

Opera lilloana N° 45

LOS FENÓMENOS PERIGLACIALES. IDENTIFICACIÓN, DETERMINACIÓN Y APLICACIÓN

Dr. Darío T. A. Trombotto

IANIGLA – CRICYT – CONICET

Dra. Ana Lía Ahumada

Instituto de Geología de Cuaternario y Paleoclimas
Fundación Miguel Lillo – CONICET

Opera lilloana N° 45

Fundación Miguel Lillo

Tucumán – República Argentina – 2005

Opera lilloana, número 45

Publicación registrada en *Aquatic Science & Fisheries Abstracts*,
Biological Abstracts, *Bulletin Signaletique*, *Cambridge Scientific Abstracts*,
Ecological Abstracts, *Periodica*, *Review of Applied Entomology*,
Referativny Zhurnal, *Zoological Record*

ISBN 950-668-010-8

Propietario:

Fundación Miguel Lillo, Tucumán, República Argentina, 2005

Prohibida su reproducción total o parcial

Impreso en la Argentina

Printed in Argentina

NOTA DE LOS AUTORES

El presente trabajo se originó en ocasión del dictado del Curso de Postgrado “LOS FENÓMENOS PERIGLACIALES. Identificación, Determinación y Aplicación” en la Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo de la Universidad Nacional de Tucumán y con el auspicio de la Fundación Miguel Lillo en el año 2000. Es por ello que aquí presentamos los avances realizados en Geocriología hasta ese año.

Los autores queremos expresar nuestro agradecimiento a las autoridades de la Fundación Miguel Lillo y al Director del Área de Geología, Dr. Carlos Roberto González, quienes patrocinaron y apoyaron la impresión del manuscrito original.

Agradecemos también, la inestimable colaboración en el diseño y digitalización de imágenes y figuras a las Geól. Gloria Ibáñez Palacios y Silvia Verónica Páez. A los colegas que leyeron y aportaron sugerencias durante la elaboración del texto y en su lectura final, agradecemos la disposición de su tiempo y paciencia.

Nuestro objetivo es llegar a un gran número de profesionales, que conviven con los procesos aquí tratados y desconocen los fenómenos que los originan, así como el tratamiento adecuado de sus depósitos, los cuales son altamente sensibles a las modificaciones climáticas y antrópicas. Y que de esta manera puedan generar proyectos de desarrollo sustentable con preservación del medio, en el marco de un mayor conocimiento de los fenómenos de la Criósfera hoy tan afectada.

Índice

CAPÍTULO I

Introducción a la Geocriología

1.	Introducción a la Geocriología	9
	Conceptos Básicos	9
	Definiciones	9
2.	Clasificación de Climas Periglaciales	10
3.	Criósfera	12
4.	Tipos de hielo.	12
5.	Permafrost. Clasificación de Permafrost	17
6.	Capa Activa	24
7.	Evolución y características del Permafrost	25

CAPÍTULO II

Los Procesos Criogénicos I

8.	Los procesos criogénicos I	30
8.1.	La Acción del Congelamiento	30
8.2.	Crioclastismo. Influencia de la criogénesis sobre la Roca.	33
8.3.	La Acción del Congelamiento sobre el suelo.	35
8.4.	La Selección Criogénica. Teoría de multicongelamiento. Teoría Convectiva. Modelo de Convección Libre y otros. Teoría de la capilaridad. Teoría de levantamiento secundario	39
8.5.	Crioturbación. Teoría del Gradiente de susceptibilidad térmica del suelo	41

CAPÍTULO III

Los Procesos Criogénicos II

9.	Los procesos criogénicos II	43
9.1.	Solifluxión.	43
9.2.	El craquelamiento criogénico.	44
9.3.	Levantamiento por congelamiento: la formación de domos de congelamiento.	45
9.4.	Procesos Fluviales del Ambiente Periglacial.	46
9.5.	Participación del viento en el Ambiente Criogénico.	46
10.	Loess.	47
11.	El congelamiento estacional.	48

12.	Formas y Estructuras criogénicas.	48
12.1.	Suelos estructurados, tipos: redes, bandas. Polígonos y círculos de piedra.	48
12.1.1.	Redes (<i>nets</i> , en alemán y singular: <i>Steinnetz</i>)	51
12.1.2.	Bandas (<i>stripes</i> , <i>Steinstreifen</i>)	51
12.1.3.	Polígonos (<i>polygon</i> , en alemán y singular: <i>Steinpolygon</i>)	52
12.1.4.	Círculos (<i>circles</i> , <i>Steinringe</i>)	54
12.1.5.	Plugs (del inglés <i>plugs</i> , <i>plug circles</i>)	55
12.1.6.	Estructuras de extrusión (<i>frost boil</i> , <i>Frostbeule</i> , <i>ostiof</i>)	55
12.2.	Domos y montículos de congelamiento	56
12.3.	Turberas.	59
12.4.	Formas solifluidales, clasificación	61

CAPÍTULO IV

Los Procesos Criogénicos II (Continuación)

12.5.	Nivación, nichos de nivación	64
12.6.	Crioplanación, Crioplanicie y Felsenmeer	65
12.7.	Pendientes Criogénicas y modelado de Pendientes. Tipos de Pendientes.	66
12.8.	Valles Asimétricos.	70
12.9.	Glaciares de escombros.	70
12.9.1.	Procesos y factores criogénicos en los glaciares de escombros	74
12.9.2.	Tipología de los glaciares de escombros estudiados	76
12.9.3.	Estructura y composición.	80
12.9.4.	Sedimentos.	80
12.9.5.	Permafrost.	84
12.9.6.	Importancia de los glaciares de escombros: hidrología y clima.	85

CAPÍTULO V

Aplicaciones: Geológicas, Climáticas y Geotécnicas

13.	Evolución y Características del Permafrost	89
14.	Geotecnología: Tratamiento ambiental de regiones susceptibles al congelamiento	91
14.1.	Construcción de caminos en Chubut (Angellini, 1990)	93
15.	Minería en regiones con permafrost	94
15.1.	Antecedentes mineros en regiones de permafrost	94
15.2.	La capa activa como una guía de prospección minera en ambientes de permafrost de montaña.	95
16.	El ambiente criogénico pasado y el paleopermafrost	98
16.1.	El background periglacial y paleoclimático.	99
16.2.	Algunas huellas de los criómeros pasados: Glaciares de escombros fósiles	101
16.3.	Crioplanicies y nichos de nivación relícticos	104
16.4.	Pendientes sedimentarias criogénicas, valles asimétricos y dells	105
16.5.	Formas de solifluxión, ríos de piedra, felsenmeer y head	106
16.6.	Grèzes litéas	107
16.7.	Suelos estructurados y crioturbaciones relícticas	108
16.8.	Cuñas de hielo fósiles y crioturbación poligonal	108
16.9.	Otras formas: Domos relícticos y lagos orientados	111
17.	El cambio climático frío en la historia geológica	113

Referencias	118
-------------------	-----

I – Introducción a la Geocriología

1) Introducción a la Geocriología. Conceptos Básicos. Definiciones. 2) Clasificación de Climas Periglaciales. 3) Criósfera. 4) Tipos de hielo. 5) Permafrost. Tipos de Permafrost. 6) Capa Activa. 7) Evolución y Características del Permafrost.

1. Introducción a la Geocriología. Conceptos Básicos y Definiciones

La Geomorfología de los ambientes fríos está determinada principalmente por la acción del ciclo de congelamiento y descongelamiento que altera el suelo o las rocas y por el congelamiento del agua que estos materiales contienen. Este fenómeno afecta ciertas regiones de la corteza terrestre y origina diferentes geoformas. Algunas de ellas son pequeñas, microformas, pero otras son grandes y se explican como mesoformas. La ciencia que estudia el proceso de congelamiento y descongelamiento, como así también todos aquellos mecanismos de los ecosistemas de ambientes fríos y sus geoformas es la *Geocriología*. Esta palabra proviene de la fusión de tres raíces griegas, "geo", *de geo* que significa tierra, "crío", *kryos*: frío y "logía", *log*: tratado. Es la ciencia que estudia el ambiente y la ecología de las zonas frías, los procesos naturales, geológicos y físico-químicos que se relacionan con el congelamiento y el descongelamiento, con el suelo permanentemente congelado o permafrost y la relación de todos estos fenómenos con la vida del hombre (Trombotto, 1998).

En el Congreso Geológico Internacional XI de Estocolmo (1910) Walery von Lozinski (in fide Washburn, 1979), utilizó la palabra *periglacial* para describir el clima y los procesos geomórficos de las áreas periféricas a los hielos pleistocénicos. Sin embargo este término fue lentamente reemplazado o usado como sinónimo del que deriva de la Academia Nauk (1960) de Rusia: *Geocriologija*, porque bajo esta expresión el alcance de la ciencia tiene un espectro mucho más amplio, ya que no solo involucra las zonas cercanas al hielo descubierto, sino aquellas lejanas, sin relación directa con los glaciares pero sí con bajas temperaturas, con suelo permanentemente congelado e incluso con aquellas zonas con congelamiento de períodos cortos, estacionales o diarios. En muchos casos el hielo puede quedar entrampado y preservado bajo condiciones naturales por largo tiempo constituyendo así el elemento decisivo del ambiente criogé-

nico. Este ambiente posee principios físico-químicos propios y una relación con el clima muy particular que aún distan de estar totalmente conocidos. El conocimiento profundo de los fenómenos criogénicos nos hace entender tanto el paisaje de ciertas regiones de nuestro planeta, aún no habitables (Antártida, regiones boreales), como también aquellas que son motivo de futuras conquistas (regiones extraterrestres).

2. Clasificación de Climas Periglaciales

A las regiones periglaciales donde prevalecen fenómenos de congelamiento corresponden los climas con tipos polares, subpolares y boreales y subboreales en el hemisferio norte (ver Troll & Paffen, 1969). La Antártida pertenece también al clima polar. Por otro lado encontramos los climas de montaña que están definidos por los cambios de altura. Este sería el caso para los ecosistemas con formas y procesos criogénicos de la Cordillera de los Andes. Burgos & Vidal (1951) hablan de un clima tipo *tundra* para el nivel con procesos criogénicos que nos interesa en Sudamérica, a pesar de la discusión que aún plantea este vocablo.

Todos los tipos de clima nombrados se encuentran fuertemente influenciados por el índice de continentalidad y también delimitados por el índice de congelamiento, es decir por los grados/días con temperatura bajo 0°C del lugar, como también por los días libres de congelamiento o por la cobertura de nieve que los lugares puedan presentar. Karte (1979) resume en una detallada clasificación los tipos de clima de zonas criogénicas de acuerdo a los atributos mencionados. La TMA (temperatura media anual) y las temperaturas de los meses más fríos y más cálidos son factores determinantes para una clasificación. En los climas de montaña todas estas características deben ser también tenidas en cuenta.

La clasificación de French (1988) considera los siguientes climas periglaciales:

- Ártico y antártico de latitudes polares, con muy bajas temperaturas invernales, escasas precipitaciones, baja evaporación y con procesos de congelamiento diarios e invernales muy fuertes; con 2-3 meses de temperaturas por arriba del congelamiento.
- Continental, de latitudes subárticas con temperaturas de verano altas y procesos criogénicos diarios e invernales fuertes; 5-6 meses con temperaturas arriba del congelamiento.
- Clima alpino o andino, con características túndricas de montaña.
- Clima con rangos de bajas temperaturas anuales (condiciones azonales): a) subártico o subantártico (Georgias del Sud) y b) clima de montaña en bajas latitudes (Andes Sudamericanos).

Algunos autores definen las áreas periglaciales con la TMA del lugar menor a 3°C (French, 1988), es decir aún comprendiendo regiones sin suelo permanentemente congelado, como así lo definiera en su momento Péwé (1969). Recientemente Humlum & Christian-

sen (1998) contraponen por este motivo, varias definiciones del ambiente periglacial de diferentes autores y aún quieren ir más lejos en lo conceptual.

Troll (1944) definió el ambiente periglacial con la participación del proceso de congelamiento. Mientras Tricart y Cailleux (1967), siguiendo las observaciones criogénicas de autores como Högbom, Leffingwell, Büdel y otros, introdujeron la importancia del ciclo y la oscilación del congelamiento con el descongelamiento para llegar a la criopedología y morfología periglacial, Williams (1961, ver Humlum & Christiansen, 1998) lo hizo con la presencia del proceso de solifluxión y de los suelos estructurados, y es en esta interpretación en donde se pueden atender casos como las islas Faerö en el Atlántico Norte como lo testifican Humlum & Christiansen. Estas islas con una TMA de 6,5°C (1961-1990) en Thórshavn la capital, a la orilla del mar y sin permafrost, presenta suelos estructurados miniaturas, que son los llamados "keppavond" y justifican, según los autores, el periglacial actual hacia los 250-450 m s.n.m y el permafrost a más de 300 m por arriba de los 882 m del Slaettaratindur, la montaña más alta. En la Pequeña Edad de Hielo (LIA), Younger Dryas, o en el Weichseliano pleistocénico, las islas respondieron a los criómeros, o episodios fríos, con fuerte actividad periglacial, por ej., estuvieron activos "blockfields" o campos de piedras, talus, glaciares de escombros, solifluxión y suelos estructurados de pequeña escala, según la magnitud del enfriamiento del episodio considerado.

Problemas similares de ajuste entre geoforma y ambiente periglacial, por caracterizaciones relacionadas con el clima local, plantearon también Trombotto *et al.* (1997) para el caso del ambiente periglacial andino con presencia de permafrost en glaciares de escombros de los Andes Centrales fuera de los límites altitudinales y climáticos estándares utilizados (ver Haeberli, 1983; Barsch, 1996).

El cálculo para determinar el espesor del nivel periglacial con permafrost discontinuo en ambientes de glaciares de escombros es realizado (Barsch, 1996) de la siguiente manera:

$$CB = \frac{([TMA_{ela}] - 1) \times 100}{T_g} m$$

Cabe agregar, como otro caso singular y desde otro punto de vista, que Ballantyne & Harris (1994, ver Humlum & Christiansen, 1998) definieron el ambiente periglacial bajo la interpretación de un nivel ecológico que considera la línea superior del bosque como su límite inferior.

Enfocar la caracterización del ambiente periglacial desde el clima o desde la geoforma conjuntamente podría ser el mejor método.

3. Criósfera

Suele hablarse de *criósfera* para referirse a la parte de la Tierra que incluye las regiones con permafrost, o suelo permanentemente congelado, áreas con hielo al descubierto y regiones sujetas a temperaturas por debajo de 0°C gran parte del año.

Por balances negativos de temperaturas pueden quedar en el suelo zonas crióticas, es decir con temperatura bajo cero pero sin hielo, o zonas congeladas, con presencia de hielo.

Las bajas temperaturas de nuestro planeta están definidas por la latitud o por la altitud.

La región de la corteza terrestre en la cual se forma el hielo (del griego *kryos* = hielo; Dobrowolski, 1923, in fide Reinwarth & Stäblein, 1972), en donde se producen procesos relacionados con él o en donde prevalecen en gran parte del año condiciones crióticas, es decir en donde los suelos o rocas están a temperaturas bajo cero constituyen la criolitósfera.

La criósfera suele comprender también a la criohidrosfera y a la crioatmósfera, solo que algunos autores no incluyen siempre esta última. La tabla de Reinwarth & Stäblein (1972) que sigue, expresa la distribución general de las regiones criosféricas del globo:

	Superficies (en millones de km ²)	% (superficie terrestre)
Glaciares (*)	16	3
Permafrost	21	4
Hielo marino	26	5
Icebergs	64	12

(*) Los glaciares en el hemisferio norte abarcan 2,12 millones de km².

La superficie de 21 M de km² que nos interesa es aproximada y los autores no se ponen de acuerdo al respecto. Las cifras suelen llegar generalmente hasta 25 M de km². Koster (1994) los equiparó a una superficie terrestre entre 20 y 25 x 10⁶ km².

Los nuevos datos del "Mapa Circum-Ártico de Permafrost y de condiciones de hielo en suelo" (1997) dan una superficie solo para el hemisferio norte de 23,37 M de km² (ver Frozen Ground, 1998).

4. Tipos de hielo

Los tipos de hielo tienen que ver principalmente con los materiales y las geoformas que los contienen y con la génesis particular del mismo.

El hielo puede definirse como el estado sólido del agua pura o como una sustancia mineral que pertenece al sistema hexagonal. Vapor condensado, a temperaturas entre -120 y -140°C, produce hielo cúbico y amorfo. Puede ser considerado como un oxidrato con red de tri-

dimita. Cada átomo de O (+) está combinado con dos H (-), con enlaces tetraédricos, constituyendo un ángulo de 109° . Se llaman hidratos a los iones que se mueven libremente y a las moléculas de agua en solución. El proceso de fijación se llama hidratación (Schenk, 1967). En la formación de cristales de hielo hay una reacción exotérmica durante la formación de moléculas de agua hidratadas.

El crecimiento de los cristales, basado en la primera ley de termodinámica y en la teoría electrostática, se debe a la atracción eléctrica de un ion estable por otro y esto es particularmente efectivo con la molécula de agua, ya que representa un dipolo (Schenk, 1967).

El derretimiento está relacionado con la presión, con los defectos cristalinos y con el tamaño de los cristales: cuanto más grandes, más estables. El calor generado por derretimiento es de 79 ly (cal/g). Sin embargo por congelamiento el agua transformada en hielo aumenta su volumen en 1/11 (0,09).

A 0°C , las propiedades físicas del hielo que deben conocerse son (Williams & Smith, 1989):

1) (K, λ) La conductividad térmica λ del hielo es de $2,24 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Cantidad de calor que fluye por la unidad de área de una sustancia en una unidad de tiempo bajo un gradiente de temperatura.

2) (c) La capacidad calórica es de $2.100 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Es la cantidad de calor que se necesita para cambiar 1 Kg de una determinada sustancia en 1°K .

3) (δ) La densidad es de $0,916 \text{ g/cm}^3$.

4) La difusibilidad es $1,16 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Es igual a λ/C .

5) La presión de cristalización del hielo está calculada en $-5^\circ\text{C} \approx$ de 1,3 bar. En experimentos de laboratorio se ha llegado a obtener presiones de 100 kg Pa ejercidas sobre probetas introducidas en suelo congelado sujeto a un gradiente de temperatura.

(Recordar que: $1 \text{ Pa} = 1 \text{ N/m}^2$; $1 \text{ bar} = 10^5 \text{ Pa}$; 10 N / cm^2 .)

De acuerdo con experimentos recientes, el agua sometida a presión y helada, en donde el hielo adquiere configuraciones cristalinas diferentes (desde II a X, el I es el hielo ordinario hexagonal), puede soportar temperaturas elevadas (El hielo X puede sufrir temperaturas de hasta 70°C). Diagramas de fase son los que muestran los campos de estabilidad relacionando la presión y la temperatura. La temperatura en la cual ocurre el hielo, en grados por debajo de 0°C es denominada *depresión del punto de congelamiento* y es indicada usualmente por θ . El punto de congelamiento baja a $-1,9^\circ\text{C}$ para una salinidad de 35 g l⁻¹.

La presencia de clatrato de metano ($\text{CH}_4 \cdot 6\text{O H}_2\text{O}$), como ocurre en el permafrost oceánico ártico y supuestamente en el permafrost extraterrestre, que se instala en su estructura reticular y es de alta peligrosidad en las perforaciones, permite sobrecalentamientos sin fusión, actuando de corteza.

Para los ambientes periglaciales suele usarse la denominada "Clasificación de Shumskiy" de 1964 (ver Corte, 1997 (Fig. 1) para suelos enterrados o sepultados:

- Hielo intersticial (*Poreneis*, en alemán).
- Hielo de segregación (introducido al castellano por Corte (1967).

