% in recent years (e.g. Todd et al., 2012; Crouch et al., 2013; Manning et al., 2013). The warmer and drier conditions induced by the climate change are claimed to be the possible causes for the significant quality deterioration of rivers and groundwater in the region. This problem has been also documented in other mountain areas worldwide, such as the Yukon Territory (Canada) (Lacelle et al., 2007; Kwong et al., 2009; Gault et al., 2015); the Himalayas (Salerno et al., 2016); or the European Alps (Thies et al., 2007; Ilyashuk et al., 2014).

There is strong evidence supporting that the rate of warming is amplified by elevation (Pepin et al., 2015). The effects of elevation-dependent warming are especially significant in alpine environments. Warming rates have reached up to +0.8 °C/decade in the Tibetan Plateau since the last 50 yrs. (Pepin et al., 2015), and + 0.5 °C/decade in the European Alps since the 1980s (EEA, 2009). In the Pyrenees (Fig. 1), the average temperature has raised ca. +0.2 to +0.4 °C/decade since the 1950s, which exceeds in 30% the world average (OPCC-CTP, 2018). Here, positive anomalies have been recorded systematically since 1980s, being the last decade the warmest since the start of the instrumental records (1910). This trend is even more pronounced in the central sector of the Pyrenees, where significant positive trends for temperature (T = +0.23 to 0.57 °C/decade) have been observed during the period 1970–2013, in contrast with the more subtle long-term (1910–2013) trends (T = +0.11 to +0.06 °C/decade) (Pérez-Zanón et al., 2017). General trends regarding precipitation are not as clear, since positive and negative anomalies alternate over short time spans

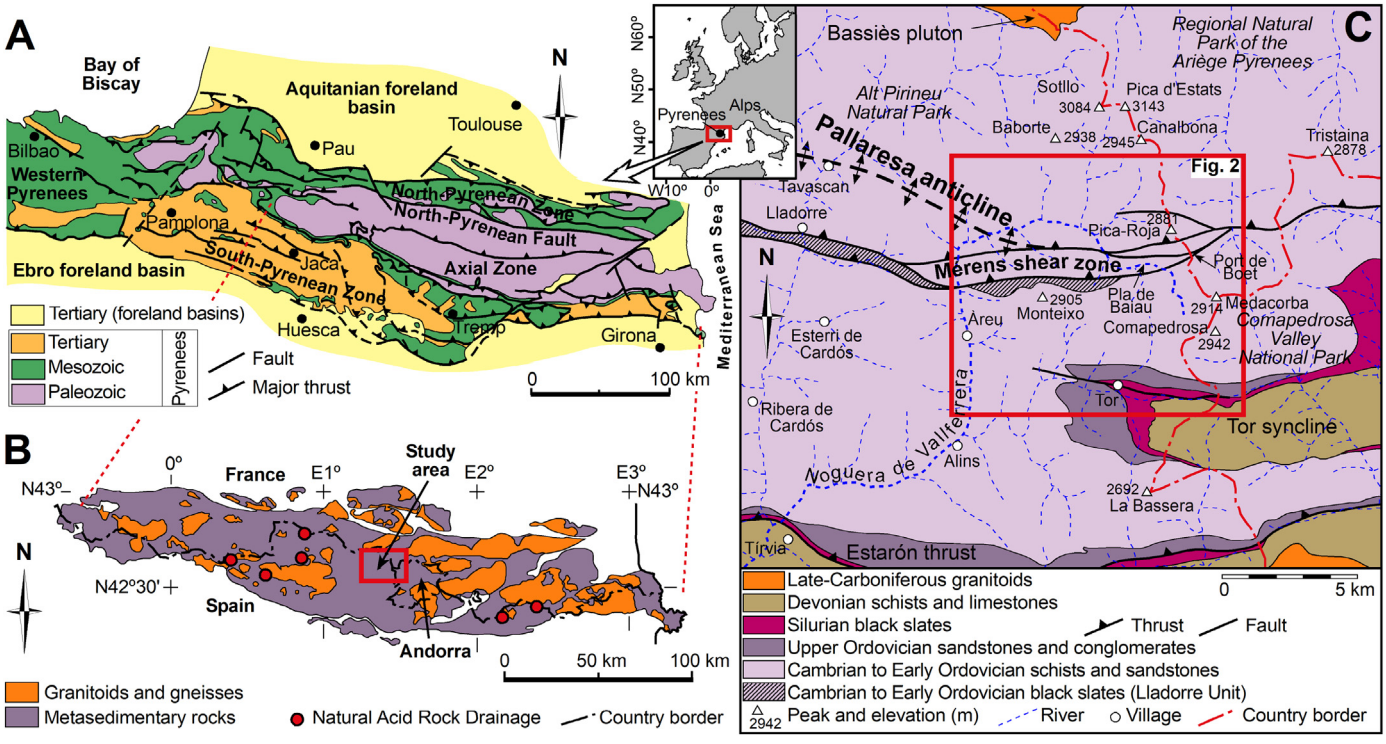


Fig. 1. Geological setting of the study area. (A) Geological sketch of the Pyrenees showing the main structural units (after Rosell and Linares, 2001). (B) Distribution of areas with evidence of natural acid rock drainage (ARD) in the Pyrenean axial zone, occurring in high-mountain catchments mainly underlain by sulphide-bearing metasedimentary rocks. (C) Simplified geological map of the eastern sector of the Alt Pirineu Natural Park. The Noguera de Vallfererra catchment (NVC) is associated with the Mérens shear zone, where a thick succession of metasedimentary Silurian to early Ordovician formations crop out, including the pyrite-rich slates of the Lladorre Unit in the Monteixo-Norís Range.

for the same periods (OPCC-CTP, 2018). Precipitation negative trends have been reported for the eastern sector of the Pyrenees (−3 to −8%/decade), more pronounced since 1950 (BAIC, 2019). However, although this pattern is also observable in the central Pyrenees, the amplitude of the negative anomalies is rather small (−0.64% during 1910–1970; −2.70% for 1970–2013) (Pérez-Zanón et al., 2017; OPCC-CTP, 2018).

The Pyrenean region hosts the southernmost glaciers in Europe (Fig. 1A) and the warming has already caused a 50% reduction of the total glaciers reported in 1984 (OPCC-CTP, 2018). Periglacial rock deposits such as rock glaciers are climatically more resilient than glaciers to thaw (Jones et al., 2019), although they are also experiencing rapid degradation due to climate warming rapid degradation due to climate warming (e.g. Thies et al., 2007; Salerno et al., 2016: Ilyashuk et al., 2018). Rocky periglacial deposits may constitute high-permeability aquifers (Jones et al., 2019), and their thawing is reported to cause ARD in many cold mountains with sulfide mineralization (Williams et al., 2006; Todd et al., 2012; Ilyashuk et al., 2014). Climatic predictions do not foresee a change in the climate warming trend for the coming years (e.g. Radić et al., 2014; Huss and Hock, 2018), thus ARD could become more common and severe in many mountain regions worldwide. The consequences on the quality of water resources and ecosystems remain uncertain.

Here we aim at investigating the ARD processes occurring in the Noguera of Vallferrera catchment (NVC) (Alt Pirineu Natural Park, Central Pyrenees) (Fig. 1). In this regard, this research attempts to provide a scientific basis on ARD that could be useful for designing effective adaptation strategies to the impacts of climate warming on water resources and ecological value of mountain habitats. The main specific objectives of the research are (1) to identify the scope of the ARD processes in the NVC, (2) to study their evolution during the last decades; and (3) to assess the main environmental factors that control the phenomenon. NVC is a pristine alpine catchment in which human activity has been scarce to date. However, ARD produces striking whitish precipitates of aluminum along km-long stretches of some stream beds (Fig. 2). In recent times, signs of ARD are expanding downstream and upstream to areas where the phenomenon had not been observed during the last decades (IGC, 2012). ARD manifestations had been previously reported in the Pyrenees, but they had just seasonal development and their effects were limited to some restricted areas (e.g. Zaharescu et al., 2009; Zaharescu et al., 2016). ARD is actually becoming more widespread in several watersheds and show conspicuous manifestations regardless of the season (Figs. 1B and 2), as is the case of the NVC. This general trend leads to the hypothesis that climate (i.e. climate warming) is exerting strong control on ARD. Furthermore, some lakes and streams in the NVC headwater are acidic and show anomalous concentrations of trace metals that lead them to be qualified as polluted (IGC, 2012). In contrast, some other nearby lakes and streams are circumneutral or even markedly basic and of low metal concentrations, despite having the same elevation, orientation and bedrock mineralogy. This suggests us that, in addition to climate, other local factors may play a key role in ARD.

2. Acid rock drainage and precipitates

The weathering of sulfides is a bio-chemical process that promote the production of sulfuric acid under oxygen-rich environments (e.g. Nordstrom, 2011b). Pyrite (FeS_2) and its polymorph marcasite are commonly involved in this process, but other sulfides such as arsenopyrite (FeAsS), chalcopyrite ($CuFeS_2$), sphalerite (ZnS) and pyrrhotite ($Fe_{1-x}S$) can also take part. When exposed to air and water, the oxidation and decomposition of pyrite may produce a solution of ferrous sulfate and sulfuric acid that causes the acidification of water (reaction 1) (Bradley and Worland, 2015):

$$12FeS_2 + 45O_2 + 34H_2O \rightarrow 4\left[H_3OFe(SO_4)_2 2Fe(OH)_3\right] + 16H_2SO_4 \quad (1)$$

The contact with the atmosphere causes ferrous iron (Fe^{2+}) to further oxidize to ferric ion (Fe^{3+}), producing additional acidity according to the reaction (2) (Akcil and Koldas, 2006).

$$Fe^{2+} + 1/4O_2 + H^+ \rightarrow Fe^{3+} + 1/2H_2O \quad (2)$$

Depending on the specific composition of the sulfide, other minor metals (e.g. Zn, Cu, Cd, Co) and metalloids (e.g. As, Sb) may be also released in the oxidation process (Nordstrom and Alpers, 1999). The kinetics of the oxidation process is very slow, but it is typically catalyzed at low pH by the action of acidophilic archaea, bacteria (e.g. *Thiobacillus ferrooxidans* sp.) and photosynthetic algae, which increases the rate of reaction by several orders of magnitude over abiotic rates (Nordstrom and Southam, 1997; Baker and Bandfield, 2003; Jennings et al., 2008; Nordstrom, 2011b; Cruz-Hernández et al., 2012).

Al is a major component of a number of common silicate minerals and thus is a frequent element in ARD-precipitates. Al is dissolved at pH < 4.5-5.6 and precipitates above this pH in the form of whitish-colored aluminum-hydroxides and -hydroxisulfates (AHPs), which composition is dependent on the bedrock mineralogy. Common aluminum-hydroxysulfates that precipitate in such pH range are aluminite ($Al_2(SO_4)(OH)_4$-$7H_2O$), basaluminite ($Al_4(SO_4)(OH)_{10}\cdot 5H_2O$) and hydrobasaluminite ($Al_4(SO_4)(OH)_{10}\cdot 12$-$36H_2O$), which is the most ubiquitous in ARD. Aluminum-hydroxides such as gibbsite (γ-$Al(OH)_3$), its polymorph bayerite (α-$Al(OH)_3$) and other amorphous to nano-crystalline phases are also frequent (Nordstrom and Alpers, 1999; Bigham and Nordstrom, 2000; Takeno, 2005; Sánchez-España, 2007; Sánchez-España et al., 2011; Sánchez-España et al., 2016; Gault et al., 2015).

Geochemical composition of the whitish precipitates in the NVC was determined by Igc (2012). Scanning electron microscopy with energy dispersive X-ray analysis (SEM-EDX) revealed a secondary mineral roughly cracked by dehydration, composed mainly of Al, O, and S in less quantity. The precipitates are nearly amorphous to X-ray diffraction (XRD), with just some possible nanocrystals embedded into the amorphous matrix. However, some broad reflections near 7–10° and 20–25° 2θ were recognized. This XRD pattern is compatible with aluminum secondary minerals formed at pH ~ 4.5–5.0 (Sánchez-España, 2007; Du et al., 2009; Sánchez-España et al., 2011). This geochemical signature may be characteristic of aluminum-hydroxides as gibbsite or bayerite, with a minor fraction of some aluminum-hydroxysulfate as hydrobasaluminite. It should be noted that hydrobasaluminite is a metastable compound that tends to transform to a more stable phases as gibbsite or bayerite and, therefore, it is common for them to coexist (Sánchez-España et al., 2016).

3. Geological setting

The Pyrenees is a ca. 500-km long, *E*-W-trending mountain chain that extends between France and Spain, in SW Europe (mean latitude 42.4°N) (Fig. 1). From the geotectonic perspective, it is a double-verging thrust-and-fold belt resulting from the collision between the Iberian and Eurasian plates during the Mesozoic-Cenozoic Alpine orogeny (e.g. Choukroune and ECORS, 1989; Muñoz, 1992; García-Sansegundo, 1996). Three main structural domains are differentiated: (1) the North-Pyrenean Zone, between the Aquitanian foreland basin and the North-Pyrenean Fault, with northward verging thrust-and-fold structures involving both the Variscan basement, composed of Paleozoic rocks, and post-Variscan sedimentary successions; (2) the Axial Zone, that constitutes the core of the orogen, in which the Variscan basement forms a south-verging antiformal stack; and (3) the South-Pyrenean Zone, comprising a series of thrust sheets of Mesozoic and Paleogene formations that have been transported tectonically towards Ebro foreland basin (Fig. 1A) (e.g. Barnolas and Pujalte, 2004; Teixell and Muñoz, 2000). The Pyrenean Axial Zone is the topographically higher structural unit with a number of peaks above 3000–3400 m a.s.l.. The identified ARD

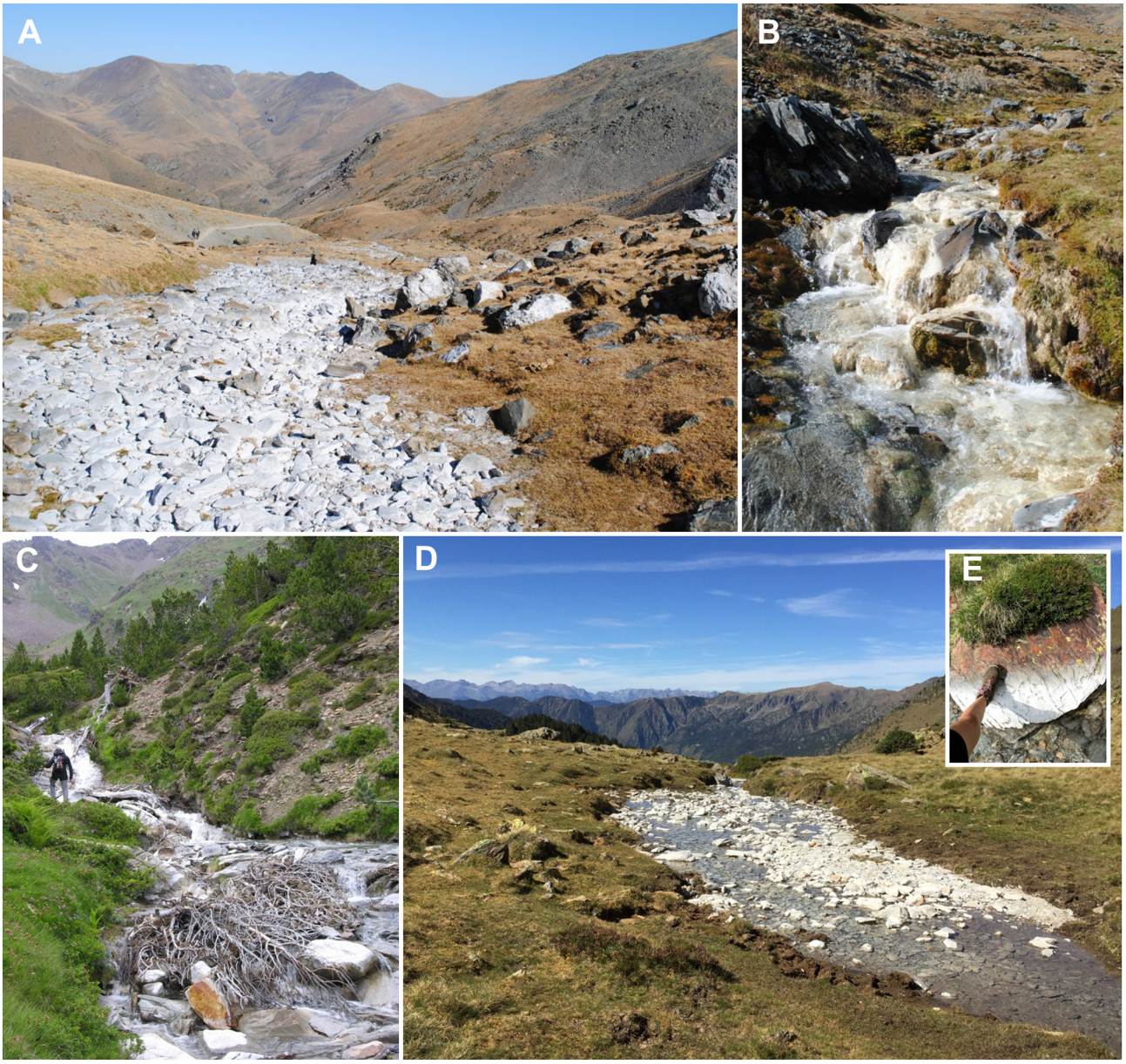


Fig. 2. Evidence of whitish aluminum-hydroxysulfate precipitates (AHPs) on stream beds in the Central and Eastern Pyrenees, at elevations ranging from 2200 to 2500 m a.s.l. (A and B) Views of two stretches of the Coma de l'Embut Creek affected by AHPs, at the Capçaleres del Ter i del Freser Natural Park (October 2017 (A) and September 2018 (B)). Note that the stream bed is white color regardless of the water flow condition. (C) Coma River, Valls del Comapedrosa Natural Park (2018). (D and E) Port Vell creek, Alt Pirineu Natural Park (September 2018).

processes occur in the Pyrenean Axial Zone, including those of the NVC analyzed in this work (Figs. 1B and 3). The exposed rocks of the Variscan basement include an intensely deformed succession ca. 2500 m thick of Paleozoic metasedimentary formations. These rocks were intruded during the late stages of the Variscan orogeny by batholiths dominated by granitoids, which developed aureoles of thermal metamorphism, in which most of the ore bodies occur.

The NVC is located within the Alt Pirineu Natural Park (Spain) (Fig. 1C). It is adjacent to the Comapedrosa Valley Natural Park (Principality of Andorra) and the Regional Natural Park of the Ariège Pyrenees (France). Here, the main structural unit is the Pallaresa anticline (Choukroune and Séguret, 1973), which affects a Paleozoic low-grade metasedimentary sequence ca. 2500 m thick (Zandvliet, 1960; Capellà and Carreras, 1996). This asymmetric anticline is offset on its northern limb by a north-dipping reverse fault system and the associated shear zone (Mérens shear zone: MSZ), which separates two different domains (Cochelin et al., 2018). Exposed rocks in the southern domain correspond to a sequence of cm-thick beds of pelites and arenites, and sporadic m-thick quartzite layers (Alins Formation) with dominant cleavage dipping 30–60°N (Laumonier et al., 1996; Capellà and Carreras, 1996; Cochelin et al., 2018). The lithology in the northern domain is more diverse, consisting of a thick rhythmic alternation of sandstones and pelites with ferruginous beds (Sotllo Formation), intercalated microconglomerate lenticular beds, sills and felsic metavulcanites (ICGC, 2007). The dominant cleavage dips here around 60–90°N (Cochelin et al., 2018). The Al-content in the pelitic beds of the Sotllo Formation is within the 13–23% range, which is in agreement with other Cambro-Ordovician Pyrenean rocks (IGC, 2012). The N-dipping black slates and phyllites of the Lladorre Unit crop out at high elevation along a WNW-ESE strip between the Lladorre (W) and Comapedrosa (E) peaks (Fig. 1C). This 250 m thick ridge-forming formation is the most relevant in terms of ARD since it includes significant volumes of sulfide-bearing rocks (IGC, 2012).

The MSZ is associated with a 70 km-long reverse fault system with an estimated vertical displacement of ca. 2000 m. It is one of the

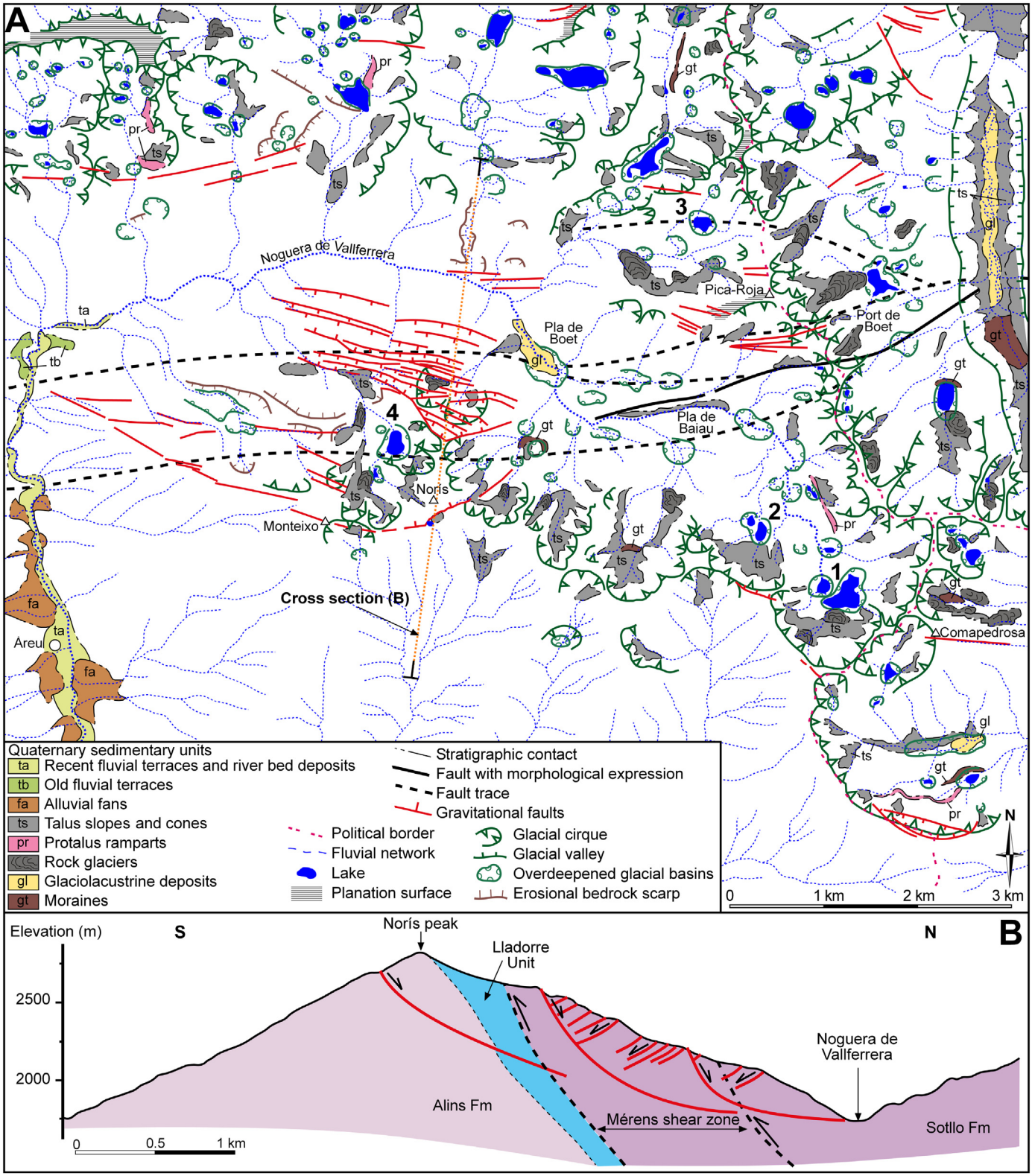


Fig. 3. Geomorphological setting of the Noguera de Vallferrera catchment (NVC). (A) Geomorphological map showing abundant periglacial and paraglacial features developed on a relict glacial landscape. Periglacial processes and gravitational slope deformation dominate in the headwaters zone. (1) Baiau Lakes, (2) Escorbes Lakes, (3) Port Vell Lakes and (4) Aixeus Lake. (B) Cross-section across the Monteixo-Noris Range showing the interpretation of a deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) associated with the Mérens shear zone. Note bend in the Noguera de Vallferrera stream consistent with the northward displacement of the DSGSD.

major orogen-parallel structures affecting the Variscan basement in the Axial Zone (Cochelin et al., 2018). The MSZ runs along the axial zone of the Pallaresa anticline and the northern flank of the Monteixo-Norís range. This fault-weakened zone has a conspicuous geomorphic expression between the Baiau plain (Pla de Baiau) and the Boet mountain pass (Port de Boet) (Figs. 1C and 3). Here, the intensely sheared rocks are prone to the development of large gravitational deformations. The slopes show fresh-looking uphill- and downhill-

facing scarps up to 25 m high attributable to recent or active deep-seated gravitational slope deformation (i.e., sackung). Similar features related to gravitational faulting have been reported to the east affecting rock glaciers (Àspres de Banyell, Valira Valley, Andorra) (Turú and Planas, 2005). Both, tectonic fracturing and the recent gravitational faulting have clear implications regarding the hydrology and ARD, since they control the arrangement of the drainage network and contribute to increase the permeability of the rock massif.

Regarding the NVC landforms, glacial and periglacial features predominate above 2000 m a.s.l. (Fig. 2). Mass-wasting under periglacial conditions (e.g., frost shattering) has produced numerous deposits consisting of angular rock fragments (i.e., talus slopes and cones, rock glaciers, protalus ramparts), many of which are active in the present time. Of importance for the present study are also deep-seated gravitational slope deformations developed on oversteepened slopes carved by the glaciers and debuttressed during the deglaciation. These paraglacial features have been also reported in other sectors of the Axial Pyrenees (e.g. Gutiérrez et al., 2005, 2008, 2012; Guerrero et al., 2013; Jarman et al., 2014; McCalpin and Corominas, 2019). In the study area, these landforms display a remarkable development in the northern slope of the Monteixo-Norís range (Fig. 2). Here, the upper-middle sector of the slopes is riddled by a dense system of fresh-looking downhill- and uphill-facing scarps up to 2 km long. Some of such uphill-facing scarps affect talus slopes, suggesting that they may be currently active. These features have clear implication on the local hydrology and thus on ARD.

4. Methods

The area was investigated by integrating geological and hydro-physico-chemical data. Historical aerial photographs and orthoimages from dates spanning from 1945 to 2018 with spatial resolutions up to 25 cm/px (source: Spanish National Geographic Institute-IGN and Cartographic and Geological Institute of Catalunya-ICGC) were used for geomorphological mapping and the identification of AHPs coating stream and gully beds. Particularly valuable were the aerial photographs taken in 1945–46 and 1956–57 (American flights A and B; Cartographic and Photographic Air Force Center-CECAF) that, despite their lower spatial resolution (~5 m/px and ~ 2 m/px, respectively), allowed us to expand the observation period to almost 75 years. The comparison between the photographs used for the analysis was possible since all they were captured during the snow-free season, ranging from the end of June to the ends of September, with the only exemption of 2009's series collected in October–November. We excluded the 2017's series from the analysis because, despite the photographs were collected at the ends of September, the land surface was partially covered by snow above 2200 m a.s.l..

AHPs signs were identified in orthoimages as stream sections with anomalous whitish colors, in contrast with the almost black appearance of the unaffected stretches (Fig. 4). The blackish tone of the unaffected sections is related to the dark color of the gravels and boulders derived from Paleozoic rocks. Infrared colored imagery captured since 1996 were also analyzed, at resolutions ranging from 2.5 m/px (1996) to 0.5 m/px (since 2008) (spectral band centered at 729.45 nm (red channel with infrared zone information), 623.82 nm (green channel with red zone information) and (543.27 nm blue channel with green zone information), source ICGC). The stretches affected by AHPs are shown in infrared imagery in a color band that ranges from white or turquoise to bright blues, while the unaffected stretches are shown dark green (Fig. 4). According to these criterions, a preliminary mapping of the spatial distribution of AHPs was conducted analyzing the imagery younger than 2012. The areas were visited during 2017–2019 to corroborate the reliability of our mapping. Direct observations confirmed that APHs are more striking during summer baseflow, but they are still visible during spring and autumn runoff, moment when the waters acquire a characteristic turquoise color (Fig. 4). In this regard, the AHPs coating gravels and boulders lose their whitish appearance when wetted, but it is recovered moments after becoming dry. This causes the stream beds to remain whitish most of the time. It should be noted that the photographic flights are not carried out during rainy conditions. Once the preliminary mapping was validated, the AHP signs and its evolution were tracked along the complete historical series, including the lower resolution and uncolored photographs earlier than 2000 (Fig. S1 in Supplementary Material).

Sampling stations were selected according to the results of the AHPs mapping and other hydro-geomorphological criteria, in order to obtain a representative model of the entire area. A total of 68 water samples were collected from lakes, streams and seepages during three different campaigns conducted in August (Baiau and Port Vell-Pica Roja) and September (Baiau) 2018, and May 2019 (Aixeus) (Fig. 3). Samples were collected in 15 mL PP conical tubes, acidified to pH < 2 by addition of 5 M HNO_3 (ultrapure grade, Merck). The samples were preserved at $T < 5$–10 °C until their analysis in the laboratory. Physicochemical parameters (i.e. temperature, pH and electrical conductivity-EC) were measured at the water sampling points by a HI9810 pH-meter and HI98192 EC-meter (by HANNA), both equipped with temperature probes for enable compensation of the pH and EC values to a reference temperature of 25 °C. The meters were multiple-point recalibrated prior to each sampling campaign by certified pH-standard buffers (4.01, 7.01, 9.18, 10.01 and 12.45; ±0.01 pH at 25 °C) and EC-standard solutions (0.00, 84.01413 and 5000 μScm^{-1} at 25 °C).