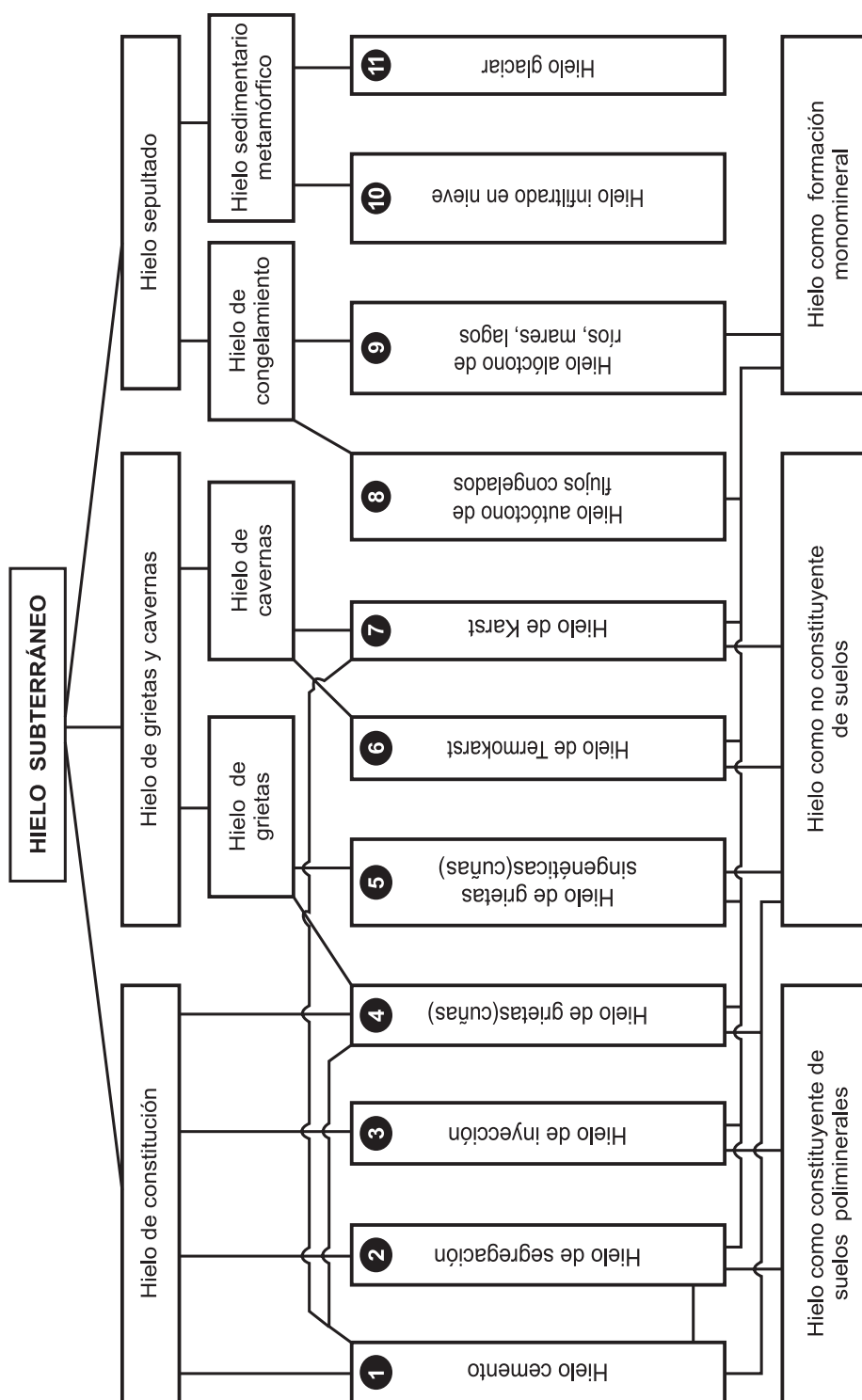


Figura 1. Clasificación de hielo subterráneo. (Modificado de Shumskiy 1964, en Corte 1997.)

- Hielo intrusivo: tipo de hielo de segregación, hielo de pingos o en lentes.
- Hielo en venas y cuñas.
- Hielo de termokarst.
- Hielo de cuevas kársticas.
- Hielos masivos originados de aguas de ríos, mares y lagos.
- Hielo de nieve.
- Hielo glaciario “dinamometamórfico”: es un hielo enterrado y originado especialmente por glaciares.

Una clasificación de permafrost más moderna ha agrupado a los hielos de la siguiente manera:

➤ **Hielo intersticial** (*pore ice, ice cement or interstitial ice*). Se presenta en zonas con permafrost y con congelamiento estacional. Durante el descongelamiento no produce agua en exceso que supere el volumen poroso del suelo descongelado. El diámetro óptimo de los poros es de ca. 50 μ en el suelo, permiten la nucleación del hielo, por su curvatura y mínima energía necesaria para su formación y condensación de vapor (ver Van Vliet-Lanoë, 1998). Hasta más de 9 m de profundidad mayormente aparece este tipo de hielo. En la teoría heterogénea de nucleación (el hielo de Hobbs) el hielo está inducido por las partículas (Anderson *et al.*, 1978).

➤ **Hielo segregacional o Taber** (*segregated or Taber ice*). Forma lentes, vainas o capas de 0,15 a 13 cm de espesor, pero que pueden llegar hasta 10 m de espesor. Es el hielo más importante. Es el denominado también “frost heave ice” en inglés, por estar relacionado con ese fenómeno.

➤ **Hielo de cuña o foliáceo** (*foliated ice or wedge ice*). Constituye aproximadamente un 10% en los primeros 3 m de la planicie costera de Alaska.

➤ **Hielo de pingo** (*pingo ice*). Es menor de 0,1% del permafrost.

➤ **Hielo enterrado** (*buried ice*). Hielo enterrado marino, de río o lago, nieve recrystalizada y hielo glaciario.

Estos hielos se estiman entre 200.000 y 500.000 km³, < de 1% del volumen total de la Tierra y alcanzan mucha profundidad, lo cual incide notablemente en la topografía y en la génesis del paisaje de nuestro planeta.

Deben agregarse a la terminología además los siguientes tipos de hielos:

➤ **Hielo Acicular**. Aunque suele conocerse en la literatura también con los nombres de “*needle ice*” (inglés), “*pipkrake*” (sueco), “*Kam-meis*” (alemán). Forma de hielo que crece perpendicularmente al terreno. Ha sido descripta desde principios del siglo XIX (Hamberg, 1915) o antes por Rigand, 1821 y Bonshtedt, 1921 (ver Gorbunov, A., Ermolin, E. & Seversky, E., 1988). Se observan en todas las regiones de la tierra, incluso en las tropicales con congelamiento diarios. Se dan en todas las estaciones. Lo más común es que se fusionen lateralmente produciendo “druses”. Cristales solos son más raros.

Las temperaturas de suelo óptimas oscilan entre 0° y -5°C, con un gradiente entre 0,3 y 0,5°C/cm. Es importante un sustrato des-

congelado y una migración continua de humedad, noches con congelamiento y días con temperaturas positivas.

La velocidad de crecimiento registrada está entre 2 y 7 mm/h y los tamaños máximos alcanzados llegan hasta 12 cm, con un caso excepcional citado para Ucrania de hasta 0,50 m. En Sudáfrica se han registrado en los Drakensberg de hasta 3 cm, por arriba de los 2.800 m s.n.m., con la estructura que se conoce como tipo asbesto (Hastenrath & Wilkinson, 1973).

Hay diferentes microestructuras dejadas por el hielo acicular. Conocidas en inglés como *lumpy surfaces* son las típicas estructuras grumosas residuales, también están emparentados con ellas los: *nubbins*, *Feinerdknospen*, *Rasenabschalungen* y los *gaps*.

➤ **Hielo Caótico** (Corte, 1967). Hielo de las morenas producido durante el movimiento del glaciar.

➤ **Hielo de Congelación** (Haeberli & Vonder Mühll, 1996). Hielo que se forma a partir del congelamiento de un cuerpo de agua continuo. Forma predominante en glaciares de escombros en tipo intersticial, segregación, inyección o en venas. Los cuerpos o lentes masivos de hielo no son excepcionales.

➤ **Hielo Estratificado** (Viereck, 1965). Hielo puro estacional que se alterna con capas arcillosas-limosas. Cuando es de carácter permanente se lo denomina *hielo gneis*.

➤ **Hielo Fósil** (Corte & Espizúa, 1976). Es el hielo que no fluye ni recibe material del área de acumulación. En la zona andina de Mendoza presentan una cobertura detrítica de 30 a 50 cm de espesor.

➤ **Hielo Masivo** (Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms, 1998). Hielo de diferentes geoformas como pingos, cuñas, hielo enterrado y en lentes que describe un gran volumen del mismo. El contenido en hielo gravimétrico es por lo menos de 250%. Este último se define sobre la base del peso seco, como la relación entre la masa de hielo en la muestra sobre la masa de la muestra seca en %. Se han dado casos de hasta 60 m continuos lo que da una idea de su rol en la formación de la topografía y microrelieve (Williams & Smith, 1989).

➤ **Hielo Metamórfico** (Haeberli & Vonder Mühll, 1996). Hielo que se origina por la deformación (dinamometamorfismo) de una mezcla roca/hielo como en un glaciar de escombros.

➤ **Hielo Sedimentario** (Haeberli & Vonder Mühll, 1996). Hielo que se forma a partir de la transformación de la nieve vía firn en hielo. Constituye largas partes de glaciares y se forma a partir de la firnificación que tiene lugar en las zonas con recristalización (nieve seca), recristalización-infiltración (percolación), infiltración fría (nieve húmeda) e infiltración cálida (firn templado).

➤ **Hoar** (Mackay, 1975). Es el hielo en cristales que crece por el vapor de agua de sublimación que está en movimiento hacia la parte fría de una grieta.

➤ **Icing**. *Aufeis* (en alemán) y *naled* (en ruso). *Flujo congelado* (Corte, 1997). Tipo de hielo superficial o extrusivo formado por agua de fusión nival, desbordes u oscilaciones de corrientes de agua. Pueden presentarse en diferentes capas de acumulación.

Una interesante clasificación de hielos basada en Mackay (1972) fue presentada por Williams & Smith (1989) considerando el origen del agua y el proceso de transferencia.

5. Permafrost. Clasificación del Permafrost

Se ha acordado (“IPA”: International Permafrost Association, 1994), que si, en condiciones naturales, el hielo de las regiones frías consigue permanecer por más de dos años consecutivos en el suelo recibe el nombre de *permafrost* (Muller, 1947) y se denomina *permafrost seco* el caso criótico. En castellano fue utilizado por Corte en 1953.

Conocido perfectamente por los pueblos árticos como por ej.: fino-ugrios, paleoasiáticos, uralo-altaicos o inuits, las primeras informaciones sobre permafrost para la “cultura occidental”, son sin embargo, aquellas que provienen del siglo pasado. Otto von Kotzebue en 1816, en Elephant’s Point en la península Seward, lo registra en Alaska, como ocurre también en las expediciones de Alexander Theodor von Middendorf (1848, 1860) a la Siberia, quien trabajó para la compañía factorial rusa-alaskina e hizo las primeras estimaciones de su espesor. También fue señalada la importancia del permafrost por aquellos que encontraron los primeros cuerpos de *Mammuthus* casi enteros (Baer, 1855). Muchas de estas personalidades fueron miembros de la Academia Rusa de Ciencias y ya en aquel entonces trataron de delimitar las áreas con suelo permanentemente congelado (ver Baranov, 1964 y Encyclopaedia Britannica, 1996). Von Middendorf es, por ejemplo, el que introduce en la literatura el término muy usado de “*Aufeis*” o *icing*.

Posteriormente Wild (1882) y otros buscaron correlacionar el permafrost con los índices climáticos y los regímenes de temperaturas del suelo (in fide Baranov, 1964).

En la mayoría de los casos está consolidado a través del hielo de suelo o “ground ice”, que puede ser desde microscópico hasta masivo, como los ya señalados: hielo en poros (*pore ice*), hielo de segregación (*segregated ice*), hielo de cuñas de hielo (*ice wedge ice*), hielo de pingo (*pingo ice*) y hielo enterrado (*buried ice*) de diferentes orígenes (Brown, 1997).

El régimen térmico de las áreas con permafrost está controlado por 4 problemas de transferencia de calor (Gold & Lachenbruch, 1973) que son necesarios de conocer:

- 1) el flujo calórico que proviene del interior de la Tierra y la profundidad de la base de permafrost;
- 2) la variación estacional de la temperatura de superficie y el tope de permafrost;
- 3) las variaciones por cambios climáticos y
- 4) las variaciones laterales por topografía, estructuras humanas, etc.

Clasificación general del permafrost. El permafrost se expresa en la criolitosfera con variaciones que permiten clasificarlo de diferentes maneras.

Si el permafrost aparece en una región geográfica por todos lados se habla de *permafrost continuo*; si su aparición es fragmentada y la región presenta áreas sin él, se habla de *permafrost discontinuo*. Ambos están determinados por la latitud. Las isotermas entre -6°C y -8°C , demarcan el límite sur del permafrost continuo en el hemisferio norte, en el segundo caso, en el ambiente con permafrost discontinuo, el límite sur lo define una TMA de $-1^{\circ}/-2^{\circ}\text{C}$.

Un *permafrost marino*, sin embargo, prolonga la zona de congelamiento permanente por debajo del mar (Mapa Circum-Ártico de Permafrost, 1997).

El permafrost que se origina por la altitud es el *permafrost alpino* o *permafrost de montaña*.

El *Permafrost Continuo* (continuous permafrost, kontinuierlicher Permafrost, pergélisol continu, Brown & Kupsch, 1982) es un permafrost de distribución zonal que aparece en todos lados debajo de la superficie terrestre, con excepción de zonas con sedimentos modernos no consolidados que han sufrido variaciones en el régimen térmico del suelo. Su espesor puede alcanzar en las zonas polares más de 1 Km. y la capa activa es de 30 cm a 1 m. La temperatura del nivel de amplitud nula va desde -5°C hasta -20°C . Su área está calculada en 10,98 M km² (Frozen Ground, 1998).

El *Permafrost Discontinuo* (discontinuous permafrost, diskontinuierlicher Permafrost, Pergélisol discontinu, Brown & Kupsch, 1982) es también de distribución zonal. Presenta un límite sobreimpuesto, poco claro, con el permafrost continuo. Su espesor va desde 10 cm hasta 100 m y la capa activa no llega siempre hasta el tope de permafrost. Horizontes descongelados pueden intercalarse con otros congelados (permafrost denominado estratificado). La temperatura del nivel de amplitud nula va desde unos decigrados bajo cero hasta casi -5°C . Su área se calcula en unos 4,42 M km² (Frozen Ground, 1998).

El llamado *Permafrost Esporádico* (sporadic permafrost, sporadischer Permafrost, pergélisol sporadique, Brown & Kupsch, 1982) aquel que aparece en ciertos lugares como en "islas", aunque este concepto no suele ser usado por todos los geocriólogos. Su área está calculada en 3,96 M km² (Frozen Ground, 1998).

Un cuarto tipo denominado *isolated permafrost* en inglés, aquí lo traducimos como aislado, posee un área calculada en 3,89 M km² (Frozen Ground, 1998).

En 1997 la "International Permafrost Association" presentó el primer mapa circum-ártico y con condiciones de hielo en suelo ("Circum-arctic map of permafrost and ground-ice conditions", compiled and edited by Brown, J., Ferrians, O.J., Heginbottom, J.A. & Melnikov, E.S.) en el cual se cartografiaron todos los tipos usados en las clasificaciones internacionales con la ayuda de los mayores especialistas regionales en el tema del hemisferio norte. La superficie de permafrost abordada fue de 23,37 M km² (ver Frozen Ground, 1998).

La primera división que fue tomada en cuenta para cartografiar el permafrost fue:

1) de *lowlands* o tierras bajas o de depresiones inter o intra-montañas, determinado principalmente por la latitud,

2) o de montaña, también llamado permafrost alpino. En el caso particular de los Andes y de la Argentina se habla de permafrost andino.

El *Permafrost Alpino*, *Permafrost de Montaña* o *Permafrost Andino* (Barsch, 1977a) suele diferenciarse del permafrost polar o subpolar. Normalmente suelen distinguirse dos tipos, uno continuo y otro discontinuo. El límite inferior del permafrost discontinuo se puede inferir, pero solo aproximadamente a través de las lenguas de los glaciares de escombros, preferentemente si se ven señales de movimiento, pendientes de más de 30° y superficie de "porridge" como suele denominarse su superficie lítica particular.

Los estados inactivos y sus límites pueden ser difíciles de identificar. En el Cordón del Plata (Mendoza), por ejemplo, este límite está aproximadamente a los 3.400 m s.n.m.

El área total supuesta para el Hemisferio Norte cubre unos 2,3 M km² (Koster, 1994), que no solo incluye los Alpes y las Rocallas, sino todo el Tibet, los más grandes sectores de Mongolia, como grandes superficies de la Rusia asiática en el Baikal y el Lena. Para Sudamérica en cambio, Haeberli *et al.* (1993) lo calcularon en unos 270.000 km².

En Argentina se empleó el término *Permafrost Casi Continuo* (approximately continuous permafrost, Garleff & Stingl, 1986) para aquel que está muy influenciado por la topografía. Está limitado por las isotermas de -2°C y -4°C y a una precipitación entre 500 y 900 mm.

Suelen distinguirse entonces por su área, los siguientes permafrost, diferenciados por un color determinado en el mapa (ver mapa circum-arctic de permafrost, 1997):

- continuo90 - 100%
- discontinuo50 - 90%
- esporádico10 - 50%
- aislado 0 - 10%

Este último ha sido también incorporado en el permafrost andino, pero como permafrost insular ("*inselhafter Permafrost*", Trombotto; 1988).

De acuerdo al contenido en hielo (en %) en el volumen se llaman:

- de alto %> de 20%
- de valor medioentre 10 y 20%
- bajoentre 0 y 10%

Para el permafrost alpino se habla sin embargo de:

- de alto o medio> de 10%
- bajo< de 10%

Además suelen emplearse en la literatura especializada las siguientes diferenciaciones de permafrost:

- *Criopeg* (cryopeg, Multi-language Glossary, 1997) son partes del permafrost descongeladas pero en condiciones crióticas, debido a que

no se llega a la depresión del punto de congelamiento por sólidos disueltos en el agua intersticial.

➤ *Permafrost Estructurado* (structured permafrost). Fue bien definido en la perforación de Murtèl en Suiza. Entre 28 y 58 m de profundidad, después de una capa sobresaturada de hielo (100%) se encuentra hielo en poros, rellenando espacios entre los bloques.

➤ *Permafrost Extraterrestre* (Squyres *et al.*, 1986; Johnson *et al.*, 1987; Paige, 1992). Es el suelo permanentemente congelado que suele determinarse a través de imágenes e información de sondas y naves espaciales, así como por estudios teóricos, y que forma parte de la superficie o sub-superficie de otros planetas. Diferentes modelos tratan de explicar las relaciones y proporciones de hielo y roca en otros planetas y sus lunas. Según esta mezcla serán las actividades geológicas activas que se produzcan, como por ejemplo, la actividad radioactiva. Las características geomórficas pueden también apoyar la presencia del permafrost, por ejemplo con la información obtenida a través de la Viking en Marte. El polo norte marciano posee hielo debajo del CO₂ congelado (la atmósfera es fundamentalmente de CO₂, 93%). Los depósitos criogénicos se estudian con propósitos de futuros recursos. Debe considerarse que la lejanía del sol no implica necesariamente más hielo. Las formas criogénicas más notables son las referidas como glaciares de escombros de Marte (Kargel y Strom, 1997), y los depósitos congelados en las lunas de Júpiter.