The samples were controlled and conserved in the laboratory at a T < 5 °C. The pH of the acidized samples was checked to remain pH < 2, ultrapure HNO_3 were added if necessary, and dilution was checked prior to the lab analysis. The total concentrations of dissolved trace-metals and metalloids (Ti, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Cd, Au, Hg and Pb) were determined by inductively coupled plasma–mass spectrometry (ICP-MS) (e.g. Longerich et al., 1990; Jarvis and Jarvis, 1992) by an Agilent 7500c spectrometer. Al, major elements (Na, K and Ca), and some high-concentration trace-elements were determined by inductively coupled plasma-optical emission spectrometry (ICP-OES) by an Agilent 5100. Standard QA/QC lab protocols were observed for the analysis, including blanks and initial calibration verification by 6 to 9 different certified standards for each trace metal, continuing calibration verification every 10 samples, and dilution check. This approach enabled achieving an accuracy in the determination of the trace concentrations with limits of detection (LoD) of (Al <5 μg/L), (Ti <0.5 μg/L), (Cr <0.5 μg/L), (Mn <1 μg/L), (Fe <6 μg/L), (Co <0.02 μg/L), (Ni <0.5 μg/L), (Cu <0.01 μg/L), (Zn <0.35 μg/L), (As <0.2 μg/L), (Cd <0.05 μg/L), (Au <0.1 μg/L), (Hg <2 μg/L), (Pb <0.5 μg/L).

Multivariate statistical analysis was performed to better understand the correlations between pH, EC and trace metals concentrations. Covariance and correlation coefficient matrices were calculated for the sampling campaigns conducted in Baiau (summer and autumn 2018) and Port Vell-Pica Roja (summer 2018) sectors. The calculated correlation coefficients were analyzed to assess spatial and seasonal correlation patterns. The sampling conducted in Aixeus (spring 2019) was excluded from the analysis to avoid possible over interpretations.

Meteorological data was analyzed to determine temperature and precipitation anomalies. The data were registered by the autonomous meteorological stations of Vielha e Mijaran (1002 m a.s.l.) (UTM N31T 319310E 4,729,700 N), Esterri d'Àneu (950 m a.s.l.) (UTM N31T 345637E 4,721,441N), and Certascan (2400 m a.s.l.) (UTM 31T 358470E 4,728,981N) (source Meteorological Service of Catalunya, Spain). The Standardized Precipitation Index for cumulative precipitation values of 12 months (SPI12) (McKee et al., 1993) was computed by the SPI Generator software (National Drought Mitigation Center - UNL) for the historical period 1955–2017, according to the meteorological data recorded by the Esterri d'Àneu meteorological station.

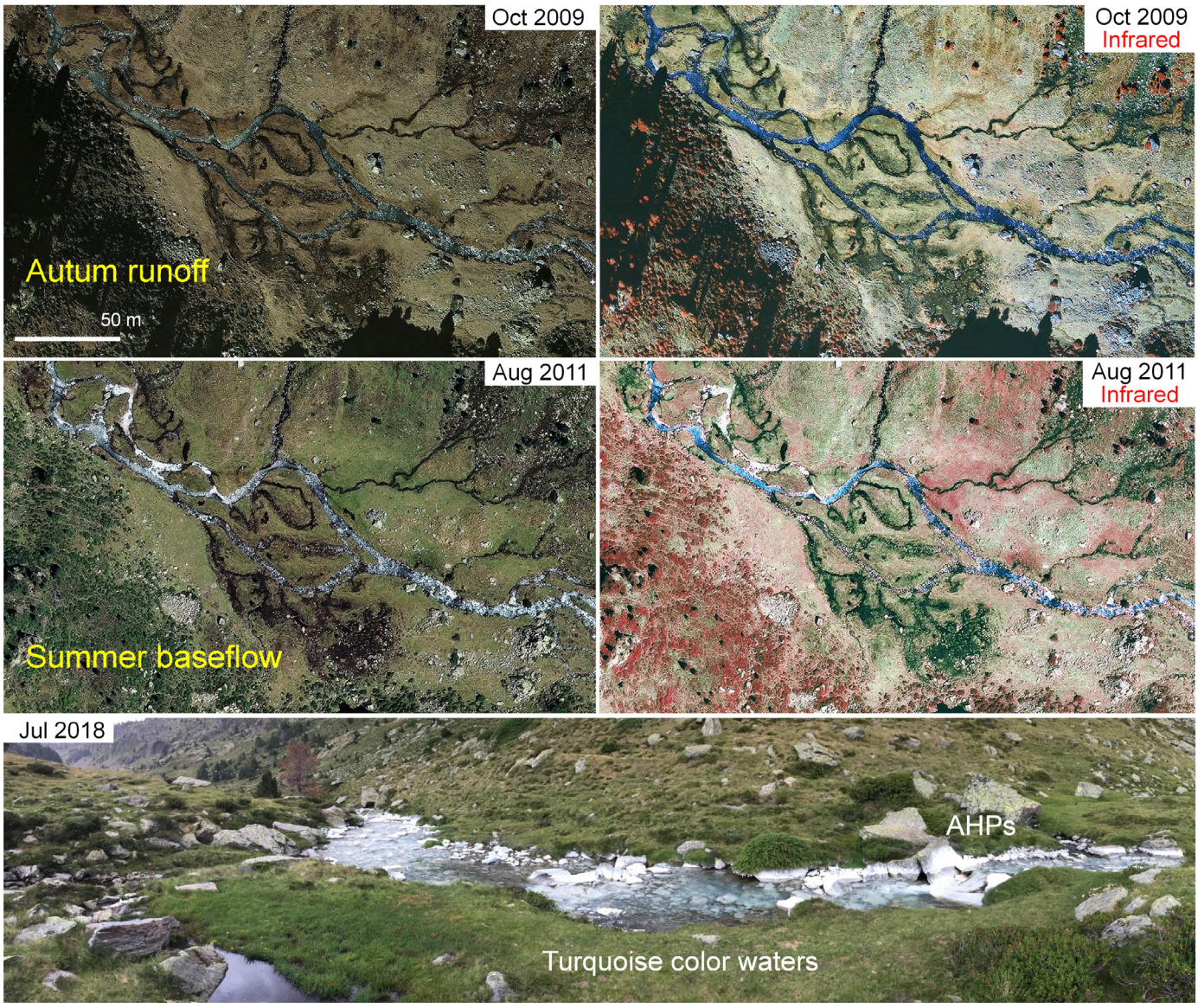


Fig. 4. Historical true-color and infrared aerial orthoimages of a stretch of the Baiau River at the Pla de Baiau plain (2170–2175 m a.s.l., centered at WGS84 UTM N31T 370220E 4,718,950 N), captured during wet (October-2009) and dry (August-2011) seasons (source Cartographic and Geological Institute of Catalunya-ICGC, Spain). Stream waters depict different color pattern depending on whether they are affected or unaffected by aluminum-precipitates (AHPs), regardless of the flow regimen. Affected waters appear turquoise in true-color and bright blue in infrared imagery, while unaffected waters look black (true-color) or dark green (infrared). Bottom photography, panoramic view of a section of the Baiau River upstream the Pla de Baiau (UTM N31T 370630E 4,718,325N; see location in Fig. 6). Note the turquoise color of the stream waters, characteristic of the rivers affected by AHPs. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

5. Results

5.1. Hydrochemistry and geochemistry

The water samples were classified into three groups according to their pH: acidic (pH < 5.6), circumneutral to basic (hereinafter so called "non-acidic") (pH > 6.5) and water mixes (5.6 < pH < 6.5) (Fig. 5 and Table S1 in supplementary material). The acidic waters (i.e., lakes, streams and seeps) are ascribed to locally recharged groundwater that has flowed through sulfide-rich rocks or deposits and are altered by ARD. Some lakes in the NVC headwaters as e.g. Baiau Lakes at 2480 m a.s.l. (pH ~ 4.7) and Aixeus Lake (pH ~ 4.9) at 2365 m a.s.l. (labeled as 1 and 4 in Fig. 3) are among the most acidic ones in the Pyrenees (Catalan et al., 1993; Pla, 2001; Jean-Christophe Auguet and Casamayor, 2013). Such lakes are fed by acidic and non-acidic seepages that supply inflows throughout the year, in addition to surface runoff, including snow melt and direct rainfall. The acidic gullies and streams are sourced by acidic seepages and lake outlets and maintain their condition until they converge with non-acidic ones. Some acidic springs and seepages are at elevations as low as 1860 m a.s.l. (Mossen Batlle; pH ~ 4.8), 1650 m a.s.l. (seepage at the foot of Monteixo peak; pH ~ 5.4) and 1220 m a.s.l. (Areu village spring; pH ~ 5.6). Non-acidic waters are the most abundant in the NVC. For instance, Escorbes lakes at 2374 m a.s.l. (8.2 < pH < 10.1) and Port Vell lake at 2465 m a.s.l. (pH ~ 9.5) (labeled as 2 and 3 in Fig. 3), and the majority of the streams and creeks, with pH values typically within the 6.5–9.5 range. These are essentially surface waters that had none or limited subsurface circulation. Water mixes result from the mixing at the surface of acidic and non-acidic waters. The mixing mostly initiates below 2500 m a.s.l. (e.g. Baiau cirque-Portvell, 2470 m a.s.l.; Port Vell-Pica Roja sector, 2480 m a.s.l.) (Figs. 6 and 7).

Water samples have low electrical conductivity (EC ~ 9 to 326 μScm^{-1}) as expected for low-mineralized mountain waters (Fig. 5 and Table S1 in supplementary material). EC is higher in late summer (post-thaw baseflow) than in autumn (rainy season) and acidic waters

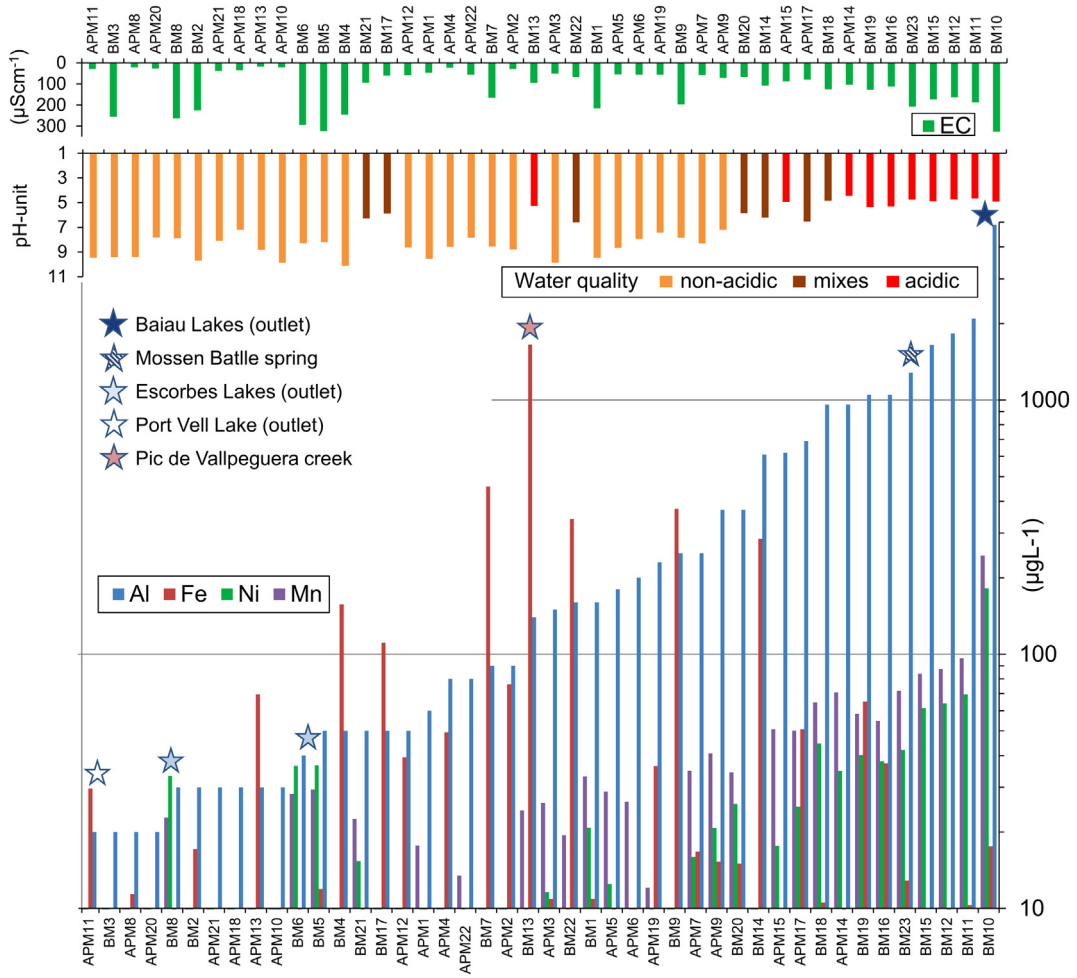


Fig. 5. Physico-chemical features of the water samples collected during the summer of 2018 in the Baiau (labeled as BM-) and Port Vell-Pica Roja sectors (labeled as APM-) (see additional data in Table 1 in supplementary material). Three water types are distinguished: acidic (pH < 5.6, enriched in metals), non-acidic (pH > 6.5, non-enriched in metals) and water mixes (pH ~ 5.6–6.5). Note the marked differences in the water quality of the nearby Escorbes (2370 m a.s.l.) and Baiau (2480 m a.s.l.) lakes (Fig. 7B), despite their similar elevation and orientation on the north-facing side of the ridge, and bedrock lithology.

generally have higher EC than the non-acidic ones, although with a difference below one order of magnitude. EC is also above the average ($\bar{X}_{EC} + \sigma$) in the non-acidic Escorbes Lakes, and in the lower part of the catchment (Pla de Boet). More significant are differences in terms of metal concentrations, exceeding two orders of magnitude (×500) in creeks located just a few meters away, despite the mineralogy of the substrate in its headwaters is the same. The most relevant differences correspond to the aluminum-ion, ranging from <10 to 4890 µg/L-Al. Overall, the concentration of minor- and trace-metals are higher in acidic waters, especially aluminum that shows the broadest concentration range (Fig. 5 and Table S1 in supplementary material). Aluminum, manganese, cobalt, zinc, cooper, and cadmium concentrations show good correlation with acidity, regardless the location or the season (Fig. 8). For example, the maximum aluminum-concentrations (>2000 µg/L) are reached at pH < 4.9 (with the sole exception of one sample at pH ~ 5.2). More disparity is on the concentrations of the other trace metals lead, titanium, arsenic, gold, and mercury regarding the pH. In the case of nickel, high concentrations (>30 µg/L-Ni) are in acidic waters, but also in the non-acidic waters of the Escorbes Lakes (33-37 µg/L-Ni at pH = 7.9-8.3). A particular pattern is observed for the iron-concentration, suggesting that aluminum and iron may have different ARD behavior –iron is found at high concentrations in a higher pH range, with the majority of concentrations >100 µg/L-Fe reached at pH > 6.