➤ *Permafrost Relíctico*. Del W de Siberia, heredado de las glaciaciones y preservado gracias a las condiciones de sedimentos salinos en áreas con agua descongelada como los criopegs. La superficie estimada para este tipo de permafrost en el hemisferio norte es de 120.000 km².

➤ *Permafrost Seco* (Bryan, 1946, traducido primeramente en castellano como pergelisol seco, Corte, 1953). Material no congelado a pesar de estar sometido a temperaturas bajo cero y a condiciones crióticas, debido a la falta de agua.

➤ *Talik* (Multi-language Glossary, 1997) capa de suelo descongelado en el permafrost debido a anomalías térmicas, hidrológicas, hidrogeológicas o hidroquímicas. A diferencia del criopeg, tiene un concepto más amplio ya que el talik se da también en condiciones no crióticas.

A continuación, las áreas importantes del mundo con las superficies aproximadas del permafrost, sin considerar el permafrost submarino (Washburn, 1980; Haeberli, Guodong, Gorbunov & Harris, 1993):

Antártida

permafrost polar 13.210.000 km²

Asia

Afganistán, India, Nepal, Pakistán

(permafrost alpino) 500.000 km²

Cáucaso (permafrost alpino) 20.000 km²

China (permafrost alpino) 1.500.000 km²

Mongolia	1.000.000 km ²
Ex USSR (50%)	11.120.000 km ²
Permafrost alpino ruso	1.000.000 km ²
Total	ca. 14.140.000 km ²

Europa (permafrost de montaña no polar)

Alpes Europeos	50.000 km ²
Islandia	50.000 km ²
Escandinavia	80.000 km ²
Total	ca. 180.000 km ²

América del Norte (permafrost polar y alpino)

Alaska (85%)	1.300.000 km ²
Canadá (55%)	5.500.000 km ²
Groenlandia	1.680.000 km ²
permafrost alpino	400.000 km ²
USA (permafrost alpino)	100.000 km ²
Total	ca. 8.880.000 km ²

Oceanía

Alpes Neozelandeses	10.000 km ²
Total	ca. 10.000 km ²

Sudamérica (de montaña)

(Cordillera de los Andes)	270.000 km ²
Total	ca. 270.000 km ²

Se considera que en agua utilizable representa el 0,83% de la existente (Weise, 1983).

Los espesores del suelo congelado permanentemente son muy variados. En el permafrost continuo pueden superar los 600 m (Nord'vik, Rusia), en el discontinuo las medidas que se han obtenido sobrepasan los 100 m, por ej., en Fairbanks o Bethel, Canadá (French, 1988). En la montaña, el espesor de permafrost medido a través de perforaciones en glaciares de escombros supera los 50 m (Haeberli, 1994).

Considerando algunos espesores podemos observar los valores de la tabla de página 22.

En el hemisferio sur, el permafrost definido latitudinalmente queda solo restringido a la Antártida. A pesar de ello, un seguimiento de estructuras y geoformas fósiles permite reconstruir el paleopermafrost en el Sur Sudamericano durante los criómeros pleistocénicos, es decir durante los últimos episodios fríos, cuando ocupaba la región patagónica. Mientras el permafrost pasado parece haber invadido ciertas montañas extraandinas (Sierra de la Ventana, Corte, 1983b), hoy ha quedado recluido en la Cordillera de los Andes debido a las bajas temperaturas definidas con la altitud. Faltan muchos datos aún en cuanto a la superficie que abarca hoy en día y a sus características.

Lugar	Espesor (m)	Bibliografía
Barrow, Alaska, 71°N, 157°W TMA: -12 / -7°C	405	Washburn, 1980 Weise, 1993
Cape Simpson, Alaska (*)	320	Washburn, 1980
Fairbanks, Alaska, 64°N, 147°W TMA: -7 / - 0 °C	81	Weise, 1993
Prudhoe Bay, Alaska (*) 70°N, 148°W TMA: -7 / 0 °C	609	Weise, 1993
Río Markha 66°N, 111°W	1500	Weise, 1993
Spitzbergen	305	Washburn, 1980
Thule, Groenlandia	518	Washburn, 1980
Yellowknife, Canadá 62°N, 114°W TMA: -5,4 °C	61-91	Weise, 1983

(*) Casi con la misma TMA, pero en Prudhoe Bay las rocas silíceas tienen alta conductibilidad y bajo gradiente geotérmico.

Uno de los primeros intentos en mapear las regiones criogénicas en Sudamérica es de Baranov (1964). Para el hemisferio sud se calculó una superficie de permafrost $>13 \times 10^6 \text{ km}^2$, fundamentalmente adjudicados a la Antártida, mientras que los datos de Sudamérica son muy pobres.

Algunas estimaciones calcularon la superficie de permafrost andino (Gorbunov, 1978) en unos $30 \times 10^3 \text{ km}^2$, pero posteriormente lo elevaron a $270 \times 10^3 \text{ km}^2$ (Haeberli *et al.*, 1993, ver Fig. 2), el límite inferior del permafrost de montaña lo está delimitando un tipo "discontinuo" de suelo congelado permanentemente, que puede seguirse en ciertos lugares a través de las mesoformas llamadas *glaciares de escombros* (Barsch, 1977), y también tiene su variación latitudinal. Mientras en el Cordón del Plata (Andes de Mendoza) se lo puede hallar generalmente a los 3.700-3.800 m, en los Andes Australes surpatagónicos (51°30') este límite desciende a aproximadamente los 1.000 m (Roig, 1986).

Hacia el Ecuador, en la región del Chimborazo (6.275 m, Ecuador) en típico ambiente tropical, pero con condiciones secas, sin cobertura de firn o hielo y en base a temperaturas del suelo, Heine (1994) menciona el límite de permafrost continuo a los 5.250-5.300 m de altura. Un permafrost insular, también mencionado por el autor, está por debajo de los 5.000 m con temperaturas del suelo de 0°C, pero bajo condiciones más húmedas, en otras regiones de los Andes Ecuatorianos parece que el Permafrost desaparece cediendo

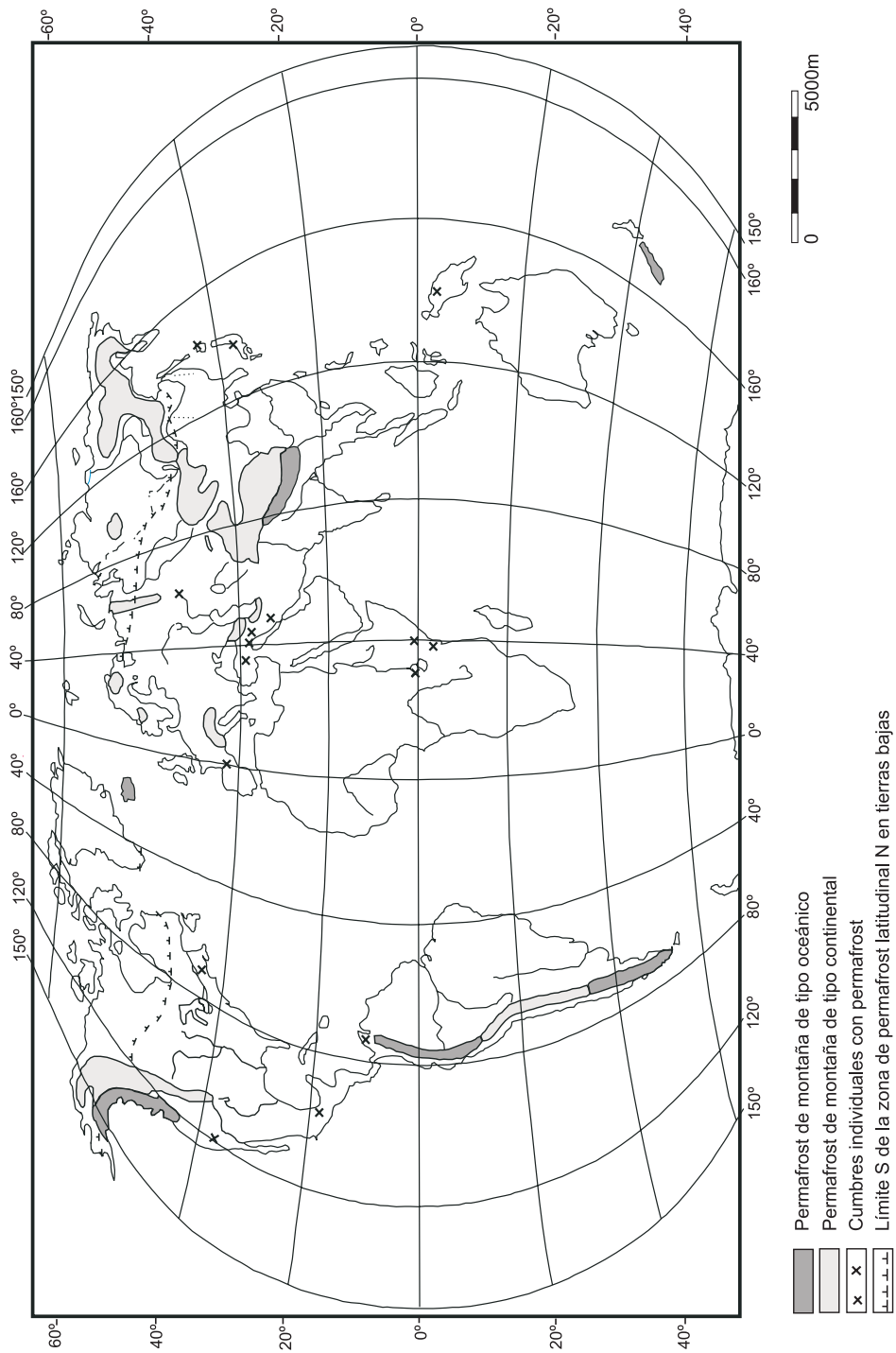


Figura 2. Mapa Mundial esquemático de permafrost de montaña simplificado de Gorbunov (1978). Modificado de Haeberli, Guodong, Gorbunov y Harris (1993).

lugar, como ocurre frecuentemente, al ambiente glaciario.

Así mismo, el hielo subterráneo puede quedar atrapado, como en el caso del hielo "inactivo" encontrado en los lagos salados de la Puna de Atacama (Bolivia) a los 4.300 m y a aproximadamente los 22°S. (Hurlbert & Chang, 1984) y que fue asignado a la *Little Ice Age*. Las particularidades térmicas y condiciones secas regionales parecen acentuar la efectividad de los procesos periglaciales y la permanencia del hielo en los Andes Centrales. Garleff & Stingl (1986) hablan del límite efectivo de permafrost "casi" continuo a los 33°S. a aproximadamente 4.500 m y por las isotermas de -1° y -2°C, con precipitaciones de 300 mm en la Puna argentina. A pesar de que entre 1991-93 la isoterma de 0°C se encontraba en el Cordón del Plata (Andes Mendocinos) a los 3.865 m (Trombotto *et al.*, 1997), muy posiblemente influida por el calentamiento de los 80, los procesos criogénicos influyen sobre alturas mucho más bajas. Límites bajos de permafrost se corroboran a través de los signos de actividad de los glaciares de escombros de Mendoza.

6. Capa Activa

Capa de Congelamiento Estacional, Capa de Descongelamiento Estacional, Khomichevskaya, 1955-1962; Molisol, Corte, 1953, 1965 (en castellano), 1967. Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground-ice Terms, 1998.

Se define como la capa que se congela y descongela anualmente y que se encuentra sobre el permafrost. En la literatura rusa o china puede sobreyacer a suelo descongelado dentro, pero también fuera, de regiones con permafrost.

La capa superior al permafrost, que se embebe de cambios de temperatura por las ondas térmicas diarias y estacionales veraniegas, o descongelamientos, es la denominada *capa activa*. Esta es una zona en donde se producen muchos cambios físicos y químicos.

El espesor se calcula como sigue (Gold & Lachenbruch, 1973):

$$z = \sqrt{\frac{d \cdot P}{\pi} \times \log e \times \frac{A_0}{T_0}}$$

$z = \text{cm}$

$d = \text{difusibilidad térmica del suelo}$

$P = \text{periodo del ciclo de temperatura}$

$A_0 = \text{amplitud de la temperatura superficial}$

$T_0 = \text{TMA}$

Un perfil teórico de temperatura en una región con permafrost puede observarse en la Fig. 3 expuesta a continuación.

La capa activa es muy variable, tiene un espesor normal de 0,3-0,8 m en zonas sin vegetación y 2 m en la taiga con bosque de alerce boreal. En una turbera tándrica, en ambiente de *moor*, solo

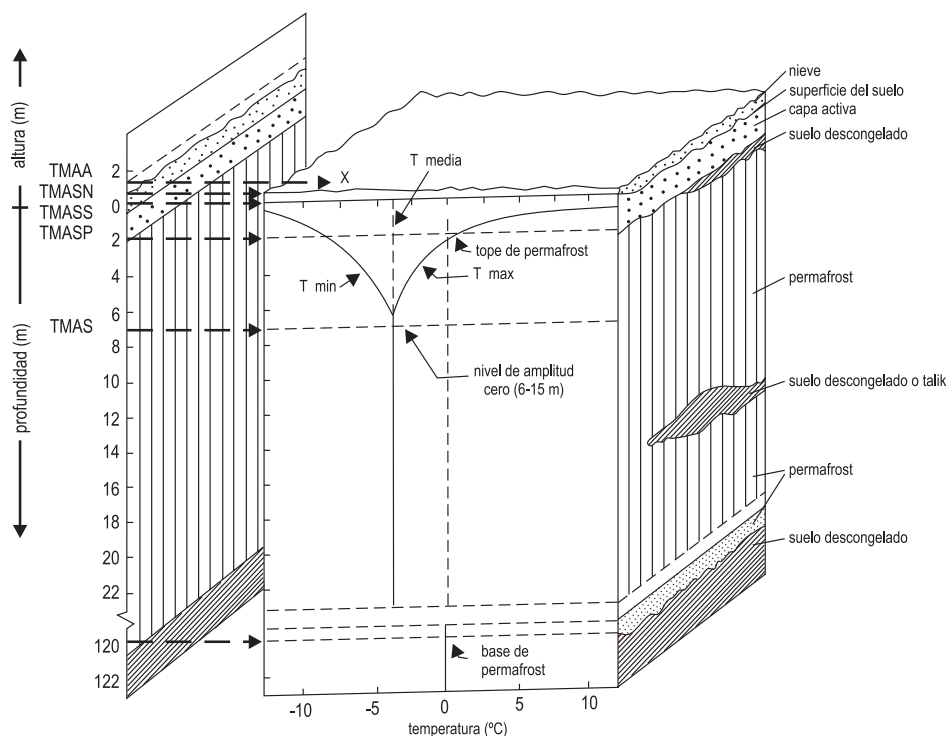


Figura 3. Perfil de temperatura en una región con permafrost (modificado de Koster, 1994). TMAA: temperatura media anual del aire. TMASN: temperatura media anual sobre la superficie de la nieve (cuando está presente). TMASS: temperatura media anual de la interfase. TMASP: temperatura media anual en el tope del permafrost. TMAS: temperatura media anual del suelo cuando sus fluctuaciones están por debajo de $0,1^{\circ}\text{C}$

0,5 m (ver Karte, 1979). Actualmente el programa "CALM" ("Circum-polar Active Layer Monitoring", ver Frozen Ground, 20, 1996) lleva un exacto control de las variaciones de la capa activa año tras año en el hemisferio norte, ya que ellas se encuentran muy afectadas por el calentamiento global.

En permafrost discontinuo la capa activa suele ser variable y de más espesor que en zonas de permafrost continuo.

En los Andes de Mendoza la capa activa de un glaciar de escombros como "El Salto" supera los 2 m a 3.600 m de altura (Buk, 1983), mientras en el glaciar de escombros de Morenas Coloradas, a 3.560 m tiene un espesor de 4,9 m (Trombotto *et al.*, 1999).

Ejemplos de espesores de capa activa tomados del programa CALM pueden observarse en la tabla de la página siguiente.

7.

Evolución y Características del Permafrost

Las series de datos de temperaturas de suelo son importantes para conocer la evolución y las características del permafrost. El suelo

Sitio	Ubicación	Espesor 1996 (cm)
Franz Josef Land Rusia	81° 04' N 56° 18' E	21
Great Bear River Canadá	64° 55' N 125° 35' W	63
Kapp Line Spitzbergen	78° 03' N 13° 37' E	102
Toolik Alaska, USA	68° 37' N 149° 36' W	47
Zackenbergl Groenlandia	74° 28' N 20° 30' W	60

congelado permanentemente está en equilibrio con el medio, pero es altamente sensible a los cambios como toda la criósfera. Los perfiles de temperatura en el suelo permiten observar los cambios producidos diariamente o estacionalmente. Recientemente se ha podido encontrar también buenas correlaciones e interpretaciones entre las curvas de temperatura en el permafrost y los registros de temperatura del aire. Estos últimos pueden relacionarse con los cambios paleoclimáticos o expresar calentamientos rápidos como respuesta a los mecanismos *flip-flop* (Lachenbruch *et al.*, 1988; Vonder Mühll & Haeberli, 1990). Ya que las variaciones se observan dentro de los 150-200 m de espesor es de esperar que el permafrost de montaña sea afectado enormemente, y a su vez que registre cambios climáticos importantes.

Taylor y Brown (1996, ver también Lachenbruch *et al.*, 1962) sintetizan las perturbaciones del permafrost por el calentamiento del clima en tres tipos de cambios observables con impactos socioeconómicos potenciales:

- Cambios anuales expresados en el espesor de la capa activa, hundimiento por descongelamiento, levantamiento por congelamiento en zonas sobresaturadas arriba del tope de permafrost.
- Cambios decadales a centenales que se expresan en el perfil de temperatura vertical, dentro del permafrost, por ejemplo entre el tope y la base de permafrost.
- Cambios decadales-centenales a milenarios, identificados en el desplazamiento de la base de permafrost.

Los efectos del cambio climático global, tienen una acción directa sobre las regiones frías del globo, ocasionando por ej., el retroceso de los glaciares o condicionando los procesos y las formas criogénicas relacionadas con el suelo congelado permanentemente.

Bajo estas circunstancias hay que considerar también lo que un calentamiento general del globo terráqueo puede traer conjuntamente en cadena. La aparición de un aumento en los valores del CH₄ por descongelamiento del permafrost (suelo congelado permanentemente) en ambientes de turberas y moors o, en el ambiente criogé-

nico andino, la fuerte reducción del recurso hídrico por el decrecimiento del espesor del permafrost que representa reservorios de agua, son ejemplos de estos tipos.

Nieuwenhuijzen y Koster (1989, en Koster,1994) presentaron en un diagrama de flujo todas las variables posibles para llegar a un permafrost agradacional o degradacional (Fig. 4) en su marcha interactiva con el sistema atmósfera - capa buffer - permafrost.

Monitoreos con sensores remotos denotan importantes cambios y retrocesos de glaciares en el área del Hielo Patagónico Sur, en Sudamérica (Aniya *et al.*, 1992).

Registros de corto tiempo expresan de igual manera las rápidas y grandes pérdidas de superficies de hielo con el retroceso de la Barrera de Larsen en la Península Antártica (Skvarca, 1993). También el monitoreo de los hielos árticos expresa fenómenos parecidos. La cobertura de hielo del Océano Ártico es un 40% más delgada que lo que fue hace 20-40 años con una variación de 1 a 3 m (Goss Levi, 2000). Sin embargo, investigaciones de diferentes autores parecen indicar que los hielos y calotas continentales son más estables que los glaciares alpinos o el hielo marino de Antártida Occidental, cuyo derretimiento podría causar un aumento del nivel del mar de aproximadamente 5 m y con una implicancia socioeconómica alarmante.