Regarding the aluminum precipitation, aluminum comes from the chemical weathering of feldspars and phyllosilicates present in the siliciclastic metasedimentary bedrock (e.g. micas, albite, orthoclase). Al mainly occurs as Al^{3+} (aq) in acidic waters (pH <5.0-5.6) (e.g. Takeno, 2005), but where they mixes with non-acidic waters, the acidity of the former is buffered, and the conditions for Al precipitation are reached, typically in the form of whitish AHPs. The precipitation of the AHPs in the NVC roughly initiate around 2400–2500 m a.s.l. and extents down to ca. 1800–1700 m a.s.l.. As an example, ephemeral AHPs start to occur at ca. 200 m (2420 m a.s.l.) downstream the small Baiau Lake outlet (2480 m a.s.l.), (Figs. 6 and 7). AHPs form where the acidic waters converge and start mixing with creeks of non-acidic waters, flowing from the slopes on both margins of the Baiau river. Progressive mixing causes AHPs to grade downstream from ephemeral to discontinuous and become clearly continuous just downstream of the junction with the Escorbes creek (2325 m a.s.l.). AHPs also become discontinuous, but still evident from the Pla de Baiau (2170 m a.s.l.) down to the Boet plain (Pla de Boet) (1800 m a.s.l.) (Fig. 7B). Analogous patterns have been observed in the Port Vell – Areste creeks (Fig. 7A), where AHPs initiate at 2530 m a.s.l., Sotllo creek (at 2450 m a.s.l.), Medacorba and Barèitas rivers (at 2300 m a.s.l.), Vallpeguera creek (at 2510 m), and Gardelha river (at 2580 m a.s.l.) (Fig. 9). The total length of affected stream stretches exceeded 35 km in 2018.

5.2. Spatial-temporal patters of ARD during the period 1945–2018

A detailed analysis of the spatial-temporal distribution of the AHPs using the 1945 to 2018 historical orthoimages reveals that the extent of the affected areas has changed considerably throughout the past

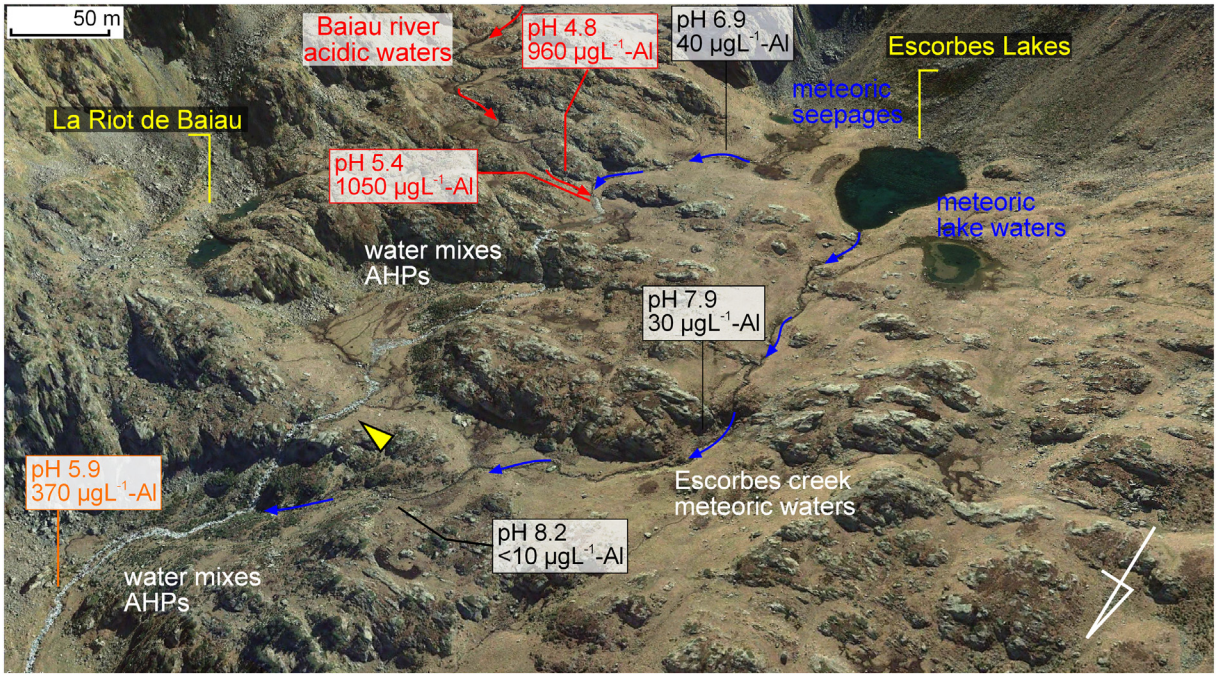


Fig. 6. Water mixing downstream of the Baiau lakes (pH 4.9; 4890 μgL^{-1}-AL). Aluminum-hydroxysulfates precipitation (AHPs) occurs in areas were the acidic Baiau River (Aluminum-enriched) converge with the meteoric Escorbes creek. Yellow arrow indicates the position of the panoramic view in Fig. 4. White arrow points to N (oblique view from Google Earth, centered in YTM 31 T 370320E 4,718,200 N). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

decades (Figs. 9 and S1 on supplementary material). Signs of AHPs were already observable in the American flights from 1945 to 46 and 1956–57, respectively. AHPs affected the Areste and Port Vell creeks from 2380 m a.s.l., and the Arcalís creek down to 1890 m a.s.l.. The images suggest that AHPs were continuous in the Port Vell-Areste creeks, while they were dim and intermittent in the Arcalís creek. Evidence of AHPs were also observable in the Noguera de Vallferrera river, ceasing at ca. 1 km downstream the confluence of the Port Vell-Areste and Arcalís creeks (ca. 1700 m a.s.l.). AHPs were most likely already present before 1945, at least on the northern edge of the NVC. The local names of some affected areas in the French eastern slope such as Étang Rouge (red lake) and Riou Blanc (white river) (Fig. 9) indicate that the phenomenon must have been frequent since ancient times. Noticeable is that the total length of affected streams in 1945–46 were just around 5.1 km, and that no AHPs were observable above 2380 m a.s.l. in the Areste-Port Vell creeks and above 2150 m a.s.l. in the Vallpeguera creek, which are elevations 200 to 360 m lower than the current maximum elevation of the AHPs in the same areas.

Time-lapse historical series since 1945–46 allow tracking the evolution of the AHPs up to the present (Fig. 9). No significant differences are observed in the 1956 images, compared to those of the previous decade. Nevertheless, the images younger than 1956 show an overall expansion trend, both in the total affected lengths and in the elevation at which the AHPs initiate. The AHPs expansion was not constant over time, but show peaks in 1997–98, 2007, and a maximum in 2012. In 1997–98, AHPs extended along the Noguera de Vallferrera river downstream to the confluence with the Sotllo creek, and affected D'Aixeus and Mercat creeks for the first time, from elevations of 2350 and 2180 m a.s.l., respectively. In 2007, AHPs spread to the streams located on the slopes south of Pla de Boet and Pla de Baiau (up to 2150 m a.s.l.) and north (2350 m a.s.l.) of Pla de Baiau. AHPs covered drainage sections with a total length of 38.3 km in 2012, which is the maximum for the whole record period; and the AHPs elevation scaled up to 2300–2580 m a.s.l. in all the catchments (Table S2 in supplementary material). AHPs have continued to be widespread during the following period (2013–2018), but their extent and maximum elevation have not exceeded the maximum recorded in 2012.

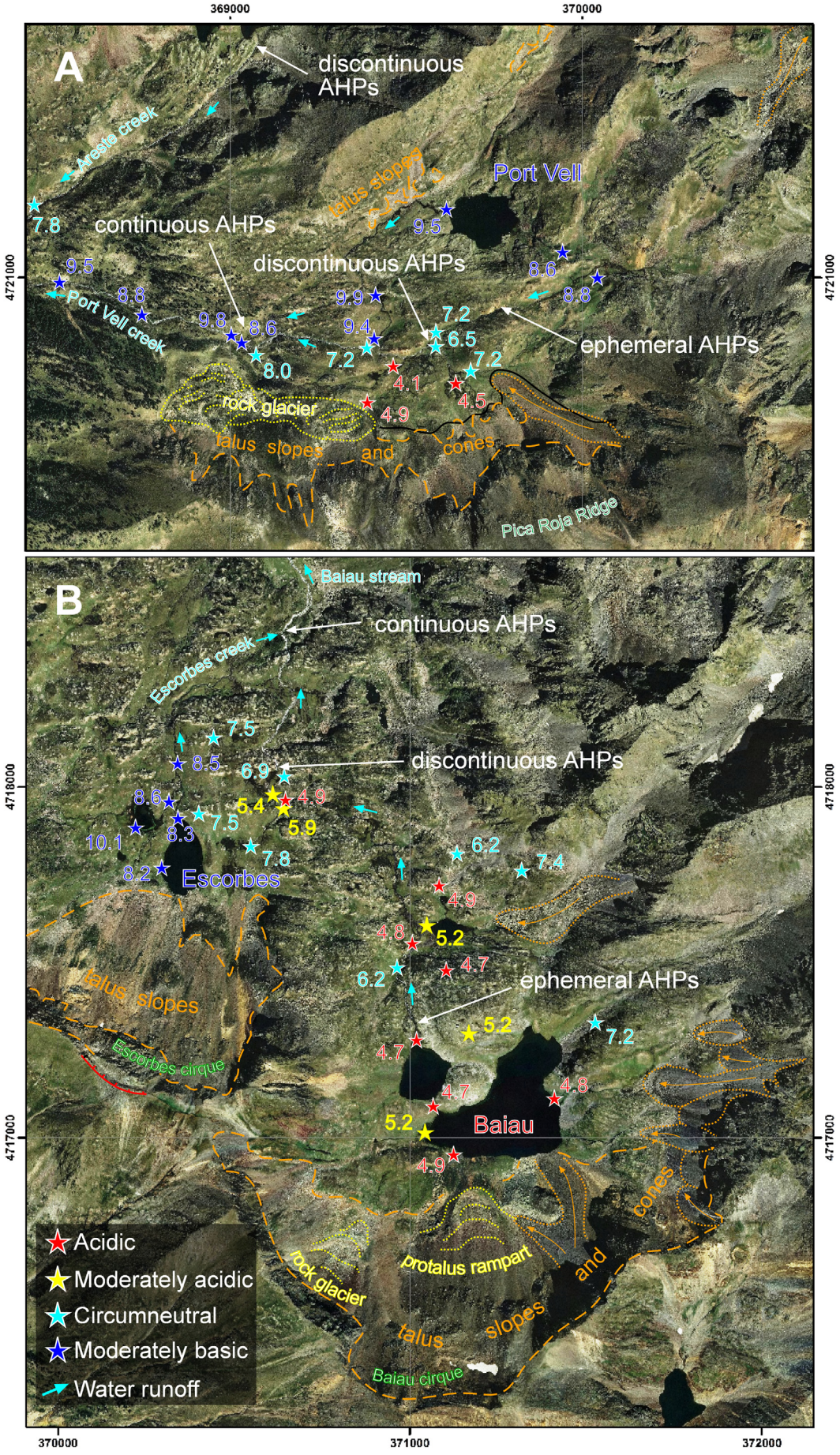
5.3. Temperature and precipitation anomalies

Temperature anomalies have been observed in the local meteorological stations of Vielha e Mijaran (1002 m a.s.l.), Esterri d'Àneu (950 m a.s.l.) and Certascan (2400 m a.s.l.), located respectively 50 km-W, 30 km-W and 15 km-NNW from the NVC (source Meteorological Service of Catalunya) (Figs. 10 and 11). A rough positive mean annual temperature (T_{mean}) trend of ca. +0.36 °C/decade was recorded in Vielha e Mijaran station since 1980, while for 1955–1979 it was negative (−0.04 °C/decade) (Fig. 10). The warmest years were 1997, 2006 and 2011, with (T_{mean}) exceeding $+1.8\sigma$ the average value ($\overline{X}_T$), and 2014–2016, during which (T_{mean}) was constantly above ($\overline{X}_T + 1.6\sigma$). Regarding precipitation anomalies, the standard precipitation Index for cumulative precipitation values of 12 months (SPI12) computed for the historical period 1955–2017 (Esterri d'Àneu station data) reveals that severe to extreme ($-1.5 < SPI12 < -2.5$) and exceptional ($SPI12 > -2.5$) droughts were rare between 1955 and 1980, while they have been frequent in the last 3 decades, being especially noticeable the one that preceded 2012 (Fig. 10).

6. Discussion

6.1. Trace metals in waters

Chemical analysis of waters reveals that, in some areas of the NVC, concentrations for potentially toxic trace metals such as Al, Cd, Co, Cu, Ni or Zn largely exceed quality standards for aquatic ecosystems (e.g. GBC, 2018) and drinking-water laws (e.g. World Health Organization (WHO); U.S. Environmental Protection Agency (EPA); Directive 98/83/CE). Some spatial and temporal patterns regarding pH, EH and trace metals concentrations correlations are also observed (Fig. 8). The correlations between trace metals and acidity and EC are higher in Port Vell-Pica Roja than in Baiau sectors. The correlations in Baiau are higher in summer than in autumn. The correlations with EC are moderate to low in Baiau, while they are high in Port Vell-Pica Roja. Differences between Port Vell-Pica Roja and Baiau likely are because the acidic streams


A
B
369000
370000
4721000
4718000
4717000
371000
372000
discontinuous AHPs
Aresta creek
Port Vell
talus slopes
continuous AHPs
discontinuous AHPs
ephemeral AHPs
Port Vell creek
rock glacier
talus slopes and cones
Pica Roja Ridge
Baiau stream
Escorbes creek
Escorbes
talus slopes
Escorbes cirque
Baiau
protalus rampart
rock glacier
talus slopes and cones
Baiau cirque
Acidic
Moderately acidic
Circumneutral
Moderately basic
Water runoff

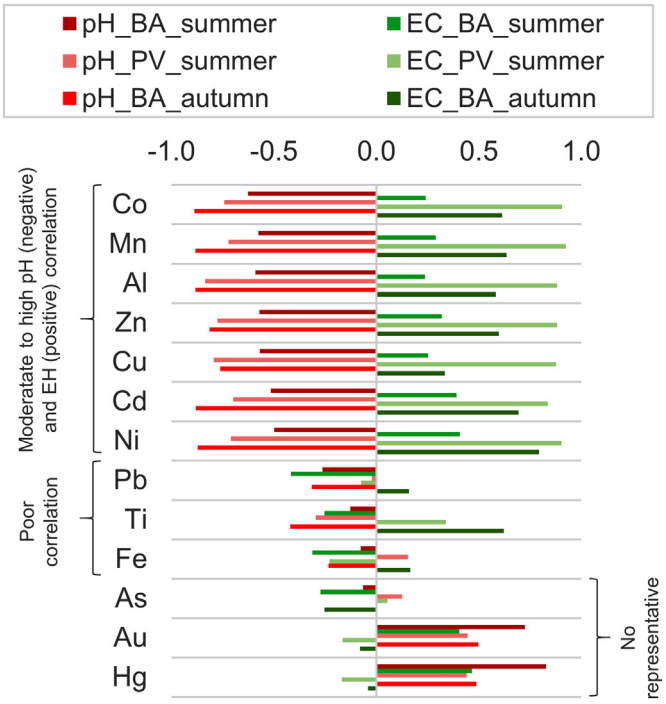


Fig. 8. Multivariate correlation coefficients of the correlations between pH - electrical conductivity (EC) and concentration of trace metals, for the campaigns conducted in Baiau (BA) and Port Vell-Pica Roja (PV) sectors in summer and autumn 2019.

in Port Vell-Pica Roja are recharged by acidic seepages discharging from the Pica Roja slopes (Fig. 7A); while in Baiau, acidic waters are both in lakes as in streams, which are sourced by the Baiau lakes' outlets (Fig. 7B). More uncertainty is regarding the stational pattern observed in Baiau. Here, the correlation with trace metals is lower in summer than in autumn, despite acidity and EC are higher in summer, indicating lower dilution of waters altered by ARD during the dry season. It should be noted that the summer campaign was a bit more extensive than the autumn campaign, which hampered the direct comparison (Fig. 5 and Table S1 in supplementary material); and only two campaigns do not seem sufficient to conduct a rigorous statistical analysis. Moreover, in addition to pH and EC variation, other processes can influence the correlations such as biological activity and flow regimen. Thus, the observed correlations should be taken with caution and only general trends be considered. Further research is required to better understand the distribution of dissolved trace metals and their seasonal patterns, which are key aspects to take into account for a correct management of this hydro-environmental problem.