Kwong y Gan (1994) sostienen, por otro lado, un desplazamiento del límite de permafrost discontinuo de 120 km hacia el norte en la

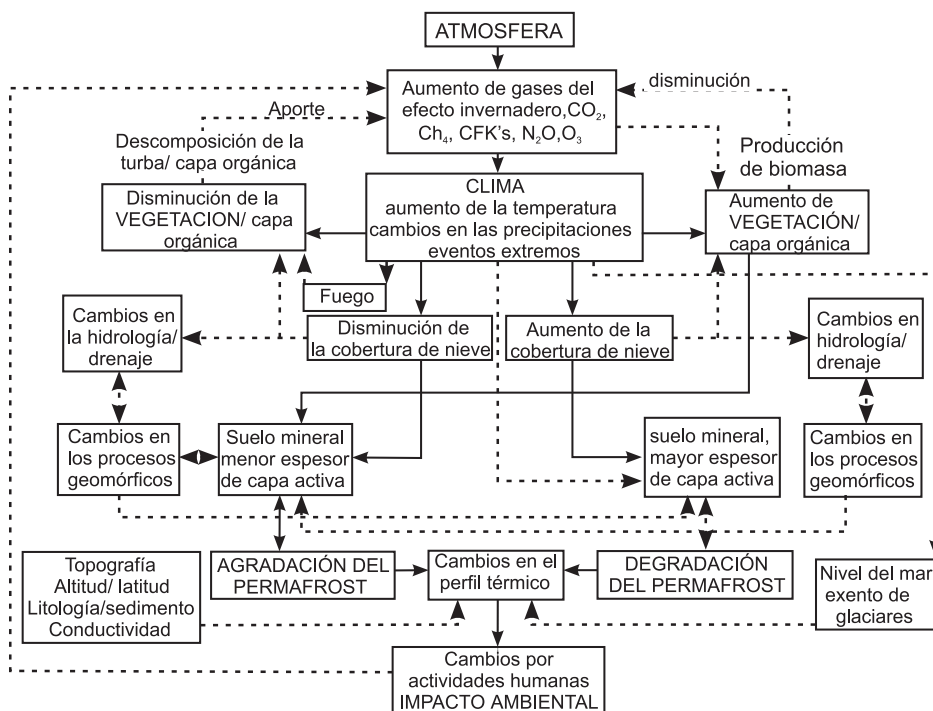


Figura 4. Diagrama de flujo del sistema interactivo atmósfera-capabuffer-permafrost para obtener permafrost agradacional o degradacional. (Adaptado de Nieuwenhuijzen and Koster, 1989.)

región del Mackenzie, Canadá, por el calentamiento global. Los efectos de un descongelamiento rápido en regiones montañosas, cercanas a poblaciones humanas, pueden ocasionar desastres naturales. Son conocidas las publicaciones referidas a los “*landslides*” en los Alpes por fenómenos de esta naturaleza. El deterioro del permafrost y de los suelos congelados de la superficie, se muestra a través de la inestabilidad de las laderas periglaciales, que originan varios tipos de movimientos en masa, algunos de ellos como los *mudflows* o *coladas de barro*, representan movimientos en masa abruptos de tipo catastrófico. Dependiendo de la velocidad, descarga, capacidad de erosión y depositación de material se pueden diferenciar *flujos de barro* (slush flow, Sulzfließen) y *torrentes de barro* (slush torrent, Sulzmure). Investigaciones (Barsch *et al.*, 1993), en Kvikkåa, Spitzbergen, muestran que los torrentes, con velocidades > 20 m/s, movieron aproximadamente 20.000 m^3 en 3 segundos.

Perfiles de temperatura del suelo criogénico registran muy bien los cambios de temperatura en la superficie de la Tierra. Estos registros han sido usados en el Ártico alaskino a través de perforaciones de petróleo (Lachenbruch *et al.*, 1988) detectando cambios de 2° - 4°C en el permafrost durante el siglo XX. Estos cambios afectan la denominada “*capa buffer*”.

La *capa buffer* es el nivel superior de zonas criogénicas y el primer receptor del cambio climático; puede ser de origen mineral, orgánico, nieve, o con vegetación (ver Fig. 5), fue descrita dentro de un modelo conceptual por Luthin & Guymon en 1974 (ver Williams & Smith, 1991) por su significado en el régimen térmico o en la ecuación de balance calórico: $Q = Q_H + Q_{LE} + Q_G$ (Q , es la radiación solar neta, menos los componentes reflejados y emitidos desde la superficie; Q_H , es la energía de transferencia o calor sensible, en temperatura; Q_{LE} , energía relacionada con los procesos de condensación

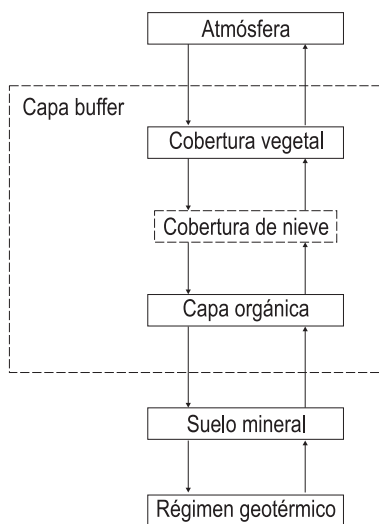


Figura 5. Modelo conceptual de las relaciones clima-permafrost (modificado de Luthin & Guymon, 1974).

o evaporación y liberado del calor latente por el agua; Q_G , es el flujo calórico desde la superficie relacionado con el material del suelo).

En ella se pueden observar indicadores como los termokarsts y los fenómenos de movimientos en masa mencionados (Smith, 1988; Koster, 1994). Los termokarsts son cavidades de hundimiento con agua de descongelamiento en su interior, en donde el hielo subterráneo empezó a desaparecer como consecuencia del desequilibrio climático.

También se ha comprobado que la influencia del hombre con la tala de los bosques boreales promueve a una rápida penetración de la onda calórica, disminuyendo y destruyendo al permafrost (Koster, 1994).

II – Los Procesos Criogénicos I

8) Los Procesos Criogénicos I. 8.1) La Acción del Congelamiento. 8.2) Crioclastismo. Influencia de la criogénesis sobre la Roca. 8.3) La Acción del Congelamiento sobre el suelo. 8.4) La Selección Criogénica. Teoría de multicongelamiento. Teoría Convectiva. Modelo de Convección Libre y otros. Teoría de la capilaridad. Teoría de levantamiento secundario. 8.5) Crioturbación. Teoría del Gradiente de susceptibilidad térmica del suelo.

8.1. La Acción del Congelamiento

El proceso básico que origina el frío y el calor, conjuntamente con el congelamiento del agua presente en los materiales, es el ciclo de congelamiento y descongelamiento. Los mecanismos que se originan pueden ser complejos, no siempre bien conocidos y se expresan de formas muy variadas en el paisaje. Se busca duplicar también el fenómeno de multicongelación artificialmente, teniendo en cuenta las características climáticas de los ambientes fríos arriba mencionadas. Así es como un *ciclo polar marítimo* intenta reproducir sobre los materiales de laboratorio límites de temperatura entre +15°C y -8°C con una duración de 24 hs (Lautridou & Ozouf, 1982).

La acción del congelamiento puede afectar diferentes clases de materiales: roca, suelo, fundamentalmente mineral u orgánico y con diferentes tipos y grados de cobertura vegetal, turberas en ecosistemas de tipo moor, etc.

Debajo del bosque, como por ejemplo en la taiga, presumiblemente originado en un ambiente tándrico anterior, puede coexistir también permafrost con una capa activa muy delgada, que está relacionado sensiblemente con el clima. Se ha comprobado que el bosque, como la turba, es un buen aislante ante la penetración de la onda calórica y que resguarda al permafrost en un estado de equilibrio.

Se conoce como *índice de congelamiento* al número de grados días acumulados con temperaturas bajo 0°C, el índice total anual ha sido usado para suponer la existencia del permafrost. El *índice de descongelamiento* se calcula con temperaturas sobre 0°C. La relación entre el índice de congelamiento superficial (o descongelamiento superficial) y el índice de congelamiento del aire (o descongelamiento del aire) es el llamado *factor n*.

Por su parte, el descongelamiento, o la desaparición del hielo interno en el suelo, ocasiona hundimientos, estructuras de colapso y

fenómenos de *sufusión*. Los *termokarst* también pueden expresar el descongelamiento por calentamiento del clima, de larga longitud de onda en el tiempo (cambio climático) o de corta duración (efecto *Hurst*), pero también pueden ser una etapa dentro de la evolución y “maduración” de ciertas geoformas, como por ej. *pingos* (Kolstrup, 1994).

Ante la acción del congelamiento los terrenos de diferentes tipos reaccionan de diferente manera de acuerdo, principalmente, a la conductibilidad térmica (“ λ ”, medida en $\text{W m}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{K}^{-1}$), la difusibilidad del calor y la capacidad calórica volumétrica (c) de los materiales. Estas características físicas influyen sobre la penetración y la propagación de la onda térmica y determinan un gradiente térmico en el suelo. Por otro lado es necesario conocer en las regiones periglaciales el gradiente geotérmico, que en suelos con permafrost oscila entre $1^{\circ}\text{C}/22\text{m}$ hasta $1^{\circ}\text{C}/60\text{m}$ y es crítico para la existencia del mismo.

En las regiones frías puede haber fenómenos químicos importantes. Puede haber disolución y reacciones de oxidación-reducción. Desde hace tiempo se viene observando la disolución y depositación de minerales como el CO_3Ca por agua de descongelamiento, como de la misma manera su depositación en condiciones criogénicas (Adolphe, 1972) o redistribución de solutos con la ayuda de procesos glacioquímicos (Hallet, 1976; Ahumada y Vides, 2000). También hay fenómenos importantes con la sílice (Trombotto, 1991). La combinación de factores químicos y biológicos parece hacer posible la formación de las típicas pátinas sobre las superficies de las rocas de estos ambientes.

Ante la acción del congelamiento los materiales sufren fenómenos muy particulares como el *crioclastismo*, que es la rotura de la roca o de los minerales, el denominado *levantamiento por congelamiento* (*frost heave* en inglés), debido al *crecimiento del hielo* en o debajo de las rocas, sedimentos o sectores enteros del suelo, y el *craquelamiento por contracción térmica* del suelo, una vez vencido cierto límite plástico del material afectado.

El fenómeno del levantamiento por congelamiento ha sido un tema de investigación desde hace muchos años. Fue atribuido a la formación de lentes de hielo en suelos altamente susceptibles al congelamiento desde principios del siglo XX (Beskow, 1935) aunque creyéndose que se debía únicamente a la expansión del cambio de fase agua/hielo. Este mecanismo puede estudiarse desde diferentes puntos de vista (Anderson *et al.*, 1978), a partir de sus procesos generadores: % de agua en poros, que contribuye por ejemplo con una expansión del 9% en sedimentos finos y características de la susceptibilidad al congelamiento de diferentes materiales; fenómenos asociados de acuerdo al abastecimiento de agua o gradiente de temperatura; índices de susceptibilidad al congelamiento; y por consideraciones termodinámicas.

El levantamiento del sedimento superficial se produce por la aparición del tipo de hielo llamado *acicular* o *pipkrake*. Es un proceso general que ocurre en diferentes latitudes, incluso en las áreas tropicales y subtropicales sudamericanas.

Superando el límite de cohesión del suelo, e íntimamente ligado al *coeficiente térmico de expansión o contracción*, se llega al agrietamiento del suelo por contracción térmica.

El fenómeno de rotura del suelo está relacionado con la amplitud térmica superficial y con la TMA, a su vez con la composición de las rocas, humedad y grado de saturación de hielo. Puede producir sonidos y conducir a la formación de polígonos de piedra. El proceso ya fue descrito en Rusia a principios del siglo pasado y el esquema físico fue enunciado por Dostovalov en los 50 (ver Mackay 1975) y las características térmicas de la capa activa estudiadas por la escuela de Kudryavcev (Romanovskij, 1973). Se produce cuando la tensión térmica supera la fuerza de cohesión del suelo. Posteriormente a la formación de venas de hielo (fisuras *hair-thin*) en el suelo congelado, el craquelamiento continua porque ahí la tensión es menor que en el suelo. Las fisuras se profundizan y se vuelven más anchas con el descenso de la temperatura y se inician donde el gradiente anual máximo de temperatura es el mayor. Los valores de gradiente se extienden desde la superficie hasta los 40 cm, que es la profundidad standard de cambios en las estaciones meteorológicas. Las grietas frecuentan las mismas líneas de tensión.

El esfuerzo horizontal térmico está expresado por Mackay (1975):

$$\tau = -\frac{Y}{1-\nu} \cdot \alpha(T - T_M)$$

Y es el módulo de Young ($10 \cdot 10^4$ kg/cm²), ν es el número de Poisson (0.33), α es el coeficiente de expansión térmica, T es la temperatura del suelo y T_M la temperatura media anual del suelo.

El coeficiente mencionado se define como el cambio de volumen por unidad de volumen de una sustancia debido al cambio de un grado en su temperatura (Multi-Language Glossary of Permafrost and related Ground-Ice Term, 1998).

El *Coeficiente Térmico de Expansión Lineal* (Jakob & Erk, 1928, ver tablas técnicas de diferentes propiedades físicas) se representa con la letra " α ":

$$\alpha = \frac{1}{l_0 (\delta l / \delta T)_p}$$

El coeficiente térmico de expansión lineal (α) del hielo es:

Temperatura (en °C)	α (x 10^{-6} / °C)
0	52,7
-10	51,7
-20	50,5

Se expresa siempre con un coeficiente medio α_m

$$\alpha_m = \frac{l_2 - l_1}{l_0(t_2 - t_1)_p}$$

En donde l es el largo (l_0 es el l a 0°C), t la temperatura y p la presión. También se usa mucho prácticamente un *coeficiente térmico de expansión lineal aparente* (Mackay, 1986):

$$\alpha = \frac{\sum \Delta L}{(L \times \Delta T)}$$

En donde $\sum \Delta L$ es el ancho acumulado en una distancia L , L es la distancia considerada y ΔT es el cambio de temperatura de 0° a la temperatura media en los 10 días anteriores.

Material	α (10^{-6} / $^\circ\text{C}$)
Arena	20 - 50
Limo	50 - 200
Arcilla	> 200

El mecanismo de la contracción térmica combinado con aporte de agua de descongelamiento, recongelada e infiltrada, origina estructuras como *venas de hielo* o *cuñas de hielo*, que se introducen en el suelo y siguen ejerciendo presión en el mismo. Estas estructuras producen pequeñas fracturas de reacomodamiento y dan un perfil geológico y una morfología muy particular. Los primeros estudios de estas formas datan de principios del siglo XX (Leffingwell, 1915).

8.2. Crioclastismo

Influencia de la Criogénesis sobre la Roca (*frost weathering, frost shattering, frost wedging, Frostsprengung*)

Se ha asumido que una combinación de procesos termo-físicos, físico-químicos y físico-mecánicos ocurren con el congelamiento y con el ciclo de congelamiento y descongelamiento sobre los materiales terrestres produciendo la *criogénesis*.

El crioclastismo es el fenómeno esencial y primordial de las regiones frías, también es llamado *criometeorización* y su producto es el *criosedimento* o *crioregolito*. Para que se produzca es muy importante la presencia del agua. El crioclastismo consiste en la destrucción de las rocas grandes por efecto de congelamiento de agua en sus fracturas internas, que las debilita y se rompen en trozos más pequeños. El agua congelada ejerce una fuerte presión en las fracturas y fisuras de la roca. Se ha llegado a medir experimentalmente que esta presión llamada *criostática*, en el paso de agua a hielo, puede llegar a ejercer una fuerza de 2.115 kg/cm^2 (Washburn, 1979, ver adelante).

Tricart & Cailleux (1967) y Konischev (1978) se expresan sobre la presencia de una serie de fisuras que están clasificadas acorde a su tamaño y a su participación en la acción del congelamiento. A veces la *criofragmentación* deja a las rocas cortadas como por un cuchillo: *trollbrot* o *pan de trolls*. Las rocas del ambiente periglacial son angulosas y facetadas, aunque hay casos muy importantes de criosedimentos redondeados en la Antártida (Hall, 1998).

El crioclastismo está influenciado por los siguientes factores:

- 1) los supeditados al multicongelamiento propiamente dicho, como ser: número, intensidad y profundidad de ciclos de congelamiento;
- 2) la petrovarianza, es decir el tipo de roca o sedimento, su dureza, porosidad y composición mineral; también muy importantes son las fracturas y diaclasas;
- 3) la influencia ejercida por la relación agua-hielo en permafrost o en capas de suelo con congelamiento estacional;
- 4) la influencia de la vegetación, su grado de cobertura, tipo, densidad, etc.;
- 5) condiciones locales como por ej. exposición, altura, cercanía a glaciares o manchones de nieve, etc. y
- 6) el contenido o presencia de sales.

Cabe mencionar que recientemente Hall (1998 b) hace hincapié en disminuir el efecto del congelamiento en la roca frente al estrés térmico y a los shocks térmicos, típicos de los ambientes criogénicos, que unidos a los cambios de humedad y variaciones de tiempo y espacio, de acuerdo al autor, son los verdaderos hacedores de las formas periglaciales.

La Fig. 6 muestra la vinculación del crioclastismo con otros procesos criogénicos paralelos relacionados con el movimiento y sus formas concomitantes. La expresión más común de la criofragmentación, o meteorización predominante de ambientes periglaciales de montaña es la acumulación rocosa llamada *talus* o *cono de talud*.

Los talus pueden dejar relictos rocosos no criometeorizados, que son los llamados *tors*. Los tors pueden ser *de ladera* o *apicales*, de acuerdo a cómo se localizan. Junto a los procesos mecánicos de rotura por el congelamiento, también se producen en el ambiente criogénico fenómenos químicos muy importantes que debilitan y ayudan a debilitar las rocas, por ej., a través de disolución, hidratación y oxidación. La *criohidratación*, favorecida por cuerpos de hielo cercanos, acelera los ciclos de congelamiento y descongelamiento, que ayudan al crioclastismo. Así mismo, son de mucha importancia los cambios de temperaturas diarias (Fahey, 1983). De acuerdo al tipo de roca se habla de una determinada "*susceptibilidad al congelamiento*" (ver Chamberlain, 1981). Esta susceptibilidad está íntimamente relacionada con la porosidad, que le da un valor crítico a la roca y también determinará un número de ciclos necesarios para cada una de ellas.

A través de experimentos se pudo comprobar que con valores de porosidad del 6% las rocas ya pueden producir crioregolito (Lautridou & Ozouf, 1982). Una porosidad de 0,1-1 μ hace a la roca altamente sensible para ser crioclastada (Pancza, 1979). Los ciclos de congelamiento ocasionan en la roca una *fatiga*, que al ser supe-

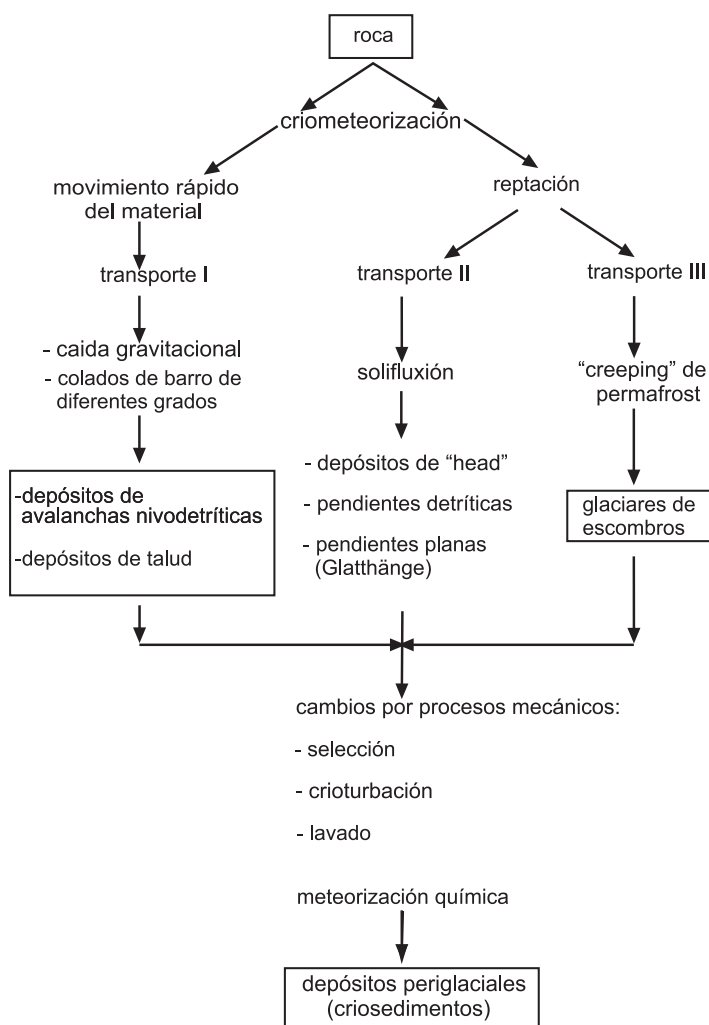


Figura 6. Procesos y subprocesos criogénicos (Trombotto, 1991).

rada llevan a la rotura y a la producción del criosedimento o crio-regolito mencionado. La roca posee a su vez un *límite de criofragmentación* en cuanto al tamaño del clasto originado. Por arriba de este límite ella no se rompería más (Lautridou & Ozouf, 1982).

8.3. La Acción del Congelamiento sobre el Suelo

La respuesta del congelamiento en los materiales finos es diferente al de las rocas. Principalmente porque numerosos autores han demostrado que el congelamiento es un agente pedogenético, que influye sobre el desarrollo y la estructura del suelo (Van Vliet-Lanoë, 1998) y contribuye a la formación de la *crioestructura*, *criotextura* y *fábrica criogénica*.

Las propiedades térmicas que gobiernan el flujo de calor en el suelo y las condiciones de congelamiento y descongelamiento (Multi-Language Glossary of Permafrost and related Ground-Ice Term, 1998) son:

1) (K, λ) La conductividad térmica λ ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) o cantidad de calor que fluye por la unidad de área de una sustancia en una unidad de tiempo y bajo un gradiente de temperatura.

2) (c) La capacidad calórica ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) que es la cantidad de calor que se necesita para cambiar 1 kg de una determinada sustancia en 1°K . Se habla de capacidad calórica volumétrica si se relaciona ésta con la unidad de volumen de la sustancia.

3) La difusibilidad que es igual a λ/C .

4) *Calor latente de fusión* que es la cantidad de calor necesario para derretir el hielo en una unidad de volumen del suelo. Este último tiene que ver con *el efecto zero curtain* que se puede observar en ciertas curvas de enfriamiento por diferentes motivos como cambios en λ y c .

Los constituyentes y las propiedades físicas intrínsecas y más importantes de los suelos que determinan por otro lado la formación del hielo (ver Anderson *et al.*, 1978; Van Vliet-Lanoë, 1998) son:

- la textura referida a su granulometría;
- micro y macro-estructuras;
- la presencia de sales;
- la mineralogía, fracción orgánica, coloides y gels;
- la porosidad;
- la permeabilidad, que contribuye con el aprovisionamiento del agua, o la capacidad de retención de la misma;
- capacidad de intercambio iónico.

El abastecimiento del agua para la formación y el crecimiento subsiguiente de los lentes de hielo en el suelo está interpretado por diferentes hipótesis que engloban la migración por succión, con el efecto de Bouyoucos o gradiente térmico y siguiendo la interfase fría entre el suelo y el aire, o por la criosucción generada ya por hielo presente.

Los minerales poseen también frente a la criofragmentación un límite de tamaño de partícula, que de acuerdo a Konischev (1982) en el cuarzo, por ej., está entre 0,05-0,01 mm. Hay ciertas tendencias en la presencia de algunos tipos de minerales. El cuarzo y el feldespato son minerales muy abundantes en los suelos de los ambientes periglaciales. De la literatura se observa que en la Tundra siberiana los contenidos cuarcíferos en limo pueden superar el 80% en algunos casos. Una predominancia de arcillas aparece, sin embargo, con una estrecha relación con la roca parental (Trombotto, 1991).

También el suelo tiene una susceptibilidad al congelamiento. En condiciones susceptibles las estructuras de los suelos se modifican. Los suelos periglaciales se pueden *levantar*, *seleccionar* o *crioturbar*. De una fase relativamente estática, el suelo puede pasar a fases dinámicas, denominadas *osmóticas* y *osmoforéticas* por Bertouille (1972), en donde el agua migra, incluso con sales, coloides o sustancias alóctonas, a través de la *textura abierta* de un criosedimento. Por criosucción, y paralelamente a la entrada del frente de conge-

lamiento, el agua es integrada a la formación y al crecimiento del hielo. Como se ha visto anteriormente, el proceso de crecimiento del hielo es, sin embargo, muy complejo y ha sido explicado con diferentes modelos.

La susceptibilidad al congelamiento está fuertemente influenciada por un coeficiente de granulometría, entre otras características físicas de los suelos. La formación de hielo lenticular en sedimentos arcillosos puede necesitar temperaturas muy bajas, de hasta -20°C , mientras que en los limos ya se produce con -4°C (Van Vliet-Lanoë, 1985). Esto se debe a que en los materiales muy finos el agua queda atrapada en los poros. Un perfil térmico en sedimentos finos muestra la llamada depresión del punto de congelamiento de los materiales ya mencionada, después de necesitar un *supercongelamiento*, límite que tiene que ser superado antes de que el material llegue a estar congelado (ver Corte, 1961).

Williams & Smith (1989) demuestran en un diagrama de agua remanente en diferentes arcillas o limos, el alto porcentaje diferencial de la misma con temperaturas negativas.

Cabe aclarar que el concepto de suelo de las regiones criogénicas tiene un carácter más amplio que aquel en donde solo se involucran a los fenómenos edáficos. Los suelos periglaciales pueden abarcar tanto regosoles, horizontes de criosedimentos y afloramientos, como suelos orgánicos, *arctic brown soils* de Tedrow & Catlon (1958) o superficies de turberas.

El congelamiento puede tratarse como un proceso en la pedogénesis, por ejemplo en la translocación de partículas, formación de agregados y enriquecimiento de la matriz-S, o directamente como un agente diagenético, por ejemplo con la formación de imogolita, rotura de pápulas o glóbulos y la formación de cuñas de suelo (Van Vliet-Lanoë, 1998).

Los canadienses clasifican dentro del orden de los criosoles, a suelos con existencia de permafrost. Los criosoles poseen tres subórdenes: estáticos, túrbicos y orgánicos, de acuerdo a la presencia, o no, de *crioturbación* (Bunting, 1983). Los europeos tenían el *råmark* (sueco) o *råmark ártica* en la antigua clasificación para suelos brutos con permafrost (Kubiëna, 1952). Mientras la clasificación de la FAO y UNESCO utiliza el término de "*gelic*", para asumir la presencia del permafrost, Makeev & Kerzhentsev (1974) han sugerido el vocablo de "*frostgenic*" para suelos que están solo afectados por el congelamiento estacional.

Los suelos más importantes representados particularmente en América del Norte, en las regiones frías de acuerdo a diferentes taxonomías internacionales, pueden observarse en la tabla de la página siguiente.

Las evidencias de procesos periglaciales fósiles y la presencia de paleopermafrost en el suelo han sido analizadas por Fitzpatrick en Escocia (1956, 1987). La presencia de una discontinuidad como producto de un fragipan o capa endurecida compacta subsuperficial, de estructura laminada masiva o lenticular, con poros discontinuos vesiculares o esféricos y coberturas de limos alrededor de rocas fueron algunas de las evidencias que el autor ha considerado.

Canadá (9 órdenes)* The Canadian System of Soil Classification	FAO & UNESCO (25 órdenes)**	US Soil Taxonomy (12 órdenes) ***
Cryosolic (con permafrost), Gran Grupo 1) Turbic c. (permafrost a 2 m de profundidad, con crioturbação) 2) Static c. (permafrost a 1 m de profundidad, sin crioturbação) 3) Organic c. (permafrost a 1 m de profundidad)	Se utiliza el término "gelic" para uno de los órdenes comprometido con el permafrost y "j" para un horizonte con crioturbação	Gelisols (con permafrost) Cuentan con 3 subórdenes: 1) Turbels: poseen uno o más horizontes con evidencia de crioturbação, cuñas de hielo (o arena) y fragmentos rocosos orientados, permafrost hasta 2 m de profundidad 2) Histels: orgánicos 3) Orthels: los restantes sin las características anteriores
Regosolic y Gleysolic	Regosol, Perfil AC, Regosol géllico, Gleysol	Entisol Roca madre poco alterada, sedimentos fluviales, situaciones frías y secas. (fluvents)
Brunisolic	Ranker, Cambisol géllico	Inceptisol Con drenaje restringido, fenómenos gley. Horizonte con humus bruto, moder y humus ácido de anmor. (cryepts)
Chernozemic	Rendsina, Chernozem, etc.	Mollisol Desarrollado sobre rocas básicas y calcáreas, basaltos, asociado con vegetación y acción bacteriana de las zonas frías, a humus (mull) y a un horizonte A. (cryolls)
Podzolic	Podzol	Spodosol Movimientos de Al, Fe y materia orgánica hacia abajo. Ambientes fríos con horizontes Bh y Bs de podsol. (cryods)
Luvisolic	Luvisol	Alfisol Movimiento de arcillas hacia abajo y meteorización leve de silicatos en ambientes fríos. (cryalfs)
Organic	Histosol, Histosol géllico	Histosol Suelos orgánicos, turberas. (fibrists)

Tabla. Clasificaciones de suelos con procesos criogénicos.

* Falta en la clasificación canadiense el *Solonetzc* o suelo con horizonte Bn y que es el Solonetz de la clasificación central, pero que corresponde a diferentes órdenes en la US Taxonomy.

** Se mencionan solo algunos correspondientes.

*** No se mencionan los subórdenes *cryands* (*Andisols*) y *cryids* (*Aridisols*).

8.4. La Selección Criogénica (*frost sorting, Frostsörtierung*)

Teoría de multicongelamiento. Teoría Convectiva. Modelo de Convección Libre y otros. Teoría de la capilaridad. Teoría de levantamiento secundario.

Repetidos ciclos de congelamiento y descongelamiento pueden ordenar el material sedimentario, originando así una *ley criogénica*, que determina, que en los paisajes del ambiente periglacial, el sedimento psefítico se encuentre arriba y el fino debajo. Este fenómeno fue corroborado en laboratorio por Corte (1962 a y b). Un fenómeno paralelo puede reclasificar el material de acuerdo al tipo mineralógico y agrupar los minerales pesados en la base de la capa activa (Ahumada, 1986, 1987).

Con la teoría del multicongelamiento (Högbom, 1914) ya se trató de explicar a principios de siglo el proceso del movimiento hacia arriba de las rocas y los sedimentos finos, estos últimos con mayor capacidad de captar agua durante el congelamiento y la consecuente *selección horizontal*. En realidad se trataba de perfeccionar la *teoría convectiva de Nordenskjöld* (1909), basada en los experimentos de selección del científico francés Bénard que buscaba explicar la génesis de los *suelos estructurados* árticos. Sucesivamente se han presentado nuevas y modernas hipótesis para entender el mecanismo de selección como por ej., el reciente *modelo de convección libre* (Krantz *et al.*, 1989). En este "modelo" para explicar el origen de los suelos estructurados se sostiene que durante el deshielo el agua superficial se calienta, mientras que la del frente de deshielo permanece fría. Porque el agua alcanza su máxima densidad a 4°C, se generan celdas convectivas, la superior desciende por densidad y activa el mecanismo observado ya por Nordenskjöld. Se explica el fenómeno en la época de deshielo, el agua descendente produce un perfil rugoso y acanalado. La presencia de rocas en los lados de las formas puede responder al congelamiento y migración vertical al exterior, por ej. Por la presión criostática del agua atrapada en rugosidades subterráneas, formadas por el descongelamiento diferencial del fondo por el agua cálida, se explicarían las geometrías externas. Esta teoría funciona en polígonos y redes con celdas convectivas ascendentes centrales. Se ha calculado, sin embargo, que se necesitaría un contenido de 60% de agua para que el transporte sea efectivo (Steche, 1933, citado Van Vliet, 1988).

La selección observada a veces en un perfil es la denominada *vertical*, llamada así para contrastarla con la superficial, *lateral* u *horizontal*, supuestamente coligada a crioturbación o con mecanismos externos. Ambas pueden estar unidas por procesos comunes que tienen una larga historia de discusión.

El Índice de selección lateral de acuerdo a Ballantyne & Matthews (1983) y Pérez (1992) se puede expresar como sigue:

$$Si = \frac{RS}{TS}$$

RS: % (en peso) de la fracción dada en las partes salientes (o en las celdas)

TS: % en peso de una fracción dada en las acanaladuras (o en las grietas)

Un valor correspondiente a 0 es la selección perfecta, mientras 1 no denota selección, < 1 indica que la fracción es deficiente en las crestas y > 1 indica que la fracción dada es deficiente en las acanaladuras.

Grab (1996) utiliza el índice de selección de Pérez para discriminar los movimientos laterales y verticales y presente actividad en las bandas de piedra sudafricanas. La discriminación vertical es expresada por Grab como sigue:

$$S_v = \frac{S_u}{D_e}$$

Su: % en peso de una fracción dada en un pattern superficial

De: % en peso de una fracción dada subsuperficial

Hay varias teorías para explicar la selección criogénica. La selección horizontal en ciertos suelos estructurados de montañas tropicales y subtropicales fue explicada por Troll (1944) por *solifluxión* de hielo acicular y por *macrosolifluxión* o *solifluxión* de pendiente.

La *teoría de la capilaridad* es la que enfoca el levantamiento y movimiento de las partículas por la presión que ejerce el crecimiento del hielo lenticular en el suelo. La fuerza que ejerce el hielo fue expresada matemáticamente hace tiempo y está en función de la fuerza capilar (k), la profundidad del agua subterránea, el diámetro de las partículas y la selección del material (% de partículas finas) principalmente. Esta hipótesis se remonta a los trabajos de Taber (1929), Casagrande (I.M.T., 1931) y particularmente a Beskow (1935). Miller (in fide Chamberlain, 1981) va a complementarla con una *teoría de levantamiento secundario*, en donde a través de una zona de movimiento (*frozen fringe*), el movimiento del agua puede seguir contribuyendo al crecimiento de hielo lenticular.

Corte (1962a) reproduce en laboratorio la segregación de hielo y la selección con una mezcla heterogénea en granulometría y saturada con o sin partículas < de 0,02 mm. Con el movimiento del agua y crecimiento del hielo se busca explicar la traslación de los materiales y su selección. Se piensa, por otro lado, que el desplazamiento de un bloque hacia arriba deja un espacio rápidamente ocupado por finos que impiden que el bloque caiga a ese lugar durante el descongelamiento.

El movimiento de sedimentos finos hacia arriba, por *crioturba**ción*, cooperando con la selección horizontal y perjudicando a la selección vertical, parece estar limitada por otros fenómenos, como son el lavado y migración contraria de finos durante el descongelamiento y la migración preferente de limos gruesos, que son llevados y concentrados hacia abajo en los perfiles de suelo. Esta última

particularidad pudo ser observada en zonas montañosas de Mendoza que hoy solo sufren el congelamiento estacional (Regairaz, 1992).

8.5. Crioturbación (*cryoturbation*, *Kryoturbation*)

(Edelman, Florschütz & Jeswiet, 1936; Vandenberghe, 1988). Teoría del Gradiente de susceptibilidad térmica del suelo.

La perturbación y traslación de materiales o sedimentos por presión criostática y acción del congelamiento y descongelamiento se denomina *crioturbación*. Se prefiere reservar el término para estructuras no seleccionadas (Vandenberghe, 1988). La crioturbación comprende los siguientes factores importantes:

- Mecanismo de carga (en alemán: periglaziale Setzung, Schwerkraftphänomenen; en inglés: periglacial loading). También las hay no criogénicas. Los Tipos II y III de Vandenberghe corresponden a esta clase. Fueron corroboradas experimentalmente. Es independiente de la composición vertical. Dan los típicos *pockets* o *bolsillos*. Se produce con sobresaturación de la capa activa en su parte inferior y hundimiento por densidad porque decrece en profundidad (inversión de densidad). *Tropfenböden* y *Taschenböden* son términos alemanes para estructuras originadas por esta clase también y muy usuales en la literatura. Las primeras formas fueron observadas bajo el término *Kerkoboloide* por Steusloff (von Bülow, 1964).
- Presión criohidrostática, conjuntamente con los ciclos de congelamiento y descongelamiento. Esta presión está producida por el agua con relación al avance del frente de congelamiento. Produce zonas descongeladas (unfrozen pockets). Origina tipos de involución 1, 4b (diapiro), 5a (dique) y 6 de Vandenberghe (1988). También la 5b del mismo autor en involuciones relativamente planas por inyección en una red poligonal pertenecen a esta clase.
- Presión criostática. Expansión volumétrica del hielo. Ocasiona las formas de extrusión y el levantamiento por congelamiento (frost heaving). Los pliegues tipo 1 y tipo 6 de Vandenberghe se originan por este mecanismo.

La heterogeneidad de los terrenos y su respuesta desigual frente a la acción criogénica produce en profundidad perfiles sedimentarios discontinuos vertical y lateralmente. La *teoría del gradiente de susceptibilidad térmica* explica de manera satisfactoria este proceso (Van Vliet, 1988).

Una forma de expresar la susceptibilidad de los suelos al congelamiento puede ser a través del coeficiente del levantamiento por congelamiento (Baolai Wang & French, 1995), que es la simple relación entre el levantamiento neto expresado en cm y el espesor de la capa de suelo considerada pero que, sin embargo, denota la criodinámica o la migración de la humedad de la región considerada.

Las crioturbaciones pueden ocasionar que el material sea extruído hacia la superficie formando las *estructuras de extrusión*. Este

fenómeno conocido como *extrusión (frost jacking)* fue explicado desde hace mucho tiempo por diferentes teorías:

- Teoría de la presión criostática de Kessler (1925). Hipótesis para explicar el origen de la crioturbación que sostiene que la capa activa es comprimida entre capas superficiales rígidas y el tope del permafrost. La onda de congelamiento va hacia abajo.
- Distribución diferencial de presiones relacionadas al descongelamiento.
- Levantamiento por congelamiento diferencial de sedimentos con texturas diferentes.
- Teoría convectiva de Nordenskjöld (1909). Teoría para explicar la formación de los suelos estructurados que parte de la idea de celdas convectivas con circulación de sedimentos y agua, que son afectados por congelamiento y descongelamiento. Hallet & Prestrud (1986) hacen una variación de la teoría convectiva de Nordenskjöld y trata de explicar el origen de un tipo de suelo estructurado: los *doughnuts* de las Islas Spitsbergen. Implica movimientos de sedimentos y presiones criostáticas de venas de hielo, que en época de congelamiento levantan el suelo 10 a 15 cm, acarreando conjuntamente rocas. En el suelo se diferencian dos capas, una inferior, menos densa, porosa y húmeda y otra superior consolidada. Al descongelarse se mueven los clastos hacia el exterior en todas las direcciones y a partir de un centro levantado. Los clastos se juntan en los bordes y el suelo consolidado se hunde.
- Teoría del gradiente de susceptibilidad térmica de van Vliet-Lanoë (1988). Explica procesos de crioturbación, suponiendo que una superficie es más susceptible al congelamiento que los sedimentos que se encuentran abajo y es entonces que se genera un gradiente positivo y los materiales no alcanzan la superficie porque está rígida por el congelamiento. Si contrariamente el gradiente es negativo los sedimentos pueden extruir.