6.2. Climatic control

The results point towards ARD processes has become more widespread and severe in the NVC in recent decades. This hypothesis has been verified since 2005 by direct observations (IGC, 2012), and it has also been supported by the space-time analysis of the 1945–2018 historical aerial imagery. We are aware on the limitations of this approach, especially were the analysis basses on the lower-resolution and uncolored orthoimages younger to 2000. However, extending the observation beyond 2000, although it partially compromises the resolution, has the potential to offer a more representative longer-term diagnosis. It should be noted that the analysis of the higher-resolution colored images, coupled with the infrared images, has offered very consistent results when compared with the infield mapping observations. Furthermore, such observations are also consistent with the climatic patterns recorded instrumentally during the same time span, and a relationship between the local effects of climate warming (i.e. temperature increasing and variation in the precipitation regimen) and the ARD aggravation can be established. In this regard, one of the most critical periods to support our analysis, such as the period 2007–2012, is covered by high-resolution colored and infrared imagery. This leads us considering the interpretations for the entire period as reasonable approximations. On the other hand, this approach attempts providing information that would not otherwise be possible, considering the gap of knowledge on historical water quality data in areas where, as in the NVC, no controls have been carried out in the past due to its remoteness.

The results also indicate that the acidification and metal enrichment of the analyzed waters are essentially caused by natural ARD processes in the NVC. AMD does not seem to be a likely origin because, although extensive mining activities have been carried out in the Vallferrera area in the past, to our knowledge extraction sites were always at elevations below 2400–2500 m a.s.l.. Some atmospheric contribution of airborne metals, either anthropogenic or natural, cannot be ruled out (Bacardit and Camarero, 2009; Camarero et al., 2009a; Camarero et al., 2017; Corella et al., 2017, 2018). However, the fact that different water masses in the same area show highly heterogeneous metal concentrations (e.g. Baiau vs. Escorbes and Port Vell lakes) point to the potential atmospheric input is very limited compared to the geogenic contribution. The elevated metal concentrations recorded in the area also corroborates it. Thus, the projections that foresee a progressive acidification recovery of the surface waters due to the decrease in industrial activity, which peaked during the 1960s to 1980s in this region (e.g. Camarero et al., 2009b), are not applicable in the high-elevation NVC.

Climate has been invoked to exert a strong control on ARD (Furniss et al., 1999; Plumlee et al., 1999), and climate warming to be the cause of recent water quality deterioration in high-mountain areas worldwide (Nordstrom, 2009; Todd et al., 2012; Manning et al., 2013; Ilyashuk et al., 2014, 2018; Zaharescu et al., 2016). Variations in precipitation and temperature have several effects on ARD. On the one hand, a decrease in precipitation amount may cause (a) less dilution of solute-rich flows that feed streams and lakes; and (b) increasing of the fresh rock surface exposed to oxidation due to water table decline. On the other hand, an increase in air temperature causes (c) a reduction in snow and ice covers; (d) ground-ice thawing from permafrost, including detrital glacial and periglacial deposits (e.g. moraines, rock glaciers, talus slopes), which have been related to ARD (Williams et al., 2006; Todd et al., 2012); and (e) an acceleration of sulfide bio-chemical oxidation due to its positive correlation with temperature (Ahonen and Tuovinen, 1991; Schoonen et al., 2000), especially in the case of the oxidizing action of acidophilic archaea, bacteria, and photosynthetic algae (Baker and Bandfield, 2003; Nordstrom, 2011a; Cruz-Hernández et al., 2012). Furthermore, once triggered, sulfide oxidation is an extremely exothermic reaction that can elevate sufficiently the temperature on the groundwater-ore oxidation interphase even at low temperatures, making oxidation processes even more efficient (Bigham and Nordstrom, 2000; Gault et al., 2015).

The main AHPs peaks in the NVC occurred in 1998, 2007 and 2012, being the latter the most pronounced one to date. Noteworthy correlations between the temporal AHP peaks and sharp precipitation and temperature anomalies may be established (Figs. 10 and 11). This supports that the recent warmer and dryer conditions have enhanced ARD processes. Systematic positive trends in temperature (T_{max} =

Fig. 7. Geomorphological features and signs of Aluminum-hydroxysulfates precipitation (AHP) in the (A) Port Vell-Pica Roja and (B) Baiau sectors (UTM N31T). Acid and moderately-acid waters (pH < 5.6) are derived from the Pica Roja slopes and the acidic Baiau lakes. AHPs initiate downstream of the acidic Pica Roja seepages and Baiau lakes and change from ephemeral to continuous in the Port Vell creek and downstream of the confluence between the Baiau river and the Escorbes creek. Acidic waters drain from the north-facing slopes of the Pica Roja ridge and the Baiau cirque, with extensive periglacial deposits, while waters from the Port Vell and Escorbes lakes areas, with less abundant periglacial deposits, are circumneutral to moderately basic, supporting a geomorphological control on AHPs.

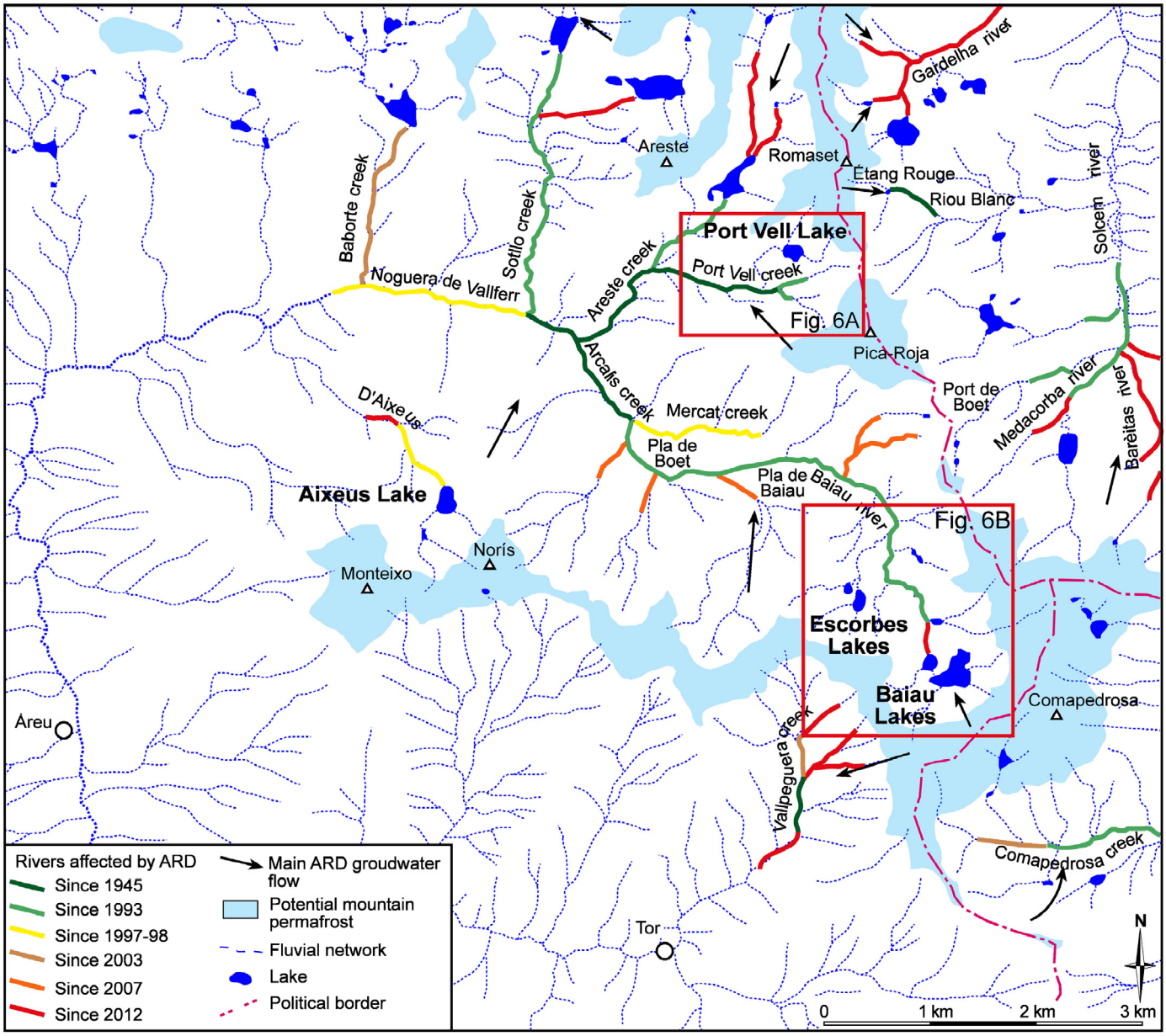


Fig. 9. Map showing the temporal (1945 to 2018) and spatial evolution of the areas affected by natural Aluminum-compounds precipitation (AHP) in the Noguera de Vallferrera catchment (NVC). The temporal pattern indicates that AHPs have significantly spread since 90s, with precipitation peaks in 1997–98, 2007 and a maximum in 2012. The total length of affected streams and creeks has increased from ca. 5 km (1945–56) to 38.3 km (2012). Noticeable is that the elevations at which AHPs initiate have climbed ca. 100 to 400 m, reaching up to 2580 m a.s.l., which matches with the elevation of the potential mountain permafrost limit in the Pyrenees (Serrano et al., 2009; Oliva et al., 2016).

+0.57 °C/decade; T_{min} = +0.23 °C/decade) and less significant negative precipitation trends (ca. −3%/decade to −5%/decade), with greater dispersion along the mountain range, have been identified in the central Pyrenees since the 1970s–1980s (Pérez-Zanón et al., 2017; OPCC-CTP, 2018). Similar temperature anomalies have been observed in the local meteorological stations of Vielha e Mijaran (1002 m a.s.l.), Esterri d'Àneu (950 m a.s.l.) and Certascan (2400 m a.s.l.), which may be reasonably representative of the climate in NVC. Vielha e Mijaran is the only station with a long temperature dataset (1955–2018), covering almost the entire time span of the historical orthoimages (Fig. 10). The rough positive mean annual temperature (T_{mean}) trend of ca. +0.36 °C/decade recorded since 1980 exceeds in 30% the world average (OPCC-CTP, 2018). Noticeable is that the 1998, 2007 and 2012 AHP peaks occurred after the warmest years of the record period 1997, 2006 and 2011 (Figs. 10 and S1 in supplementary material).

In addition to thermal anomalies, AHP peaks also occurred after precipitation negative anomalies. The SPI12 calculated from the Esterri d'Àneu station data for the historical period 1955–2017 reveals that severe to extreme and exceptional droughts have been more frequent in the last 3 decades. All AHP peaks occurred within the dry period (Fig. 10). The more local, but shorter precipitation data from Certascan station also confirm that a drought period preceded the 2007 peak (Fig. 11), but this is not so evident for the 2012's peak, the most intense event observed to date. While at regional scale the period 2010–2012 was exceptionally dry (Fig. 10), it was not as dry in the NVC (Fig. 11). However, it highlights that the highest thermal anomaly (+0.8 °C), only exceeded in 2015, and the maximum thermal amplitude ($T_{max} - T_{min}$) was in 2012 (47.4 °C). It suggests that both low precipitation and high temperature aggravate ARD, but once triggered, temperature is probably the main catalyzer for the phenomenon. This hypothesis also supports why chemically unstable compounds such as AHPs are still very patent

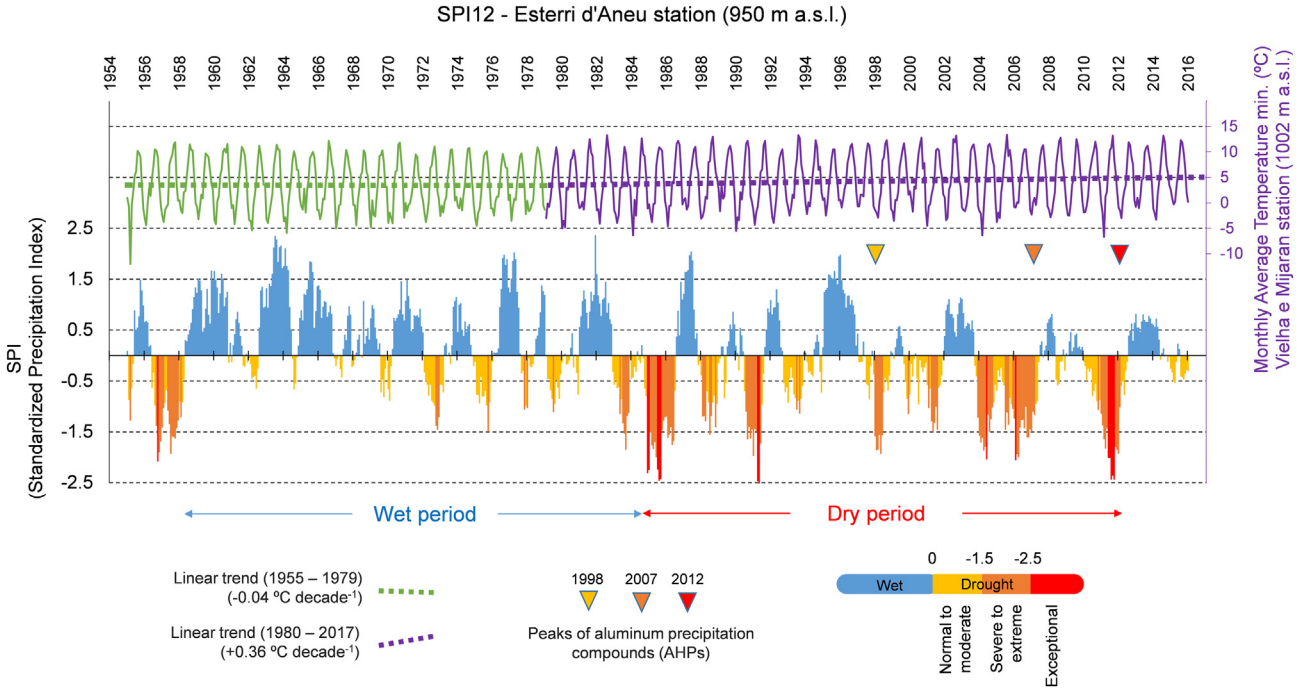


Fig. 10. Standardized Precipitation Index for a time-scale of 12 months (SPI12) for the period 1955–2017 based on the meteorological data collected at the Esterri d'Àneu station (UTM N31T 345637E 4,721,441N), and monthly average minimum temperature (T_{min}) at the Vielha station (UTM N31T 319310E 4,729,700N) for the same period (source: Meteorological Service of Catalunya). A change in trend both in precipitation (negative) and temperature (positive) is observed since 1980s. The main Aluminum precipitation (AHPs) peaks detected in the Noguera de Vallferrera Catchment (NVC) occur after drought periods, and especially high-temperature episodes.

despite precipitation has increased largely since 2012 (e.g. SPI24 for Sep-2017 to Sep 2019 was > +3, source: Meteorological Service of Catalunya). A likely cause is that above-average temperatures were more common in recent years and the average temperature stands up on historical maximums of the last hundred years (OPCC-CTP, 2018).