III – Los Procesos Criogénicos II

9) Los Procesos Criogénicos II . 9.1) Solifluxión. 9.2) El craquelamiento criogénico. 9.3) Levantamiento por congelamiento: la formación de domos de congelamiento. 9.4) Procesos Fluviales del Ambiente Periglacial. 9.5) Participación del viento en el Ambiente Criogénico. 10) Loess. 11) El congelamiento estacional. 12) Formas y Estructuras criogénicas. 12.1) Suelos estructurados, tipos: redes, bandas. Polígonos y círculos de piedra. Plugs. Estructuras de extrusión. 12.2) Domos y montículos de congelamiento. 12.3) Turberas. 12.4) Formas solifluidales, clasificación.

9.1. Solifluxión (*frost creep*, *Solifluktion*)

El lento movimiento de reptación de un suelo saturado, pendiente abajo (a partir de 1-2°), por congelamiento y descongelamiento en las regiones criogénicas recibe el nombre de solifluxión (Andersson, 1906). Para especificar aún más la presencia de hielo o el tipo de proceso interrelacionado con la reptación se han usado también los términos de congelifluxión (Dylik, 1952), criofluxión (Corte, 1953), gelisolifluxia (Pecsi, 1969) y otros.

Suele restringirse, sin embargo, el término *gelifluxión*, solo para la solifluxión de áreas con permafrost (Washburn, 1979) en donde es la resultante de dos fenómenos importantes:

- el levantamiento de las partículas del suelo por *pipkrake* o hielo acicular, que caen con el descongelamiento, pero más abajo (*frost heave*), y
- la reptación propiamente dicha del suelo descongelado y saturado (*frost creep*).

La reptación suele expresarse (Washburn, 1979) como:

$$I = \gamma \cdot h \cdot \tan \beta$$

I es el movimiento paralelo a la pendiente

γ es el coeficiente de cohesión

h es el levantamiento por congelamiento

β es el gradiente.

(Se han cambiado las k y α originales por paralelismo de las mismas con terminología ya empleada).

Cabe agregar que a esta reptación hay que sumarle una componente horizontal debido al movimiento solifluidal en el sentido de

Andersson (1906: *...the slow flowing from higher to lower ground of masses of waste saturated with water...*) que se produce durante el descongelamiento pero antes de haber finalizado la estación estival (Fig. 7).

Washburn pudo comprobar (1970b) que los procesos que participan en la gelifluxión pueden diferenciarse cuantitativamente. En la gelifluxión los cambios de humedad son tan o más importantes que los cambios de gradientes y la vegetación. Mientras que en la reptación una componente negativa disminuye los valores. Un reciente trabajo de Baolai Wang y French (1995) corroboró que en verano y también en invierno, se produce el fenómeno de solifluxión.

9.2. El Craquelamiento Criogénico (*frost cracking, Frostspaltung*)

El craquelamiento o agrietamiento de los suelos periglaciales puede deberse a dos motivos fundamentales:

- fenómenos de deshidratación de la capa activa o del horizonte de congelamiento estacional, a veces combinado con efectos salinos;
- contracción térmica.

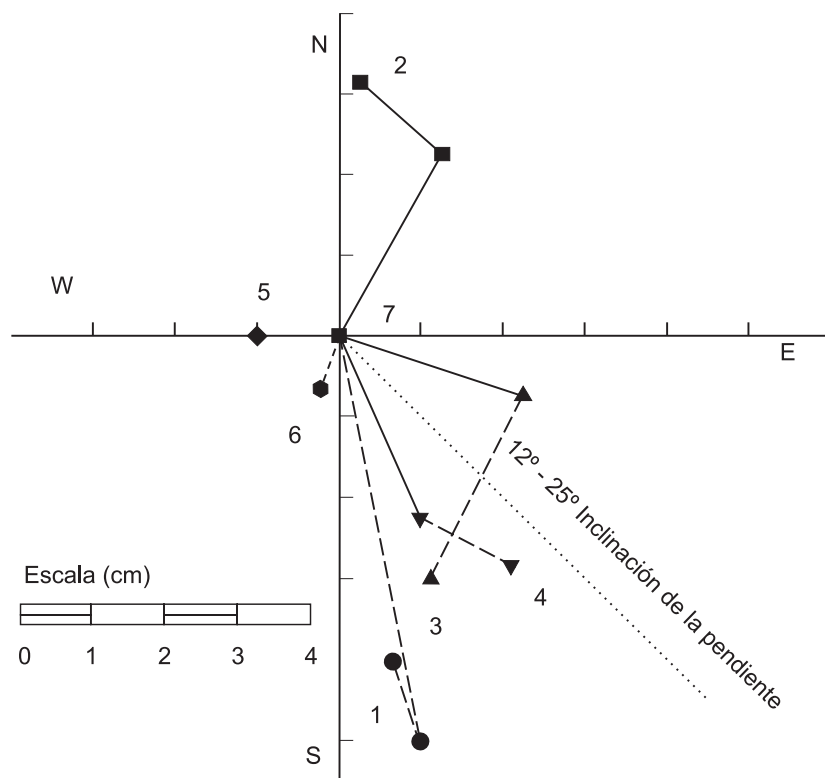


Figura 7. Movimientos de solifluxión (Trombottó *et al.*, 1998).

En el fenómeno de deshidratación las *grietas de desecación* se producen por movimiento del agua o proceso de pérdida de humedad de la capa activa y también por criosucción en el sentido de Lautridou & Ozouf, 1982. Son de dimensiones pequeñas comparadas con las de contracción térmica

En el segundo caso el fenómeno de rotura está relacionado con la amplitud térmica superficial y con la TMA, a su vez con la composición de las rocas, humedad y grado de saturación de hielo. Puede producir sonidos y conducir a la formación de polígonos. El proceso ya fue descrito en Rusia en 1823 (Popov, 1955). Se produce cuando con muy bajas temperaturas la tensión térmica supera la fuerza de cohesión del suelo. Puede ocurrir que en el segundo caso las grietas se vinculen con la presencia de cuñas de hielo, es decir con la ayuda de hielo que va presionando lateralmente a los sedimentos y que se va regenerando con el aporte de agua de descongelamiento estacional de la capa activa. Para la génesis de cuñas de hielo se necesita un suelo congelado permanentemente continuo. El esfuerzo horizontal térmico fue expresado por Mackay (1975) como:

$$\tau = -(Y/1-v) \cdot \alpha(T - T_M)$$

Y es el módulo de Young ($10 \cdot 10^4 \text{ kg/cm}^2$)

v es el número de Poisson (0.33)

α es el coeficiente de expansión térmica

T es la temperatura del suelo

T_M la temperatura media anual del suelo

Las grietas de desecación y de contracción térmica son muy discutidas en el ámbito geológico. Muchas veces y en perfiles, son fácilmente diferenciables pero en otros casos la deshidratación de la capa activa y la contracción térmica por un congelamiento posterior (*regelación*) pueden usar las mismas líneas de debilidad de la red poligonal (Dalchow, 1989; Romanovskiy, 1973; Trombotto, 1995).

9.3. Levantamiento por congelamiento (*frost heaving, Frosthebung*)

El *hielo lenticular* o *hielo de segregación* y el *hielo masivo*, ocasionan el levantamiento de sectores de suelo subsuperficiales, que toman la forma de domos o formas convexas de diferentes tamaños. Este fenómeno se origina por el crecimiento del 9% en volumen que tiene el hielo con relación al agua cuando se congela y por la *presión criostática* que ejerce el hielo al seguir creciendo, posiblemente por *criosucción*, por inyección de agua o por algunas de las explicaciones ya citadas. Taber (1929), ya a principios del siglo XX demostró que el segundo proceso es el más importante. Hay un gran espectro de formas y génesis descriptas para el hemisferio norte.

La siguiente ecuación expresa la relación de formación de lentes de hielo con el posterior desarrollo del hielo de segregación (Washburn, 1981):

p_i : presión del hielo

p_w : presión del agua en poros

σ : tensión superficial entre hielo/agua

r_{iw} : radio de la superficie límite entre el hielo y el agua

r : radio de abertura de poros interconectados

Este proceso es muy importante en el ambiente periglacial y trae hasta hoy muchos interrogantes sobre cómo conocer mas exactamente el mecanismo de levantamiento de grandes rocas o su intervención en la formación de los *suelos estructurados* (Washburn, 1985).

9.4. Procesos Fluviales del Ambiente Periglacial

Los ríos y arroyos se congelan total o parcialmente en los ambientes criogénicos durante una parte del año, de lo contrario participan activamente en la denudación de los valles y de las costas.

Los cursos de agua ayudan a la profundización de la erosión en las zonas con permafrost y contribuyen a la formación de hielo subterráneo.

Büdel (1981) introdujo la idea de una capa congelada o *Eisrinde* debajo de los ríos. El autor sostiene la importancia de los efectos del *Eisrinde* para debilitar afloramientos y como agente erosivo dentro del paisaje criogénico. Este tema entra en debate para ciertas zonas del oeste de Groenlandia donde la evolución de los valles está retardada en cuanto a la morfodinámica periglacial, pero sí ocurre con intensidad en el modelado de pendientes de la región (Stäblein, 1977).

Los cursos de agua y el agua subterránea extruida por el congelamiento de sectores del terreno originan también la típica forma de hielo en capas, llamada "*icing*", originada debido a sucesivos flujos de agua que escurren y se congelan uno sobre otro.

9.5. Participación del Viento en el Ambiente Criogénico

El viento es un elemento muy importante en cuanto a colaborar con la modelación de las formas criogénicas continentales o litorales. Hay formas eólicas muy variadas en ambientes criogénicos. Se denominan, por ej., *mushrooms* a las rocas erosionadas por el viento

y que quedan con formas de hongo. Auer (1956) describe *mushrooms* como relictos en areniscas en Tierra del Fuego. Los clastos o bloques que presentan una o varias caras modeladas por el viento se llaman *ventifactos* de ambientes fríos. Dependiendo de cuantas caras estén erosionadas se llaman 1: *Einkanter*, 2: *Zweikanter* y 3: *Dreikanter* (palabras de origen alemán). Las caras sirven para determinar la dirección de los vientos (González Bonorino & Teruggi, 1952).

Los ventifactos forman parte de los *pavimentos de desierto* que son también típicos en los ambientes eólicos periglaciales de los Andes. Huecos en las rocas por erosión eólica, pensados también con intervención de meteorización química en sus génesis (French, 1988), constituyen los *taffoni*. En el Área Protegida de la Laguna del Diamante (34°S., Cordillera Principal) se observan buenos ejemplos, la erosión ha actuado sobre una toba pumícea.

Sedimentos de origen eólico provenientes u originados en ambientes periglaciales, por ej. *cover sand* (Maarleveld, 1960), como el cinturón que rodea el área de morenas del Würm del norte europeo, o el *Deckschutt* (capa cobertura) en los *dells*, o valles periglaciales, con una componente sedimentaria eólica muy importante, representan diagnósticos de las geoformas con génesis criogénicas.

10. Loess

El *loess* sigue siendo una sedimentita eólica discutida, pero no se descarta en ella componentes de origen criogénico, ya que como pensara Troll (1944), el congelamiento es un fenómeno fundamental para explicar la producción de los limos del loess. Está constituido principalmente por 50-60% de limo, 5-30% de arcilla y 5-10% de arena. El 97% del loess ruso está compuesto por partículas < de 0,05 mm, es decir por debajo de limo grueso (Hamelin & Cook, 1967).

Los depósitos de loess de la Llanura Pampeana, los más importantes en el Hemisferio Sur, con una importante componente textural de arena fina y vidrio volcánico, en comparación con otros loess, fueron indicados como de clima árido, no así como indicadores de climas fríos (Teruggi, 1957). Está constituido por sedimentos con un 50% de limo, 50% de arena y un contenido alto en cenizas volcánicas.

No se descarta que en el material loésico pampeano o patagónico, durante los *criómeros*, o episodios fríos, haya intervenido la criogénesis, por ej. en los limos de fuentes andinas. Groeber ya había hecho en 1936 una importante relación criogénica y una de las primeras teorías paleoclimáticas cuaternarias, para ambientes coetáneos cordilleranos fríos con meteorización mecánica. Este autor buscaba explicar la depositación del loess del antiguo *Bonaerense* y también para las arenas del denominado *Médano Invasor*.

Se habla de *loess frío* considerando a aquel que se depositó rodeando los englazamientos (Hamelin & Cook, 1967).

11. El Congelamiento Estacional

Como puede observarse en el mapa de Sudamérica de la Fig. 8, mucho más amplia que la del permafrost es el área con los procesos de congelamiento invernal. Buk (1992) hace los primeros mapas delimitando las regiones con índices de congelamiento estacional máximo y frecuencias media anual de congelamiento en el sur argentino.

Existen datos de que el congelamiento estacional puede penetrar hasta unos metros en el suelo, dependiendo de los materiales y la topografía. El hielo de segregación opera fuertemente en las zonas de congelamiento estacional e influye sobre las obras del hombre. El hielo segregacional puede estar combinado con grietas de desecación, que colaboran en la génesis de hielo subsuperficial (Williams & Smith, 1989).

Por su parte el *pipkrake* (hielo acicular) aparece durante el congelamiento nocturno. Hay una gran diversidad de formas, producto de estos hielos, que son entendidas como *microtopografías* (Williams & Smith, 1989).

Si bien no hay permafrost en los Andes de Mérida y Sierra de Perijá (Venezuela), el nivel o piso periglacial con estos procesos puede alcanzar más de 1.000 m de espesor, entre los 3.600 hasta los 4.700 m de altura. Los suelos estructurados seleccionados y los microescalones son las formas del ecosistema del Páramo. En el Páramo de Piedras Blancas (Venezuela) el límite del hielo acicular, por ej., está a los 3.600 m (Schubert, 1979).

En la región de los Andes Tropicales los fenómenos de congelamiento estacional se concentran en la denominada *Tierra Helada*, por arriba del límite superior del bosque, entre una TMA de 7°C (subpáramo) hasta una TMA de -1.5°C en el piso nival (Pico Bolívar, 5.008 m s.n.m.), ya en el llamado *superpáramo* (Lauer, 1979). Los procesos más importantes son la solifluxión y el efecto del hielo acicular. Combinada con la criogénesis está la acción del viento. Sin embargo, como bien comprobara Pérez (1984), la génesis de los suelos estructurados en las montañas de Venezuela resulta más unida a la influencia de los rayos solares, principalmente de los rayos matinales, y de su direcciones que a la participación del viento.

Ambientes de los Andes Mendocinos con congelamiento estacional, con pequeñas estructuras de selección y charcos de meteorización fueron incorporados por Corte (1983) a una zona que él llamó *parageocriogénica*.

12. Formas y Estructuras criogénicas

12.1 Suelos estructurados, tipos: redes, bandas, polígonos y círculos de piedra

Una combinación de procesos en donde intervienen el levantamiento por hielo acicular, selección, reptación del suelo, deshidratación

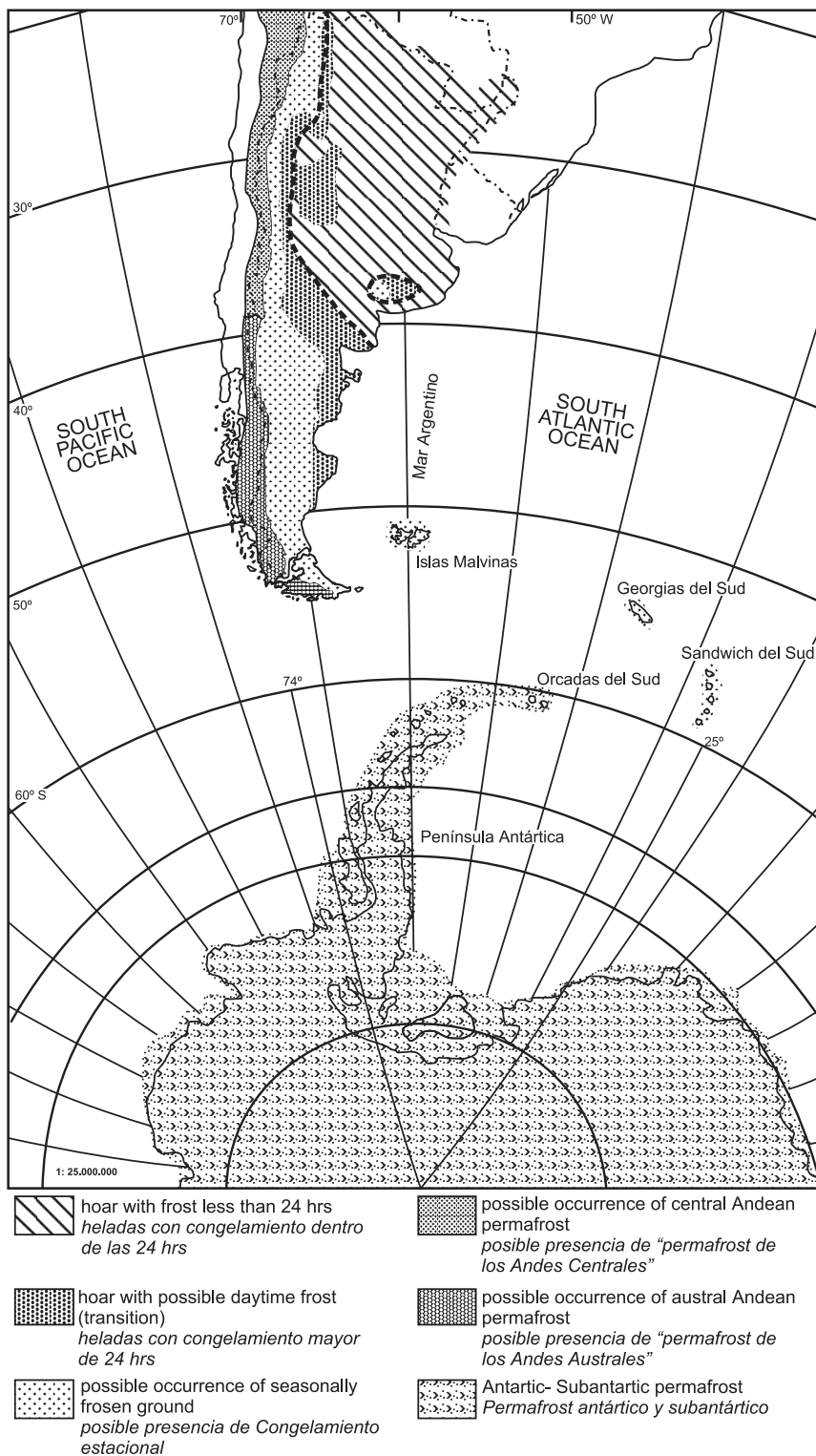


Figura 8. Mapa de distribución de zonas de congelamiento en el Cono Sur (Trombotto, 1991).

y contracción térmica, por la acción del congelamiento y del descongelamiento, determina el origen de formas superficiales muy particulares: los *suelos estructurados* (Multi-language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice terms, 1998).