6.3. Elevation-dependent warming and elevation range of ARD

Results also suggest that climate warming plays some role in the expansion of the elevation range at which ARD occurs. We postulate that the rise in elevation of the edge of the periglacial and permafrost realms

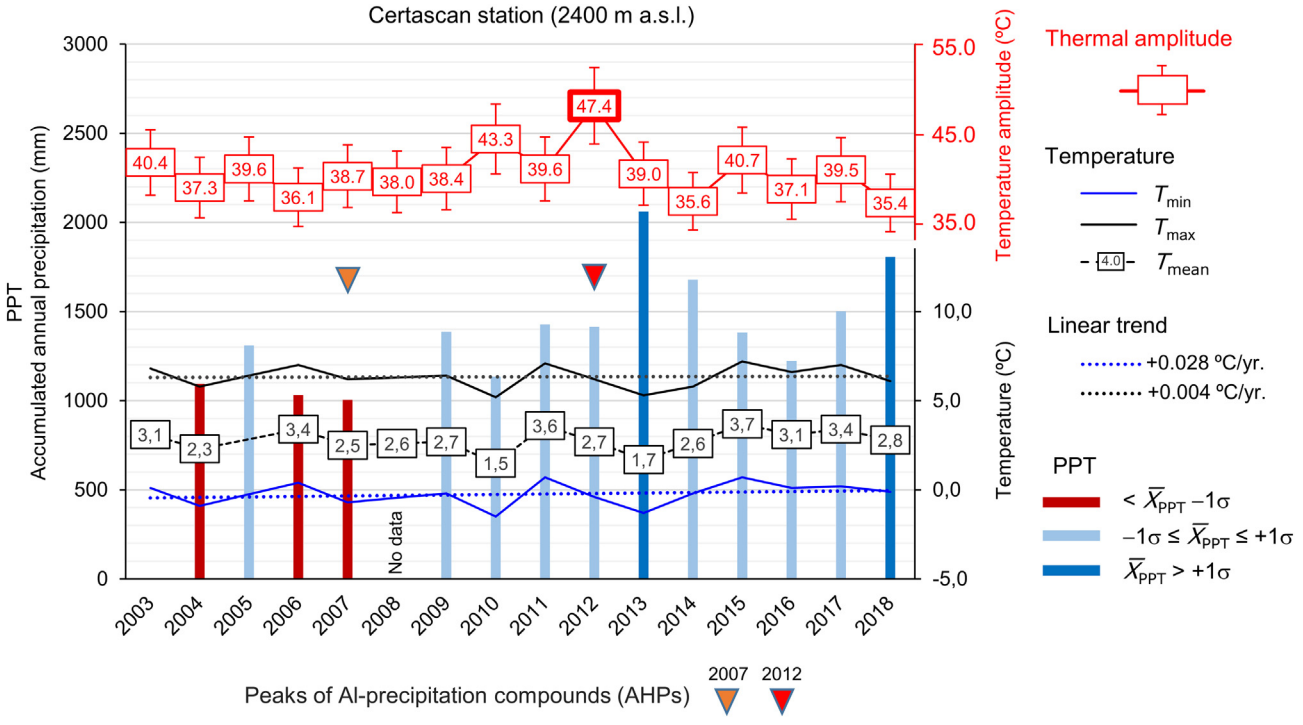


Fig. 11. Meteorological data for the period 2003–18 from Certascan automated station (15 km-NNW away from the Noguera de Vallferrera Catchment, UTM 31T 358470E 4,728,981N) (source Meteorological Service of Catalunya). The graph shows a good correlation between the low-precipitation period of 2003–2007 and the Aluminum- precipitation (AHPs) peak in 2007. The relationship with precipitation in the case of the 2012-peak is not as clear, while it coincides with a thermal amplitude peak. Note also that the average temperature in the 2011 is almost the maxima of the instrumental record.

is the main cause of the upward expansion of the AHPs in the NVC in recent decades. Here, the presence and extent of the permafrost is not well documented. However, based on geomorphological indicators and temperature data, the existence of permafrost above 2500–2700 m a.s.l. is plausible in this area (Serrano et al., 2009; Oliva et al., 2016), especially in the north-facing slopes of the Monteixo-Norís, Comapedrosa, Pica Roja and Areste peaks (Fig. 9). Noticeable is that the most acidic waters occur in the Baiau Cirque, Port Vell-Areste and Aixeus areas, where surface waters are sourced from the slopes of these peaks with a dominant north aspect.

Climate warming is accelerating changes in the hydrological and cryospheric dynamics in alpine catchments (Pepin et al., 2015). One of the most relevant effects of the elevation-dependent warming is that glacial and periglacial boundaries are retreating dramatically in the last few decades. Generally, where mean annual air temperatures (MAAT) remain below +3 °C, ground ice and permafrost are expected to persist for some periods throughout the year, which is considered as a periglacial environment (French, 2011, 2018). In areas where MAAT remains below −2 °C, groundwater persists as ground ice, which causes Fe^{2+} biochemical oxidation to slow down and oxygen available for the reaction to drop severely. Conversely, in periglacial belts where MAAT ranges between −2 °C and + 3 °C, the moisture and oxygenation conditions of the rock massif vary throughout the year, allowing sulfide oxidation (Ilyashuk et al., 2018). The MAAT recorded by the Certascan automated weather station ranged between +1.5 and + 3.7 °C during the period 2003 to 2018, with an average of +2.8 °C ($\sigma = 0.6$ °C). This means that the periglacial limit is located within the elevation range of ca. 2400 to 2600 m a.s.l.. Note that 10.5 km^2 of the study area are situated above 2600 m a.s.l., which is almost the 10% of the total.

The average rising rate of the AHPs upper limit observed in the Areste, Baiau, Vallpeguera and Sotllo creeks over the 1945–2012 period is around 50–60 m/decade, and 45–55 m/decade extending the period to 2018. Although we are aware of the significant limitations of the data derived from the interpretation of the historical orthoimages, the observed general trends are quite consistent for the different catchments, supporting that they may provide a reasonable approximation to the phenomenon. In this sense, noteworthy is that the rising rates are closely in agreement with the rise of the 0 °C isotherm estimated for the region at 46 m/decade, considering a temperature rise of ca. 0.23 °C/decade and a vertical thermal gradient of ca. 0.5 °C/100 m (Lampre, 2001). This value is comparable to those reported for the European Alps (up to 70 m/decade) (Brocard et al., 2013), underpinning the relationship between elevation-dependent warming and ARD. Based on this relationship a conceptual model is proposed (Fig. 12). The climate variation (i.e. warming) controls the periglacial limit migration upwards and, thus, the upper limit at which ARD processes are triggered and/or aggravated. However, this model does not explain why some nearby lakes and creeks have such different acidity condition. This suggests that the model must consider other controlling factors as the local geomorphology.

6.4. Geomorphological control

Availability of sulfide-bearing rocks is a pre-requisite for the development of ARD, but not the unique condition. So we propose that the geomorphological control, namely the nature, geometry, and arrangement of the periglacial deposits (rock glaciers, protalus ramparts, cones and talus slopes), and the DSGSD structure that affects the Moteixo-Norís range (Fig. 3B) partially causes the large variations in the acidity of the waters, both in the headwaters and in the lower parts of the catchment (Fig. 12). The hydrochemistry of the surface waters in the NVC headwaters show large differences over relatively limited areas, despite their analogous lithological and elevation contexts. For instance, the Baiau lakes show an acidity below 4–5 pH units compared by the Escorbes lakes, located just 800 m to the NW and 120 m below (Fig. 7B), despite there is no difference in the lithology at their recharge zones (i.e. Cambro-Ordovician rhythmic sequence of schists and slates). An ARD model frequently invoked in mineralized catchments is that shallow subsurface flows derived from the melting of the ground ice of rocky periglacial deposits cause the acidification of high-elevation waters (e.g. Thies et al., 2007; Zaharescu et al., 2016; Santolaria et al., 2017; Ilyashuk et al., 2018). It is because their openwork structure, which may host groundwater, interstitial ground ice and even solid ice lenses, favors the water-rock interaction and it controls the groundwater and oxygen flows in areas dominated by low-permeability bedrock (Jódar et al., 2017; Jones et al., 2019). All the acidic waters in the NVC drain from areas where extensive rocky periglacial deposits occur. This pattern is observed in areas such as the Pica Roja (Port Vell) and Baiau cirque sectors (Fig. 7). Here, acidic and metal-enriched seepages drain only from the extensive rock glaciers, talus slopes and cones located along the north aspect slopes. On the contrary, the Port Vell and Escorbes lakes, where the periglacial deposits are much scarcer, are not acidic, despite they are located nearby of the Pica Roja acidic seepages and Baiau acidic lakes. In the case of the Port Vell lake, just some talus slopes of limited extent are found in its recharge zone, which would explain their lower acidity. Rocky periglacial deposits are more powerful in the Escorbes recharging zone (Escorbes peak and Portella de Vallpeguera slopes) (Fig. 7B), but not as much as in the Pica Roja and Baiau sectors. This could justify that, despite not being so acidic, their waters show significant concentration in trace metals such as nickel.

That model that relates rocky detrital deposits with ARD fits well for the headwaters of the NVC, but it does not explain why acidic groundwater is also discharging via seepages and springs at the foot of the Moteixo-Norís range, at lower elevations (1860–1220 m a.s.l.), where rocky periglacial landforms are no longer found. It should be noted that the Moteixo-Norís range is affected by a sackung-type DSGSD structure (McCalpin and Irvine, 1995; Cruden and Varnes, 1996; Soldati, 2004; Pánek and Klimes, 2016), related to the Mérens shear zone (Fig. 3). Sackungs are slow-moving complexes that displace several hm^3 and reach several hundred meters in depth (Soldati, 2013; Gutiérrez et al., 2012; Pánek and Klimes, 2016). These large-scale gravitational deformations cause the fracturing of rock massifs and deep circulation of fluids (e.g. Gutiérrez et al., 2005, 2008). We propose that the Monteixo-Norís sackung favors ARD processes (Fig. 12) due to the following factors: (1) it forms enclosed depressions and uphill-facing scarps that contributes to enhance surface water infiltration; (2) it creates fractures that experience significant dilation due to gravitational spreading (horizontal separation) increasing the permeability of the rock massif and the bedrock-groundwater interaction surface; (3) facilitates deeper and more rapid circulation of water and oxygen-rich air. The main groundwater discharge points in this sector are at the frontal part of the sackung, at the Noguera de Vallferrera valley, which shows a clear northward deflection attributable to the progressive displacement of the DSGSD. In such hydro-geomorphological context, several moderately acidic (pH ~4.8–6) seepages and springs discharge at elevations of 1600 to 1700 m a.s.l (pH ~4.8–5.6); and at 1220 m a.s.l. (Areu village spring). Noticeable is the low temperature (3.9 °C) of the Mossen Batlle spring (Pla de Boet) (Fig. 3), located at a slightly higher elevation (1860 m a.s.l.). The temperature was recorded during a water sampling conducted in August 2018, while the other groundwaters were above 11 °C (Table S1 in supplementary material). This supports that the spring is not related to a shallow local flow but to a deeper and probably fast-moving groundwater flow with an elevated recharge zone (probably above 2400–2500 m a.s.l.). The Mossen Batlle spring (pH ~ 4.8) exhibits high concentration of metals (e.g. 1280 μgL^{-1}-Al), in the same order of magnitude as Baiau Lakes (2482 m a.s.l.) (1830–2140 μgL^{-1}-Al, with an outlier of 4890 μgL^{-1}-Al). Metal concentrations in the western sackung seepages are lower (e.g. 80–100 μgL^{-1}-Al). This apparent disagreement could be due to different reasons: (a) Samplings were conducted in different seasons, summer 2018 for Mossen Batlle and spring 2019 for the western seepages, coinciding with a snow melt peak;

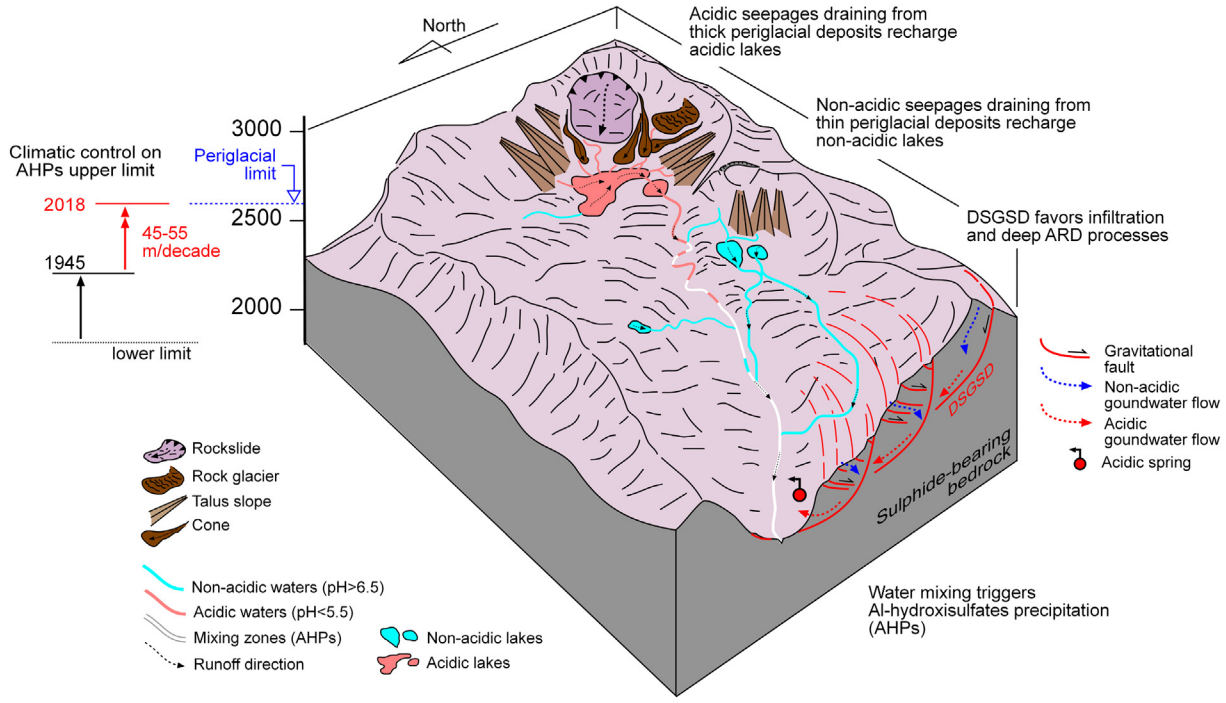


Fig. 12. Conceptual model for the different natural acid rock drainage (ARD) and Aluminum precipitation compounds (AHP) observed in the Noguera de Vallferrera catchment (NVC) controlled by climatic and geomorphological factors. Periglacial deposits and rockslides favor the development of ARD from shallow groundwater flows, while deep-seated gravitational slope deformations (DSGSDs) facilitate deeper water-rock interaction. AHPs form where acidic waters mixed with non-acidic ones. Climate warming and droughts enhance the phenomenon and the elevation at which it initiates, which has climbed hundreds of meters in recent times. The rising rates are comparable with the estimated ascending rates of the periglacial limits in the region, underpinning the proposed relationship between the effects of elevation-dependent warming and ARD intensification.

(b) Pyrite-rich slates and phyllites of the Lladorre unit crops out at elevations above 2500 m a.s.l. in the northern flank of the Monteixo-Norís Range (Fig. 1). This suggests that the metal-rich Mossen Batlle waters are recharged above this elevation, while western seepages are not. (c) The residence time of the groundwater may affect its mineral enrichment. Mossen Batlle spring is located at the NE edge of the structure, while the western seepages are in the frontal part of the sackung. Here, gravitational faulting is denser and flow paths are likely to be shorter. Unfortunately, we have no data on groundwater ages to support this hypothesis.

Climatic projections foresee a temperature increase of ca. 10 to 25% with respect to the present values in the Pyrenean region for the next 3 decades (Barrera-Escoda et al., 2014; Gonçalves et al., 2014), and similar trends are predicted for other mountain regions worldwide (Pepin et al., 2015). This future scenario leads to hypothesize that ARD processes could affect larger areas in many alpine catchments with suitable forming rocks. Therefore, a better understanding of the factors that control ARD can be valuable at designing optimal adaptation strategies for these vulnerable spaces. Furthermore, monitoring the evolution of ARD may provide useful data on climate change impacts, complementary to effects such as deglaciation and permafrost thawing. However, a comprehensive knowledge on the local geomorphological and hydrogeological context is essential for a correct interpretation of ARD patterns and to avoid potential simplifications and misleading diagnoses. In this regard, the proposed conceptual model, which considers both climatic and geomorphological factors controlling the ARD processes in the NVC, would be easily exportable to many other alpine catchments worldwide (Fig. 12).

7. Conclusions

The historical series of aerial photographs spanning more than 70 years (1945–2018) reveals that natural acid rock drainage (ARD) has experienced an intensification in the Noguera de Vallferrera Catchment (NVC) during the last decade. ARD produces the precipitation of whitish aluminum-compounds that strikingly cover some gullies and streams in the catchment headwaters. The total length of affected streams has increased from ca. 5 km (1945–46) to more than 35 km (2018) and the maximum elevation at which ARDs initiate has climbed above 2500 m a.s.l., at rates of 45–55 m/decade. Precipitation of aluminum-compounds occurs where acidic (metal-enriched) waters are neutralized by mixing with non-acidic ones. The concentration of dissolved aluminum clearly correlates with acidity of waters, regardless of location or season. However, further research is needed to determine the patterns of seasonal variation of such concentration. In addition to aluminum, waters also exhibit anomalous concentrations of other potentially toxic trace metals such as cadmium, cobalt, copper, nickel or zinc, which largely exceed quality standards for aquatic ecosystems, and drinking water. The potential adverse effects on these pristine and vulnerable alpine ecosystems and the public health are largely unknown.

The data obtained point at there is strong climatic and geomorphological control on the ARD processes. Climate warming, markedly sharp since 1980s, in combination with the severe droughts recorded in the last decade is the most plausible cause for the ARD intensification in the study area. The rise in the maximum elevation of the ARD (45–55 m/decade) is consistent with the retreat and ascent rate of the periglacial limit in the region, estimated at 46 m/decade. The consequent degradation of permafrost facilitates that ARD intensifies at higher elevations. Geomorphological analysis reveals that pyrite-rich periglacial rocky deposits are the main ARD sources. Their high permeability and specific surface facilitate water and oxygen circulation and the biochemical oxidation of sulfides. Acidic groundwater and throughflows derived from such periglacial deposits cause the acidification of the creeks and lakes located above 2400–2500 m a.s.l. Conversely, in areas where these deposits are scarce, the phenomenon is less severe or does not manifest. Acidic seepages and springs are also at lower elevations (ca. 1860 to 1220 m a.s.l.). In these cases, acidic flows occur

associated with a deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) that affects the Monteixo-Norís range. Here, gravitational faulting and dilation of fractures enables the circulation of deeper oxidizing groundwater flows, permitting ARD to occur in the lower parts of the catchment. On the basis of these results, a conceptual model integrating the different ARD hydrodynamics observed in the NVC is proposed. The model proposes that, while climate warming and droughts control the intensity of ARD and its upper limits, the local hydro-geomorphology governs the spatial distribution of the affected areas.

Climatic projections foresee a sustained increase in temperature for the coming decades, which could lead to the deterioration of water resources in many cold mountain regions worldwide. Better understanding and monitoring of the evolution of natural ARD processes would be useful for predicting impacts related to climate warming and designing adaptation strategies. Understanding the geomorphological contexts of these alpine catchments, a factor which is frequently neglected, is an essential task to achieve sound diagnoses.

CRediT authorship contribution statement

Mario Zarroca: Conceptualization, Methodology, Investigation, Writing – review & editing. **Carles Roqué:** Conceptualization, Methodology, Investigation, Writing – review & editing. **Rogelio Linares:** Conceptualization, Methodology, Investigation, Writing – review & editing. **José Salminci**: Conceptualization, Methodology, Investigation, Writing - Review & Editing. **Francisco Gutiérrez:** Conceptualization, Methodology, Investigation, Writing – review & editing.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgment

This work was funded by the Fundación Biodiversidad, Ministerio para la Transición Ecológica (Gobierno de España) (grant Climate Change – 2017, PRCV00604). The work carried out by FG has been supported by project CGL2017-85045-P of the Ministerio de Ciencia e Innovación (Gobierno de España). M.Z. has a Serra Húnter fellowship at the Autonomous University of Barcelona. We thank the support of Marc Garriga, Director of the Parc Natural de l'Alt Pirineu, Eric Peramos and Blai Rosés for their technical assistance during the field work, and the anonymous reviewers and editor for their insightful comments and suggestions, which greatly improved the manuscript.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146070.

References

Ahonen, L., Tuovinen, O.H., 1991. Temperature effects on bacterial leaching of sulfide minerals in shake flask experiments. Appl. Environ. Microbiol. 57, 138–145.

Akcil, A., Koldas, S., 2006. Acid mine drainage (AMD): causes, treatment and case studies. J. Clean. Prod. 14, 1139–1145.

Bacardit, M., Camarero, Ll., 2009. Fluxes of Al, Fe, Ti, Mn, Pb, Cd, Zn, Ni, Cu, and As in monthly bulk deposition over the Pyrenees (SW Europe): The influence of meteorology on the atmospheric component of trace element cycles and its implications for high mountain lakes. J. Geophys. Res.-Atmos. 114, G00D02.

BAIC, 2019. Butlletí annual d'Indicadors Climàtics 1950-2018. Meteorological Service of Catalunya 85 pp. URL:. https://static-m.meteo.cat/wordpressweb/wp-content/uploads/2018/05/29153739/BAIC2017_Resum_executiu.pdf (late access November 2019).

Baker, B.J., Bandfield, J.F., 2003. Microbial communities in acid mine drainage. FEMS Microbiol. Ecol. 44, 139–152.

Barnolas, A., Pujalte, V., 2004. La Cordillera Pirenaica. In: Vera, J.A. (Ed.), Definición, límites y división. Geología de España. Sociedad Geológica de España – IGME, Madrid, pp. 233–241.

Barrera-Escoda, A., Gonçalves, M., Guerreiro, D., Cunillera, J., Baldasano, J.M., 2014. Projections of temperature and precipitation extremes in the North Western Mediterranean Basin by dynamical downscaling of climate scenarios at high resolution (1971–2050). Climate Change 122, 567–582.

Bigham, J.M., Nordstrom, D.K., 2000. Iron and aluminum hydroxysulfates from acid sulfate waters. Rev. Mineral. Geochem. 40, 351–403.

Blowes, D.W., Ptacek, C.J., Jambor, J.L., Weisener, C.G., 2004. The geochemistry of acid mine drainage. The geochemistry of acid mine drainage. In: Lollar, B.S., Holland, H.D., Turkerian, K.K. (Eds.), Environmental Geochemistry. Treatise on Geochemistry. vol. 9. Elsevier-Pergamon, Oxford, UK, pp. 149–204.

Bradley, M.W., Worland, S.C., 2015. Bibliography for acid-rock drainage and selected acid-mine drainage issues related to acid-rock drainage from transportation Activities. Open-File Report 2015- 1016. U.S. Department of the Interior & U.S. Geological Survey, Reston, Virginia https://doi.org/10.3133/ofr20151016 (24 pp.).

Brocard, E., Philipona, R., Jeannet, P., Begert, M., Romanens, G., Levrat, G., Scherrer, S.C., 2013. Upper air temperature trends above Switzerland 1959–2011. J. Geophys. Res. Atmos. 118, 4303–4317.

Camarero, L., Botev, I., Muri, G., Psenner, R., Rose, N., Stuchlik, E., 2009a. Trace elements in alpine and arctic lake sediments as a record of diffuse atmospheric contamination across Europe. Freshw. Biol. 54 (2518-253).

Camarero, L., Garcia-Pausas, J., Huguet, C., 2009b. A method for upscaling soil parameters for use in a dynamic modelling assessment of water quality in the Pyrenees. Sci. Total Environ. 407, 1701–1714.

Camarero, L., Bacardit, M., de Diego, A., Arana, G., 2017. Decadal trends in atmospheric deposition in a high elevation station: effects of climate and pollution on the long-range flux of metals and trace elements over SW Europe. Atmos. Environ. 167, 542–552.

Capellà, I., Carreras, J., 1996. La zonación estructural del hercínico del Pirineo central en el anticlinorio de la Pallaresa. Estud. Geol. 52, 51–56.

Catalan, J., Ballesteros, E., Gacia, E., Palau, A., Camarero, L., 1993. Chemical composition of disturbed and undisturbed high-mountain lakes in the Pyrenees: a reference for acidified sites. Water Res. 27, 133–141.

Choukroune, P., ECORS Team, 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. Tectonics 8, 23–39.

Choukroune, P., Séguret, M., 1973. Tectonics of the Pyrenees, role of the gravity and compression. In: de Jong, K.H., Scholten, R. (Eds.), Gravity and Tectonics. Wiley, Nueva York, pp. 141–256.

Cochelin, B., Lemirre, B., Denèle, Y., de Saint Blanquat, M., Lahfid, A., Duchêne, S.M., 2018. Structural inheritance in the Central Pyrenees: the Variscan to alpine tectonometamorphic evolution of the axial zone. J. Geol. Soc. Lond. 175, 336–351.

Corella, J.P., Valero-Garcés, B.L., Wang, F., Martínez-Cortizas, A., Cuevas, C.A., Saiz-Lopez, A., 2017. 700 years reconstruction of mercury and lead atmospheric deposition in the Pyrenees (NE Spain). Atmos. Environ. 155, 97–107.

Corella, J.P., Saiz-Lopez, A., Sierra, M.J., Mata, M.P., Millán, R., Morellón, M., Cuevas, C.A., Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., 2018. Trace metal enrichment during the industrial period recorded across an altitudinal transect in the southern Central Pyrenees. Sci. Total Environ. 645, 761–772.

Crouch, C.M., McKnight, D.M., Todd, A.S., 2013. Quantifying sources of increasing zinc from acid rock drainage in an alpine catchment under a changing hydrologic regime. Hydrol. Process. 27, 721–733.

Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996. Landslide types and processes. In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds.), Landslides: investigation and mitigation: Transportation Research Board, U.S. National Academy of Sciences, Special Report. 247, pp. 36–75.

Cruz-Hernández, P., Carrero, S., Sarmiento, A.M., Pérez-López, R., Cánovas, R.C., Nieto, J.M., 2012. ¿Por qué mis ríos son rojos? Hidroquímica de un ecosistema único. Comunicaciones del XVII Simposio sobre Enseñanza de la Geología, Huelva, pp. 344–348.

Du, X., Wang, Y., Su, S., Li, J., 2009. Influences of pH value on the microstructure and phase transformation of aluminum hydroxide. Powder Technol. 192, 40–46.

French, H.M., 2011. Periglacial. In: Singh, V.P., Singh, P. (Eds.), Haritashya (Encyclopedia of snow, ice and glaciers). Springer Dordrecht, the Netherlands, pp. 827–841.

French, H.M., 2018. The Periglacial Environment. 4th ed. John Wiley & Sons, Chichester, UK 544 pp.

Furniss, G., Hinman, N.W., Doyle, G.A., Runnells, D.D., 1999. Radiocarbon-dated ferricrete provides a record of natural acid rock drainage and paleoclimatic changes. Environ. Geol. 37, 102–106.

Galván, L., Olías, M., Cerón, J.C., Fernández de Villarán, R., 2021. Inputs and fate of contaminants in a reservoir with circumneutral water affected by acid mine drainage. Sci. Total Environ. 762, 143614.

García-Sansegundo, J., 1996. Hercynian structure of the axial zones of the Pyrenees: the Aran Valley cross-section (Spain-France). J. Struct. Geol. 18, 1315–1325.

Gault, K.B.F., Gammon, P., Fortin, D., 2015. A geochemical characterization of cold-water natural acid rock drainage at the Zn–Pb XY deposit, Yukon, Canada. Appl. Geochem. 62, 35–47.

GBC (Government of British Columbia Ministry of Environment & Climate Change Strategy British Columbia), 2018. British Columbia Approved Water Quality Guidelines for Aquatic Life. Summary Report, Victoria, Canada, Wildlife & Agriculture (36pp).

Giddings, L.A., Chlipala, G., Kunstman, K., Green, S., Morillo, K., Bhave, K., 2020. Characterization of an acid rock drainage microbiome and transcriptome at the Ely Copper Mine Superfund site. PLoS One 15 (8), e0237599.

Godt, J., Scheidig, F., Grosse-Siestrup, C., Esche, V., Brandenburg, P., Reich, A., Groneberg, D.A., 2006. The toxicity of cadmium and resulting hazards for human health. J. Occup. Med. Toxicol. 1, 22.

Gonçalves, M., Barrera-Escoda, A., Guerreiro, D., Baldasano, J.M., Cunillera, J., 2014. Seasonal to yearly assessment of temperature and precipitation trends in the North-Western Mediterranean Basin by dynamical dowscaling of climate scenarios at high resolution (1971–2050). Climate Change 122, 243–256.

Guerrero, J., Gutiérrez, F., Carbonel, D., Bonachea, J., García-Ruiz, J.M., Galve, J.P., Lucha, P., 2013. 1:5000 landslide map of the upper Gállego Valley (central Spanish Pyrenees). Journal of Maps 8, 484–491.

Gutiérrez, F., Acosta, E., Rios, S., Guerrero, J., Lucha, P., 2005. Geomorphology and geochronology of sackung features (uphillfacing scarps) in the central Spanish Pyrenees. Geomorphology 69, 298–314.

Gutiérrez, F., Ortuño, M., Lucha, P., Guerrero, J., Acosta, E., Coratza, P., Piacentini, D., Soldati, M., 2008. Late quaternary episodic displacement on a sackung scarp in the central Spanish Pyrenees. Secondary paleoseismic evidence? Geodin. Acta 21, 187–202.

Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., Rosell, J., Galve, J.P., Carbonel, D., 2012. Investigating gravitational grabens related to lateral spreading and evaporite dissolution subsidence by means of detailed mapping, trenching, and electrical resistivity tomography (Spanish Pyrenees). Lithosphere 4, 331–353.