Washburn (1970) hace una importante clasificación de los procesos vinculados con la génesis de los suelos estructurados vinculándolos con dos mecanismos importantes:

- donde el craquelamiento es necesario: por desecación, por congelamiento, por permafrost, por presencia de suelos salinos, principalmente;
- donde el craquelamiento no es necesario: selección, “solifluxión” (*mass displacement*), extrusión, procesos fluviales, expansión por crecimiento de sales, principalmente.

Las grietas de desecación aparecen también en las zonas frías y están asociadas al proceso de pérdida de humedad de la capa activa. Son de dimensiones pequeñas comparadas con las de contracción térmica. En ensayos de laboratorio (Hövermann & Kuhle, 1978) resultaron de una mezcla de loess y carbonato, con 8 a 25% de agua, con temperaturas entre -8 y -15°C y con descongelamiento a temperatura de laboratorio.

Stingl (1979) describió los suelos estructurados periglaciales de acuerdo a los siguientes mecanismos esenciales:

- La formación de fisuras, originadas por la contracción térmica con relación a las características de los suelos.
- Crioturbación.
- Selección vertical y selección horizontal en sentido de Corte (1962a y b).

En la formación de fisuras, las grietas de desecación juegan también un papel muy importante, ya que la capa activa o la capa de congelamiento estacional se humecta y seca frecuentemente ayudando de esta manera a la selección. La famosa clasificación de Meinardus de 1912, se basó en el concepto genético de la formación de los polígonos tipo I y II de Högbom de 1910 (ver Högbom, 1914), quién separó polígonos asociados a la selección horizontal y deshidratación, de otros relacionados con la contracción térmica.

Granulometría, roca parental, humedad o agua, como frecuencia e intensidad de congelamiento juegan un rol muy importante en la génesis de los suelos criogénicos. Los suelos estructurados pueden estar o no seleccionados horizontalmente, es decir con o sin diferenciación granulométrica entre los centros y sus periferias. De esta manera Washburn (1956, 1970) clasifica a los suelos estructurados principalmente en redes, bandas, círculos y polígonos, que a su vez se subclasifican en que estén o no seleccionados horizontalmente. Los *escalones* o *terrascitas* seleccionadas y no seleccionadas (*sorted and non sorted steps*) han sido ubicadas por su génesis preferentemente dentro de las formas solifluidales (ver 12.4).

Un tamaño > de 2 m de diámetro es un tamaño que se comienza a relacionar con la presencia del permafrost (Trombotto, 1985).

Büdel (1981) explica toda una gama de formas en los suelos estructurados que dependen de los cambios de pendiente.

Contactos de lados de suelos estructurados o pequeños cambios de direcciones y resistencias de los clastos dentro de ciertas formas producen las llamadas *rosetas* o *rosas de piedra*.

La presencia de líquenes de diferentes edades y colores puede ayudar a demarcar los suelos estructurados, o como con la teoría de convección libre interpretar drenajes y variaciones subsuperficiales del terreno (Krantz *et al.*, 1989).

12.1.1. Redes (*nets*, en alemán y singular: *Steinnetz*)

Al contrario del tipo anterior tienen forma irregular. No es una condición para ellas la presencia del permafrost, pero sí poseen una estrecha relación con los problemas del congelamiento nocturno como pensara Troll (1944) para los Andes Tropicales. Son generalmente pequeñas, del orden de los centímetros, pero en ciertas condiciones favorables, y con una génesis más compleja, como en los Andes Centrales pueden alcanzar más de 5 m de diámetro.

En la Lagunita del Plata (4.000 m s.n.m.), Cordillera Frontal, Argentina (Trombotto, 1991), las redes son comunes con tamaños entre 10 cm y 2 m y se encuentran seleccionadas.

Las redes pueden originarse por deformaciones de otros suelos estructurados o por crioturbación, extrusión de sedimentos finos y coalescencia de los mismos. Las grietas de desecación ayudan también a la formación de redes o polígonos mal formados. Corte (1953) observa la tendencia de polígonos a la formación de cuadriláteros en la zona de la Laguna del Diamante (Mendoza) como producto del cambio de pendiente $> 3^\circ$. Troll (1944) y Graf (1971) describen redes en el sur de los Andes Peruanos y en la Cordillera Real de Bolivia entre los 4.600 y 5.300 m de altura.

En la Cordillera Principal de Mendoza las redes fueron descritas tempranamente por Corte (1953). Las pequeñas redes de 15-20 cm se comienzan a encontrar a los 3.300 m, a los 34°S ., el autor encuentra formas de 1 m de diámetro por arriba de los 3.800 m de altura.

Ahumada (1986) demarcó, más hacia el norte ($32^\circ\text{-}33^\circ\text{S}$), y asociada a la formación de las pequeñas redes, un nivel de selección vertical de por lo menos 20 cm de profundidad con señales de extrusión o crioturbación en la Quebrada Matienzo (Mendoza) hacia los 3.600 m de altura. (Foto 1)

12.1.2. Bandas (*stripes*, *Steinstreifen*)

Tienen forma lineal y de acuerdo a su génesis pueden diferenciarse los siguientes tipos principales:

- bandas originadas por deformación de redes de piedra y sedimento fino, que están asociadas a la macrosolifluxión en el sentido de Troll (1944);
- *suelos estriados* con micro y macrosolifluxión;
- bandas de piedras vinculadas a grietas de desecación o de contracción térmica;

En el primer caso están generalmente compuestas por sedimentos finos, es muy típica en la Cordillera Frontal mendocina, y son generalmente anchas y cortas. No necesitan permafrost.

Por otro lado, los suelos estriados, *bandas de tierra* son aquellas formas lineales donde preponderan los sedimentos finos, en *bandas de piedras* predomina el material sefítico.

En los suelos estriados intervienen particularmente el hielo acicular y la solifluxión de ladera. Este es un caso muy frecuente en los Andes. Fueron descriptos desde el Páramo de Venezuela (Schubert, 1979, Pérez, 1991) hacia el sur y a lo largo de toda la Cordillera de los Andes.

Desde hace tiempo se mencionaron bandas de esquistos en el Perú (Troll, 1944) y bandas en los Andes argentinos (Corte, 1953). Son de unos 10 a 30 cm de ancho, es decir angostas y limitadas, a veces, por otras bandas de anchos similares, de material más grueso (bandas seleccionadas). Ahumada (1990) las describe a 4.500 m de altura en Cordillera Principal. (Foto 2).

Graf (1971) menciona bandas gigantes que cubren alturas entre los 4.800 y 4.950 m de altura en la zona de la Laguna de Aguas-cocha (11°S., Perú). Bandas de piedra por arriba de los 3.800 m en la zona del Cerro de la Laguna (Cordillera Principal, 34°S, Corte, 1953) alcanzan los 3 m de ancho.

Grab (1996) utiliza en Lesotho los índices de selección para discriminar los mecanismos originadores de las bandas y relaciona su origen con episodios fríos pasados.

El caso de bandas combinadas con grietas de contracción térmica, se presenta en los Andes Mendocinos generalmente con clastos gruesos y angulosos, en donde el material fino es lavado por agua de descongelamiento. En la Lagunita del Plata, por ejemplo (4.000 m, 33°S, Mendoza, Argentina), las bandas preferentemente de grauvacas, en grietas de contracción térmica, presentan una típica fábrica de colapso, ya que los clastos van cayendo dentro de las grietas con sus ejes mayores orientados verticalmente (Trombotto, 1991).

12.1.3. Polígonos (*polygon*, en alemán y singular: *Steinpolygon*)

Son formas que dejan identificar claramente varios lados. Fundamentalmente están representados por dos tipos:

- a) Polígonos de contracción por desecación de la capa activa o capa de congelamiento estacional, generalmente micropolígonos.
- b) Polígonos por contracción térmica, que pueden estar asocia-



Foto 1. Suelos estructurados seleccionados, que muestran selección vertical de 20 cm de profundidad. Quebrada Benjamín Matienzo, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina.

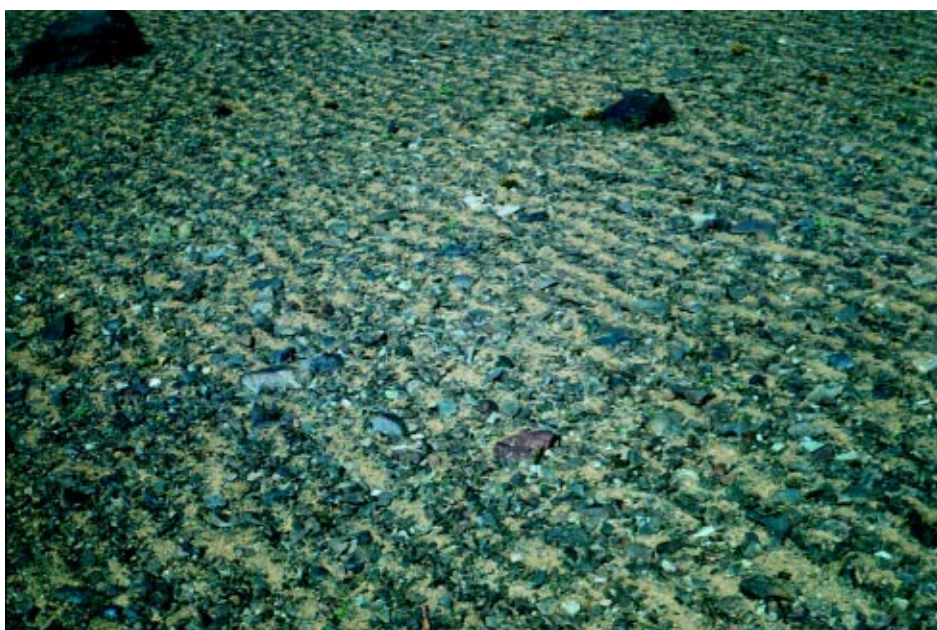


Foto 2. Bandas seleccionadas. Quebrada Benjamín Matienzo, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina.

dos a permafrost o a muy bajas temperaturas (clasificación de Meinardus, 1912).

Este último caso forma macropolígonos, a menudo no seleccionados, como pueden observarse en la Pampa de los Avestruces, Cordillera Frontal, Mendoza.

Polígonos de piedras entre 10 y 25 cm se citan para los Andes Peruanos y Bolivianos (Troll, 1944; Graf, 1971; Hastenrath, 1971). Los polígonos de piedras más típicos que se encuentran en la Lagunita del Plata, Cordón del Plata (Trombotto, 1991) o Laguna del Diamante, Argentina, por ej., están en estrecha relación con la deshidratación del terreno en invierno o con la deshidratación de horizontes saturados de agua de descongelamiento, que proviene de manchones de nieve o de hielo estacional. Estos últimos se muestran a menudo como polígonos seleccionados y con un tamaño promedio de 20 cm en los lugares citados. En los Andes Centrales están desarrollados frecuentemente sobre sedimentos fluvio-glaciarios (Corte, 1953; Ahumada, 1986).

12.1.4. Círculos (*circles*, *Steinringe*)

Los círculos de piedra, o formas casi circulares, observados, presentan su centros hundidos. Reciben también el nombre de *anillos de Amundsen*. Los círculos existen con relación a la presencia del permafrost. Se forman con poca pendiente (1°).

Hallet & Prestud (1986.) sostienen su formación por convección libre con sedimentos, favorecida en terrenos pantanosos por materiales con baja viscosidad, difusibilidad térmica y permeabilidad, decrecimiento de la densidad de los materiales en profundidad durante el periodo de descongelamiento, sometidos a la acción de los ciclos de congelamiento y descongelamiento. Los autores analizan el mecanismo con la ecuación de Rayleigh para fluidos que debe tener un valor crítico para detonar la convección (10^3). Estas formas periglaciales, que en la zona estudiada de Spitzbergen alcanzan entre 3 y 6 m de diámetro, podrían ser indicadores climáticos en cuanto a que el espesor de la capa activa controla e intensifica el mecanismo de convección. Un periodo más cálido (TMA bajo cero en pocos grados), con más precipitación nival y con veranos más cálidos, sería un momento particular de formación de grandes círculos.

Se han hallado círculos de piedra en el Cordón del Plata, Mendoza, Argentina (Trombotto, 1991), de diámetros entre 1,6-4,4 m y con un valor medio de diámetro de 2,8 m a 4.000 m de altura. Se encuentran generalmente seleccionados.

Ejemplos de la Cordillera Frontal muestran círculos de piedra cuyo perímetro está preferentemente constituido por grauvacas de la formación "El Plata", las rocas claras corresponden a un intrusivo granítico. (Foto 3)

El tiempo requerido para que una parcela de suelo se mueva radialmente hacia la periferia, en un círculo seleccionado, fue estu-

diado por Washburn (1988), quien aplicando y estudiando la siguiente fórmula:

$$t = \int_{\delta}^R \frac{dr}{V(r)}$$

t = tiempo

δ = distancia inicial

R = radio del círculo

r = coordenada radial

V = velocidad

dedujo que un círculo de 2 m de radio en el Ártico canadiense necesitó aproximadamente 1.700 años en configurarse.

12.1.5. Plugs (del inglés *plugs*, *plug circles*)

Definidos recientemente por Washburn (1997) para el Ártico. Es una variedad circular de suelo estructurado rico en sedimentos finos, con muchas rocas o sin ellas, que se continua en la subsuperficie de forma cilíndrica o irregular. Pueden ser seleccionados o no y se encuentran sobre una capa con concentración de hielo o cerca del tope de permafrost. La excavación de la zona marginal deja una típica columna o “diapiro” de material adherido. Es explicado por levantamiento por congelamiento diferencial y movimiento del suelo hacia arriba como un fluido, de forma plástica o por fuerzas inducidas por el congelamiento (Washburn, 1997).

12.1.6. Estructuras de extrusión (*frost boil*, *Frostbeule*, *ostiol*)

Las estructuras de extrusión o *volcanes de la Tundra* son las formas cónicas constituidas por el material fino expelido por criotur-bación y presión criostática en el substrato, que a menudo participa en el origen de los suelos estructurados.

Pueden conformar microredes dentro de círculos y polígonos de piedras o contribuyendo directamente con la génesis de las redes de piedra.

Durante el descongelamiento las estructuras de extrusión se aplastan formando islas de material fino que recuerdan a “tortitas de tierra o barro”, de ahí el nombre alemán de *Erdkuchen* o *Frostbeule*.

Constituyen frecuentemente parte de las formas seleccionadas en superficie y no necesitan permafrost. Son muy comunes en toda la cordillera andina y Ahumada (1986, 1990) las describe en Cordillera Principal a 4.500 m de altura.

El mecanismo de funcionamiento de estas estructuras en el

Ártico, con la denominada “subducción”, es descripto por Dyke y Zoltai (1980) calculando este movimiento en menos de 1 mm por año.

12.2. Domos y montículos de congelamiento

Los finlandeses denominan *pounus* a los domos formados por congelamiento en turberas.

El término *thúfur* (Gruner, 1912, voz islandesa, pl. de *thufa*), sirve para designar montículos formados en suelo orgánico o mineral con cobertura vegetal y con congelamiento estacional y participación de hielo segregacional. Se forman en suelos ricos en materiales limosos y orgánicos. Sus tamaños oscilan entre 50 y 160 cm. Dentro de la clasificación de Washburn (1979) como suelos estructurados, polígonos no seleccionados, vegetados, con levantamiento central. Schulte & Zoltai (1988) los identifican como un subtipo de *hummocks* desde el punto de vista genético.

Los thúfur, sin embargo, no siempre necesitan permafrost (partes más cálidas del permafrost discontinuo, IPA, Glosario 1998) y son característicos de la capa activa del ambiente alpino o subártico, en lugares con drenaje imperfecto y de zonas con congelamiento estacional. El drenaje puede ser óptimo en ciertos lugares, sobre permafrost y suelos saturados en verano como en Laponia (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998). Son típicos los de Islandia en relación a loess volcánicos y andosoles, con contenido de alofano, fracción orgánica, materiales tipo gel como la imogolita y polímeros de aluminio. Estos materiales tienen la facultad de retener el agua y la fracción de vidrio volcánico da una alta conductividad del orden de 2,20 W/(m K) (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998). Se encuentran cubiertos de vegetación.

Su estructura interna se encuentra perturbada y hay horizontes desplomados. Se nota un incremento de granulometría hacia los lados y el tope. La densidad del suelo mineral es de 1 a 2,18 g/cm³, lo que implicaría la importancia de la crioturbação.

Van Vliet-Lanoë (1988) piensa que el relieve tipo hummock es el resultado de estrés acumulados, durante el congelamiento, comienzo del descongelamiento y por desecación estival, aunque posteriormente plantea varios tipos más de mecanismos formadores (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998).

En los Andes Australes hay muy buenos ejemplos de thúfur.

Formas con un origen similar al de las estructuras de extrusión mencionadas arriba, con alto contenido en hielo y estructura interna crioturbação, en zonas con permafrost continuo, reciben frecuentemente el nombre de “*earth hummocks*”.

Por su parte las *palsas* (Fries & Bergstrom, 1910; *peat bog*, *peat hummock*, *frozen peat mound*), voz finlandesa y lapona, *pals* en singular, correctamente: *palsas* en plural. La literatura menciona la primeras identificaciones de Kihlman (1890) en la Península de Kola. En islandés se la denomina *rúst* y las turberas (*bogs*) donde se forman *flá*. *Rúst* significa ruina, probablemente recordando restos de

casas de turba, también se le dice *dys*, *grave mound*.

Un montículo de congelamiento en turba saturada con agua, contiene un núcleo de hielo y se expresa como un levantamiento en un moor. Esta forma es típica o indicadora de la zona con permafrost discontinuo, aunque aparece, sin embargo, también en las zonas árticas de permafrost continuo (Washburn, 1983). Necesitan una TMA de -2°C . Se localizan en Canadá, Fenoscandia, Islandia, Japón ($43^{\circ}37'\text{N}$, 1720 m, Daisetsuzan Mountains), Rusia, USA (Alaska y Wyoming: $44^{\circ}54'\text{N}$ y 2.950 m, Beartooth Mountains).

Su génesis es compleja. Las palsas están presentes en los ecosistemas con turberas o moor, dentro del ambiente de permafrost discontinuo.

Seppälä (1986) señala que las palsas de la Laponia finesa necesitan bajas temperaturas y pocas precipitaciones, turba saturada con agua y una cobertura delgada de nieve que pueda dejar entrar profundamente la onda de congelamiento desde la superficie. La turba seca, con muy baja conductividad térmica, tiene la cualidad importante de aislar el corazón congelado de la palsa que incluso presenta los lentes de hielo. El hielo puede ser de segregación o de inyección (Washburn, 1983). El límite de distribución de las palsas en Escandinavia está dado por una TMA de -1°C y 400 mm de precipitación (Seppälä, 1986).

Poseen un ancho de 10 a 50 m y un largo de 15 a 150 m, la altura oscila en 10 m. Presentan una cobertura de 1 a 5 m de espesor de turba seca que representa un buen aislante. Esto es importante para su preservación en verano. Parecen formarse cuando la cubierta de nieve es delgada y permite la penetración del congelamiento en la turba. Esta es la antigua teoría de Fries y Bergstrom. Durante el descongelamiento una parte congelada queda remanente; la reiteración del proceso provoca un incremento sucesivo, pero parece necesitar de contornos angulosos y escalonados, que puedan coleccionar nieve para su crecimiento.

Seppälä (1995) comprobó que el espesor de la nieve sobre el moor en ambiente subártico es el factor de control más importante.

No se han descrito para el hemisferio Sur, salvo unos casos especiales de Antártida.

Las verdaderas palsas suelen ser más raras de encontrar que las denominadas "minerogenéticas" o *lithalsas* desarrolladas y compuestas en suelo mineral.