EEA (European Environment Agency), 2009. Regional Climate Change and Adaptation: the Alps Facing the Challenge of Changing Water Resources. Report 8, 143 pp. URL https://www.eea.europa.eu/publications/alps-climate-change-and-adaptation-2009 (late access November 2019).

Huss, M., Hock, R., 2018. Global-scale hydrological response to future glacier mass loss. Nat. Clim. Chang. 8, 135–140.

ICGC (Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya), 2007. Mapa geològic comarcal de Catalunya 1:50.000, Pallars Sobirà.

IGC (Institut Geològic de Catalunya), 2012. Les pàtines blanques de la capçalera de la Noguera de Vallferrera. Composicions, processos i efectes associats. GAO-003/12 (89 p. Unpublished report). http://parcsnaturals.gencat.cat/web/.content/home/alt_pirineu/coneix-nos/centre_de_documentacio/fons_documental/biblioteca_digital/hidrologia/les_patines_blanques_a_la_cap_alera_de_la_noguera_de_vallferrera/3les_patines_blanques_de_la_cap_alera_de_la_noguera_de_vallferrera.pdf (Late access 01/26/2021).

Ilyashuk, B.P., Ilyashuk, E.A., Psenner, R., Tessadri, R., Koinig, K.A., 2014. Rock glaciers outflows may adversely affect lakes: lessons from the past and present of two neighboring water bodies in a crystalline rock watershed. Environ. Sci. Technol. 48, 6192–6200.

Ilyashuk, B.P., Ilyashuk, E.A., Psenner, R., Tessadri, R., Koinig, K.A., 2018. Rock glaciers in crystalline catchments: hidden permafrost-related threats to alpine headwater lakes. Glob. Chang. Biol. 24, 1548–1562.

Jarman, D., Calvet, M., Corominas, J., Delmas, M., Gunnell, Y., 2014. Large-scale rock slope failures in the eastern Pyrenees: identifying a sparse but significant population in paraglacial and parafluvial contexts. Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography 96, 357–391.

Jarvis, I., Jarvis, K.E., 1992. Inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry in exploration geochemistry. J. Geochem. Explor. 44, 139–200.

Jean-Christophe Auguet, J.C., Casamayor, E.O., 2013. Partitioning of Thaumarchaeota populations along environmental gradients in high mountain lakes. FEMS Microbiol. Ecol. 84, 154–164.

Jennings, S.R., Neuman, D.R., Blicker, P.S., 2008. Acid Mine Drainage and Effects on Fish Health and Ecology: a Review. Reclamation Research Group Publication, Bozeman, MT (26 pp).

Jódar, J., Cabrera, J.A., Martos-Rosillo, S., Ruiz-Constán, A., González-Ramón, A., Lambán, L.J., Herrera, C., Custodio, E., 2017. Groundwater discharge in high-mountain watersheds: a valuable resource for downstream semi-arid zones. The case of the Bérchules River in Sierra Nevada (southern Spain). Sci. Total Environ. 593–594, 760–772.

Jones, D.B., Harrison, E., Anderson, K., Whalleyc, W.B., 2019. Rock glaciers and mountain hydrology: a review. Earth Sci. Rev. 193, 66–90.

Kwong, Y.T.J., Whitley, G., Roach, P., 2009. Natural acid rock drainage associated with black shale in the Yukon territory. Canada. Appl. Geochem. 24, 221–231.

Lacelle, D., Doucet, A., Clark, I.D., Lauriol, B., 2007. Acid drainage generation and seasonal recycling in disturbed permafrost near Eagle Plains, northern Yukon Territory, Canada. Chem. Geol. 243, 157–177.

Lampre, F., 2001. Clima de alta montaña y sistemas morfoclimáticos fríos en el macizo de la Maladeta (Pirineo aragonés). Treballs de la Societat Catalana de Geografia 52, 195–231.

Laumonier, B., Abad, A., Alonso, J.L., Baudelot, S., Bresiére, G., Besson, M., Bouquet, C., Bourrouilh, R., Brula, P., Carreras, J., Centéne, A., Courjault-Rade, P., Courtessole, D., Fauconnier, D., García-Sansegundo, J., Guitard, G., Moreno-Eiris, E., Perejón, A., Vizcaïno, D., 1996. Cambro-Ordovicien. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. 1. Édition Bureau de Recherches Géologiques et Minières (France)-Instituto Tecnológico y Geominero de España (BRGM-ITGE), pp. 157–209.

Longerich, H.P., Jenner, G.A., Fryer, B.J., Jackson, S.E., 1990. Inductively coupled plasma-mass spectrometric analysis of geological samples: a critical evaluation based on case studies. Chem. Geol. 83, 105–118.

Manning, A.H., Verplanck, P.L., Caine, J.S., Todd, A.S., 2013. Links between climate change, water-table depth, and water chemistry in a mineralized mountain watershed. Appl. Geochem. 37, 64–78.

McCalpin, J., Corominas, J., 2019. Postglacial deformation history of sackungen on the northern slope of Pic d'Encampadana, Andorra. Geomorphology 337, 134–150.

McCalpin, J.P., Irvine, J.R., 1995. Sackungen at the Aspen Highlands ski area, Pitkin County, Colorado. Environ. Eng. Geosci. 1 (3), 277–290.

McKee, T.B., Doesken, N.J., Kleist, K., 1993. The relationship of drought frequency and duration of time scales. Eighth Conference on Applied Climatology. American Meteorological Society, Jan17–23, 1993, Anaheim, CA, pp. 179–186.

Mertz, W., 1981. The essential trace elements. Science 213 (4514), 1332–1338.

Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Chapman and Hall, London, pp. 235–246.

Nielsen, F.H., 1990. New essential trace elements for the live sciences. Biol. Trace Elem. Res. 26-27, 599–611.

Nordstrom, D.K., 2009. Acid rock drainage and climate change. J. Geochem. Explor. 100, 97–104.

Nordstrom, D.K., 2011a. Hydrogeochemical processes governing the origin, transport and fate of major and trace elements from mine wastes and mineralized rock to surface waters. Appl. Geochem. 26, 1777–1791.

Nordstrom, D.K., 2011b. Mine waters: acidic to Circumneutral. Elements 7, 393–398.

Nordstrom, D.K., Alpers, C.N., 1999. Geochemistry of acid mine waters. In: Plumlee, G.S., Logsdon, M.J. (Eds.), The Environmental Geochemistry of Mineral Deposits. Vol. 6A (G.S). Soc. Econ. Geol., Littleton, Colorado, pp. 133–160 Economic Geology.

Nordstrom, D.K., Southam, G., 1997. Geomicrobiology of sulfide mineral oxidation. In: Banfield, J.F., Nealson, K.H. (Eds.), Geomicrobiology: Interactions Between Microbes and Minerals. Mineralogical Society of America, Washington D.C., pp. 361–390.

Oliva, M., Serrano, E., Gómez-Ortiz, A., González-Amuchastegui, M.J., Nieuwendam, A., Palacios, D., Pellitero-Ondicol, R., Pérez-Alberti, A., Ruiz-Fernández, J., Valcárcel, M., Vieira, G., 2016. The periglaciation of the Iberian Peninsula. Quat. Sci. Rev. 137, 176–199.

Olmedo, P., Pla, A., Hernández, A.F., Barbier, F., Ayouni, L., Gil, F., 2013. Determination of toxic elements (mercury, cadmium, lead, tin and arsenic) in fish and shellfish samples. Risk assessment for the consumers. Environ. Int. 59, 63–72.

OPCC-CTP, 2018. (The Pyrenees Climate Change Observatory), 2019. El cambio climático en los Pirineos: impactos, vulnerabilidades y adaptación. Bases de conocimiento para la futura estrategia de adaptación al cambio climático en los Pirineos, Madrid, Spain 150 pp. https://www.opcc-ctp.org/sites/default/files/documentacion/opcc-informe-es-print.pdf (late access April 2020).

Pánek, T., Klimes, J., 2016. Temporal behavior of deep-seated gravitational slope deformations: a review. Earth Sci. Rev. 156, 14–38.

Pepin, N., Bradley, R.S., Diaz, H.F., Baraer, M., Caceres, E.B., Forsythe, N., Fowler, H., Greenwood, G., Hashmi, M.Z., Liu, X.D., Miller, J.R., Ning, L., Ohmura, A., Palazzi, E., Rangwala, I., Schöner, W., Severskiy, I., Shahgedanova, M., Wang, M.B., Williamson, S.N., Yang, D.Q., 2015. Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. Nat. Clim. Chang. 5, 424–430.

Pérez-Zanón, N., Sigró, J., Ashcroft, L., 2017. Temperature and precipitation regional climate series over the Central Pyrenees during 1910-2013. Int. J. Climatol. 37, 1922–1937.

Pla, S., 2001. Chrysophycean cysts from the Pyrenees. Bibl. Phycol. 109, 1–179.

Plaza, F., Wen, Y., Perone, H., Xu, Y., Liang, X., 2017. Acid rock drainage passive remediation: potential use of alkaline clay, optimal mixing ratio and long-term impacts. Sci. Total Environ. 15, 572–585.

Plumlee, G.S., Smith, K.S., Montour, M.R., Ficklin, W.H., Mosier, E.L., 1999. Geologic controls on the composition of natural waters and mine waters. In: Filipek, L.H., Plumlee, G.S. (Eds.), The Environmental Geochemistry of Mineral Deposits. Part B: Case Studies and Research Topics. v. 6B. Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, pp. 373–432 Chapter 1.

Qian, G., Li, Y., 2019. Acid and metalliferous drainage–a global environmental issue. Journal of Minning & Mechanical Engeneering 1, 1–4.

Radić, V., Bliss, A., Beedlow, A.C., Hock, R., Miles, E., Cogley, J.G., 2014. Regional and global projections of twenty-first century glacier mass changes in response to climate scenarios from global climate models. Clim. Dyn. 42, 37–58.

Rezaie, B., Anderson, A., 2020. Sustainable resolutions for environmental threat of the acid mine drainage. Sci. Total Environ. 717, 137211.

Rosell, J., Linares, R., 2001. Grandes deslizamientos en el frente de la lámina cabalgante del Montsec (Sierra del Montsec, Prepirineo Central). Rev. Soc. Geol. Esp. 14, 255–268.

Salerno, F., Rogora, M., Balestrini, R., Lami, A., Tartari, G.A., Thakuri, S., Tartari, G., 2016. Glacier melting increases the solute concentrations of Hilalayan glacial lakes. Envirn. Sci. Technol. 50, 9150–9160.

Sánchez-España, J., 2007. The behavior of Iron and aluminum in acid mine drainage: speciation, mineralogy, and environmental significance. In: Letcher, T.M. (Ed.), Thermodynamics, Solubility and Environmental Issues. Elsevier Science, Amsterdam, The Netherlands, pp. 137–150.

Sánchez-España, J., Yusta, I., Diez, M., 2011. Schwertmannite and hydrobasaluminite: a re-evaluation of their solubility and control on the iron and aluminum concentration in acidic pit lakes. Appl. Geochem. 26, 1752–1774.

Sánchez-España, J., Yusta, I., Burgos, W.D., 2016. Geochemistry of dissolved aluminum at low pH: Hydrobasaluminite formation and interaction with trace metals, silica and microbial cellsunder anoxic conditions. Chem. Geol. 441, 124–137.

Santolaria, Z., Arruebo, T., Pardo, A., Rodríguez-Casals, C., Matesanz, J.M., Lanaja, F.J., Urieta, J.S., 2017. Natural and anthropic effects on hydrochemistry and major and trace elements in the water mass of a Spanish Pyrenean glacial lake set. Environ. Monit. Assess. 189 (7), 324.

Sarmiento, A.M., DelValls, A., Nieto, J.M., Salamanca, M.J., Caraballo, M.A., 2011. Toxicity and potential risk assessment of a river polluted by acid mine drainage in the Iberian Pyrite Belt (SW Spain). Sci. Total Environ. 409, 4763–4771.

Schoonen, M., Elsetinow, A., Borda, M., Strongin, D., 2000. Effect of temperature and illumination on pyrite oxidation between pH 2 and 6. Geochem. Trans. 1, 1–23.

Serrano, E., Morales, C., González Turba, J.J., Martín, R., 2009. Cartografía del permafrost de montaña en los Pirineos españoles. Finisterra XLIV 87, 45–54.

Soldati, M., 2004. Deep-seated gravitational slope deformation. In: Goudie, A.S. (Ed.), Encyclopedia of Geomorphology. vol. I. Routledge, New York, pp. 226–228.

Soldati, M., 2013. Deep-seated gravitational slope deformation. In: Bobrowsky, P.T. (Ed.), Encyclopedia of Natural Hazards. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht, pp. 151–155.
Takeno, N., 2005. Atlas of Eh-pH Diagrams. INTERCOMPARISION Of Thermodinamic Databases. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, Geological Survey of Japan Open File Report No. 419, Japan 285 pp.
Talukdar, B., Kalita, H.K., Baishya, R.A., Basumatary, S., Sarma, D., 2016. Evaluation of genetic toxicity caused by acid mine drainage of coal mines on fish fauna of Simsang River, Garohills, Meghalaya, India. Ecotoxicol. Environ. Saf. 131, 65–71.
Teixell, A., Muñoz, J.A., 2000. Evolución tectono-sedimentaria del Pirineo meridional durante el Terciario: Una síntesis basada en la transversal del Río Noguera-Ribagorçana. Rev. Soc. Geol. Esp. 13, 251–264.
Thies, H., Nickus, U., Mair, V., Tessadri, R., Tait, D., Thaler, B., Psenner, R., 2007. Unexpected response of high alpine lake waters to climate warming. Environ. Sci. Technol. 41, 7424–7429.
Todd, A.S., Manning, A.H., Verplanck, P.L., Crouch, C., McKnight, D.M., Dunham, R., 2012. Climate-change-driven deterioration of water quality in a mineralized watershed. Environ. Sci. Technol. 46, 9324–9332.
Tuffnell, S., 2017. Acid Drainage: the Global Environmental Crisis You've Never Heard Of. https://theconversation.com/acid-drainage-the-global-environmental-crisis-youve-never-heard-of-83515.
Turú, V., Planas, X., 2005. Inestabilidad de vertientes en los valles del Valira. Datos y dataciones para el establecimiento de una cronología, posibles causas. Andorra y Alt Urgell (Pirineos orientales). VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables, Valencia (Abstracts).
Williams, M.W., Knauf, M., Caine, M., Liu, F., Verplanck, P.L., 2006. Geochemistry and source water of rock glacier outflow. Colorado Front Range. Permafr. Periglac. Process. 17, 13–33.
Zaharescu, D., Hooda, P., Burghelea, C., Polyakov, V., Palanca-Soler, A., 2016. Climate change enhances the mobilization of naturally occurring metals in high altitude environments. Sci. Total Environ. 560–561, 73–81.
Zaharescu, D.G., Hooda, P.S., Fernandez, J., Palanca-Solera, A., Ionela-Burgheleaa, C., 2009. On the arsenic source mobilisation and its natural enrichment in the sediments of a high mountain cirque in the Pyrenees. J. Environ. Monit. 11, 1973–1981.
Zandvliet, J., 1960. The geology of the upper Salat and Pallaresa Valleys, Central Pyrenees, France - Spain. Leidse. Geol. Meded. 33, 191–254.