Debe considerarse, sin embargo, que estas últimas deben ser tratadas desde el punto de vista físico, transmisión de calor y humedad, de forma diferente que las "verdaderas" de turba (IPA, Glosario de Terminología, 1998)

Con el nombre de *pingos* o *hidrolacólitos* (Porsild, 1938; Müller, 1959; Corte, 1953, *en ruso Bulgunnyakh*), voz inuktitut del MacKenzie que significa colina pequeña, se designan en cambio, a los grandes domos en suelos minerales, a veces asimétricos, con núcleos de *hielo masivo* cubierto, que se forman en las regiones de permafrost continuo y discontinuo. Es un domo de congelamiento con núcleo de hielo de gran tamaño.



Foto 3. Círculos de piedra. Lagunita del Plata. Cordillera Frontal, Mendoza, Argentina.



Foto 4. Lóbulos de soliflucción en bloques (grauvacas). Lagunita del Plata. Cordillera Frontal, Mendoza, Argentina.

El diámetro basal de un pingo puede oscilar entre 60 y 600 m. El máximo diámetro registrado: 1.200 m (Karte, 1979), siempre de más de 6 m. La altura oscila entre 3 y 45 m, siendo la máxima registrada hasta de 100 m (Karte, 1979). Se encuentran dentro del límite de permafrost discontinuo, pero su límite definitivo es desconocido hasta el momento. La cobertura arcillosa-arenosa que lo cubre se llama "kora" (Weise, 1983).

Hay dos tipos importantes de pingos descriptos en la literatura (Müller, 1959), de acuerdo al origen del agua que hace posible el crecimiento de su hielo interno

a) de sistema abierto o groenlandés, formado al pie de una pendiente, donde se supone que el movimiento del agua, interrumpida por capas de suelo congeladas superficiales, sigue presionando desde abajo (también llamado del *Este de Groenlandia*). El nivel piezométrico determina la presión del agua y la consiguiente presión criostática. TMA: -1 a -6°C.

b) de sistema cerrado o de la *Cuenca del Mackenzie* (Canadá), formado en zonas de talik, debajo de lagos someros, que son presionadas y encerradas por permafrost. En este último tipo el agua provendría del talik. Las génesis son fuertemente discutidas. TMA: < -6°C. (Hamelin & Cook, 1967)

Pingos y palsas no se han encontrado en general en el hemisferio sur. Sí existen algunas menciones aisladas para el permafrost de la región antártica, pero las formas reúnen características muy particulares y difieren de los tipos del hemisferio norte (Bockheim, 1995). Cabe mencionar que las formas necesitan mayores estudios y una buena revisión.

12.3. Turberas

Las *turberas* del sur sudamericano son ecosistemas que representan un tipo de ambiente de *moor* o *anmoor*, dependiendo del contenido en materia orgánica de la misma. Se comienza a hablar de un *anmoor* cuando el depósito posee menos del 75% en materia orgánica y de suelo mineral si es < del 15 % (Göttlich, 1990).

El *Moor* (Sjörs, 1959; Burmeister *et al.*, 1990) representa un ecosistema caracterizado al menos por 30 cm de turba, cenagoso, a veces con participación de *mudden*, es decir de un proceso sedimentario en aguas estancadas. En Argentina se usa el término turbera, pero está más restringido al área con turba. El paisaje de *moor* involucra también superficies arbustivas y no bajo agua, como es el caso fueguino con *Nothofagus antartica*. A los *moor* se los suele clasificar en:

➤ **Bog** (Hochmoor, en alemán): con *turberas ombrotáficas*. El pH es bajo y es pobre en especies con flores. El C/N está sobre 50. En general se diferencian una superficie superior y una zona marginal denominada *lagg*. Las escorrentías de agua, al principio bajo tierra y posteriormente descubiertas, se las llama *rüllen*, las lagunitas *kolk*.

➤ **Fen** (Niedermoor, en alemán): con *turberas minerotróficas*. Hay fens de pH bajo y fens con alto contenido en calcio. Se los llama “de Valle” cuando están relacionados a esa topografía o “de pendiente” cuando aparecen en las laderas ligados a cursos de agua.

➤ **Transicional:** caracterizados por turberas ombrominerotróficas. En los Andes Centrales, ecosistemas tipo turberas tienen una génesis similar a un *fen minerotrófico*. *Mallín* o *vega* son términos usados para esta clase de ambiente, tipo turbera, por los pobladores de ciertos lugares andinos subtropicales y patagónicos.

Los mallines son depósitos con alto contenido en materia orgánica o con una combinación de capas minero-orgánicas en condiciones pantanosas (ver Wingenroth, 1992). También se habla de mallines como *praderas húmedas* o *pantanosas* en la Patagonia, con una zonificación relacionada con la vegetación (Boelcke, 1957) y que frecuentemente bordean a los plateaus basálticos. Un interesante análisis de la posible génesis de estos últimos mallines la hace Willis entre 1911-1914 (1988).

En los mallines, siguiendo por comparación el paisaje de los moors del hemisferio norte, pueden observarse tanto *menucos* (ver Casamiquela, 1987) o un tipo de *kolks*, que son pequeñas lagunas internas que suelen congelarse en invierno y como un tipo de *rue-llen*, que son los cursos de drenajes de agua cubiertos por vegetación. Estas últimas formas son típicas también de los moors.

Mallines o moors son ambientes importantes en Geocriología, en cuanto a que hoy sufren congelamiento estacional y porque son ecosistemas remanentes que se iban formando a medida que se retiraban los hielos pleistocénicos durante los glaciales. Son estos ambientes los resultantes de zonas que tuvieron fenómenos asociados con el permafrost o con procesos periglaciales.

Un ambiente tipo fen o turbera minerotrófica se produce con la existencia de un ambiente ácuco, por ej., cercano a vertientes, arroyos de montaña o cauces originados por el descongelamiento de suelos del piso altitudinal criogénico, cuando el agua tiene dificultades de percolación y escurrimiento al encontrar lechos sedimentarios impermeables (por ej. sedimentos glaciarios, cenizas volcánicas, etc.).

En los Andes Mendocinos, y geomorfológicamente hablando, se dan dos tipos generales de “turberas” o mallines:

- de valles y
- de pendientes montañosas.

Estas turberas se encuentran en el piso denominado por Ambrosetti *et al.* (1986) nivel altoandino o *tundra andina* (Roig, 1987, com. oral).

En la región de Última Esperanza, Región Magallánica y sur de Chile como en Tierra del Fuego o la Comarca Andina argentina, las turberas, sin embargo, tienen una estrecha relación con las altas precipitaciones y reúnen también las características de *turberas ombrotólicas*.

Los ambientes mencionados favorecen el crecimiento de numerosos y variados tipos de plantas, que impregnadas de agua y plantas muertas se van acumulando verticalmente, ya que los niveles no

terminan de descomponerse completamente y originan así turberas o suelos orgánicos muy importantes. El frío tiene un rol fundamental en dificultar la descomposición de la materia orgánica.

La criogénesis estacional en las turberas actúa conformando domos de congelamiento estacional, tipo thufurs, tanto en ambientes andinos centrales como en el sur chileno-argentino (por ej., turberas continentales con los géneros *Carex* y *Caltha*, Roig et al., 1985).

Una importante clasificación de moors, en base a la composición florística, en Tierra del Fuego fue realizada por Roivainen (1954). La típica turbera de *Sphagnum magellanicum* (Weissmoor) de Tierra del Fuego es un típico ejemplo de moor.

En base a los trabajos realizados con la "Transecta Botánica de la Patagonia Austral" (Boelke et al., 1985), Roig (1984) amplía ecológicamente el concepto ambiental de las turberas australes sud-americanas incorporándolas al ecosistema denominado *tundra*. El autor dividirá esta tundra en dos grandes tipos: higrófila y xérica, de acuerdo a su dependencia con las precipitaciones. Estas tundras comprenden a su vez otras variedades, debido a los complejos florísticos o a las características geográfico-climáticas de las mismas. Hacia los 900 m, en la tundra llamada xérica andina típica, con *Nassauvia* como vegetación más representativa, Roig encuentra permafrost a los 30-40 cm de profundidad y suelos poligonales de escaso desarrollo.

Fuera de las turberas la vegetación también sufre la criogénesis. Las plantas pueden impedir la reptación criogénica del suelo o pueden tomar formas singulares, como el crecimiento en círculos debido al efecto del hielo acicular que produce el levantamiento de las raíces y de ellas mismas en movimientos centrífugos. Corte (1955) explicó la forma subcircular de crecimiento de *Deyeuxia chrysostachya* por procesos criopedológicos en Mendoza.

12.4. Formas solifluidales, clasificación

Las estructuras solifluidales suelen estar clasificadas de acuerdo a sus formas y a sus constituyentes superficiales o frontales. Sus componentes rocosos y sedimentarios son angulosos, de tamaños variados y con una fuerte componente de mezcla. Este material constituyente recibe frecuentemente el nombre de *head*.

Las formas andinas típicas por ej., en la Lagunita del Plata, Mendoza, Argentina, muestran los siguientes tipos (Trombotto, 1991):

➤ **Capas solifluidadas** (*solifluction sheet*)

Sobre superficies con baja pendiente. Constituyen formas entrelazadas o cordadas, con relieves remarcados por sedimentos gruesos. Se observan en pendientes > de 2°. Un tipo de capa solifludal o solifluidada de bajo ángulo de pendiente contribuye en la génesis de suelos estructurados o en un contacto solifludal.

➤ **Lóbulos de soliflución** (*solifluction lobe*).

Se presentan como una protuberancia o lengua, identificable y adosada a las pendientes.

Los lóbulos de solifluxión pueden tener superficies aterrazadas, frentes rocosos y estar combinados con grietas de circulación de agua de descongelamiento en la base frontal. En este último caso también los clastos suelen estar ubicados verticalmente. Son el clásico producto de la macrosolifluxión o solifluxión de pendiente de Troll (1944). Los lóbulos pueden presentar una marcada selección vertical en su parte más superficial.

En el Cordón del Plata, los lóbulos muestran ángulos preferentes entre los 28° y 29°, bloques entre 30 y 40 cm en su superficie y están relacionados con la formación de *pendientes detríticas*. Las velocidades de los lóbulos de solifluxión en grauvacas fueron medidas entre 3 y 6 cm anuales en la Lagunita del Plata, con la máxima velocidad a más de 4.300 m de altura (Foto 4) (Trombotto *et al.*, 1984; Trombotto, 1991).

➤ **Terracitas** (*solifluction terraces, terrassettes*).

Son formas escalonadas de solifluxión pero relativamente más pequeñas. Pueden estar acompañando a los lóbulos y no necesitan permafrost. Son muy frecuentes en todas las regiones andinas. Presentan selección vertical y abundancia en sedimentos finos. Tienen un amplio espectro de aparición en diferentes clases petrográficas y con diferentes ángulos de inclinación en las pendientes. Las pendientes más frecuentes con terracitas en la zona de la Lagunita del Plata oscilan entre los 12° y 25°.

➤ Un cuarto tipo se diferenció en los Andes Centrales (Trombotto, 1991) por la magnificencia de la forma y porque conforma una geoforma combinada con manchones de nieve.

Son formas muy grandes observables en la Lagunita del Plata que muestran una combinación de procesos solifluidales en grandes escalones con la participación del trabajo de la nivación o de manchones de nieve que permanecen durante largo tiempo ocupando sus frentes.

Diferentes tipos de suelos estructurados andinos resultan deformados por la micro y macrosolifluxión en el sentido de Troll (1944). Con distintos ángulos de pendiente Büdel (1981) explica una variedad de formas afectadas por solifluxión, desde redes hasta bandas de piedra, pasando por las conocidas formas tipo "cola de cometa".

Un interesante caso de fenómeno solifluidal se constituye cuando con distintas petrografías, como en la Lagunita del Plata, los suelos criogénicos solifluidados convergen o se mueven en una misma dirección pero con distinto sentido. Esta forma ha sido llamada *contacto solifluidal* (Corte & Trombotto, 1981).

"*Lenguas de bloques*", que se deslizan pendiente abajo por efectos de la solifluxión, caracterizan el piso periglacial de los Andes en diferentes latitudes y alturas. Fueron descritos desde principio de siglo por las expediciones suecas a los Andes Australes y a las Islas Malvinas (ver Högbom, 1914). Casos particulares de estos tipos lo constituyen los flujos o *ríos de piedras*.

Los *Wanderblock* o *bloques errantes* son bloques que son levantados por el hielo y que con la ayuda de la solifluxión se mueven lentamente pendiente abajo. Se observan a lo largo de la Cordillera de los Andes e incluso en las zonas con congelamiento estacional.



Foto 5. Guirnaldas de vegetación. Pendientes con solifluxión de Quebrada Benjamín Matienzo. Cordillera Principal, Mendoza, Argentina.

Por otro lado reciben el nombre de *guirnaldas* aquellas formas de solifluxión, tipo terracitas, cuyos frentes están contenidos o demarcados por vegetación. (Foto 5) Estas formas no necesitan permafrost. Es una forma de reptación detenida o interceptada por la vegetación y su parte superior está generalmente aterrizada. Fueron ya descriptas por Corte en 1953 para explicar fenómenos criopedológicos en la Pampa de los Avestruces, a 3.500 m (Cordillera Principal, Mendoza). En Perú, Graf (1971) las cita a alturas de 4.850 m para el Valle Viscas (11°35'S.) y Hastenrath (1971) en Chacaltaya, Cordillera Real de Bolivia, por arriba de los 4.500 m hasta aproximadamente los 5.000 m s.n.m. en donde aparecen redes, bandas y pequeños polígonos de piedra, como en la Puna Argentina (Igarzábal, 1983).

En los Andes Australes, en la región de los bosques templados de Araucaria y el bosque subantártico magallánico, preponderan formas que están relacionadas con la vegetación, son formas solifluídicas unidas o detenidas (*gebundene o gehemmte Solifluktion*), como bien lo señala en innumerables perfiles desde casi los 38°S. Garleff (1977). Estas formas se encuentran por arriba de la línea superior del bosque o en la transición al piso periglacial, por ej. guirnaldas en la zona del Tronador a los 1.500 m de altura y en la del Fitz Roy a aproximadamente 1.000 m.

Garleff (1977) cita también guirnaldas para las sierras patagónicas y Patagonides en la Patagonia, como por ejemplo a aproximadamente 1.000 m de altura en la Sierra de Tecka y de San Bernardo. En la mesetas patagónicas mencionan paralelamente a esa altura lóbulos de bloques, incluso con selección, y suelos estructurados en la Meseta de la Muerte.

IV – Los Procesos Criogénicos II

12.5) Nivación, nichos de nivación. 12.6) Crioplanación, Crioplanicie y Felsenmeer. 12.7) Pendientes Criogénicas y modelado de Pendientes. Tipos de Pendientes. 12.8) Valles Asimétricos. 12.9) Glaciares de escombros. 12.9.1) Procesos y factores criogénicos en los glaciares de escombros. 12.9.2) Tipología de los glaciares de escombros estudiados. 12.9.3) Estructura y composición. 12.9.4) Sedimentos. 12.9.5) Permafrost. 12.9.6) Importancia de los glaciares de escombros: hidrología y clima

12.5. Nivación - Nichos de Nivación

Los manchones de nieve actúan como agentes erosivos, o colaboran con la erosión, en los ambientes criogénicos y en el piso nival de la montaña. Hay manchones que permanecen corto tiempo, después de la temporada invernal o durante años más secos y cálidos, desaparecen y su acción es restringida. Estos manchones son llamados *estacionales* o *temporarios*. Otros, delimitados por la influencia de la TMA, la radiación solar, o si se encuentran en la pendiente que mira al sur, es decir la más fría en el hemisferio sur, incluso en alturas más bajas, pueden estar permanentemente y son los llamados *perennes*.

Es interesante mencionar que los manchones de nieve están fuertemente influidos por los fenómenos ENSO y por las nevadas en cordillera, como también por los calentamientos climáticos observados.

Los manchones de nieve perennes son propios del ambiente periglacial. Los márgenes migrantes de los manchones constituyen las zonas preferenciales para ser destruidas por la criometeorización. Un conjunto de subprocesos: *solifluxión*, *lavado subnival*, *enfriamiento en las márgenes*, *levantamiento del tope de permafrost*, etc. (Schunke, 1974; Trombotto *et al.*, 1984), se concatenan para formar geoformas resultantes semicirculares, ojivales y cóncavas llamadas *nichos de nivación*. Las zonas que están sin nieve, cercanas a los manchones, reciben el agua de descongelamiento de éstos y hacen efectivo el trabajo de los ciclos de congelamiento y descongelamiento. El fenómeno erosivo que causan los manchones de nieve es el llamado proceso de *nivación*, si bien hay que decir que en él participan diferentes mecanismos.

Los manchones de nieve suelen clasificarse en *longitudinales* o *transversales* según si sus ejes mayores corten o sigan las líneas de drenaje (Lewis, 1939; Hamelin & Cook, 1967), sin embargo tal aseveración está discutida por Hall (1997) que cree que no hay una

orientación preferencial. Los tipos de manchones de nieve producen en el relieve, por lo tanto, formas residuales que están acordes con la génesis y los procesos nivales originales que pueden ser por contracción térmica, meteorización, solifluxión y acción fluvial.

Para Hall (1998) el proceso de nivación transversal no se diferencia del proceso siguiente, la crioplanación, y se relaciona particularmente con escalones o agujeros preexistentes en las montañas. Así mismo el autor minimiza la criometeorización frente a la meteorización mecánica, o en los ambientes secos al estrés térmico que sufren las rocas. Hall (1998) propone el término *periglacial mountain benches* sin connotación del proceso periglacial.

El límite inferior de los manchones de nieve perenne en la Lagunita del Plata, Andes de Mendoza, se encuentra a los 4.300 m en pendientes orientadas al sur (Foto 6). En los Andes Australes a aproximadamente 38°S., Neuquén, Argentina, el efecto de la nivación es observado en las pendientes orientadas al sur por debajo de los 2.200 m (Garleff, 1977). La presión de la nieve causa en estas zonas el *krummholz*, que es un encurvamiento en el tronco de los árboles, observado en las araucarias y *Nothofagus* cercanos a la línea superior del bosque.

12.6. Crioplanación, Crioplanicie y Felsenmeer

El término *crioplanación*, o *altiplanación* de Eakin (1916), es usado para explicar el conjunto de fenómenos que originan una planicie de ambiente criogénico o *crioplanicie*, (superficie aplanada o planicie en las cumbres de las zonas montañosas, llamada en este caso *cuspidal*) o terraza en valles y pendientes, *terraza de crioplanación*. Pueden alcanzar 250 m de ancho y 1 km de largo, siendo su cobertura cuaternaria hasta 3 m de espesor (Czudek, 1989)

Entre los procesos más importantes que intervienen están:

- a) la actividad de los manchones de nieve o nivación
- b) la criometeorización y
- c) la solifluxión, que ayuda a quitar el criosedimento (Demek, 1969).

Para algunos autores (Czudek, 1989, 1995) no necesitarían permafrost y las del E de Siberia serían muy antiguas (más que las europeas o norteamericanas) porque la zona no tuvo englazamiento e incluso habrían sufrido también la influencia de los interglaciales.

De acuerdo a la teoría de Suchodrovskiy, 1967, 1979 (Eakin, Obruchev, ver Czudek, 1989) no habría cambio por criogénesis en la pendiente general, sino un proceso de *overprint* en una superficie de planación preexistente y por condiciones geológicas que ayudan al desgaste altitudinal. La crioplanicie cuspidal podría ser un estadio final en un ciclo con estadios erosivos en donde los tipos se relacionan (Czudek, 1989).

En algunos casos la ubicación de la crioplanicie, entre montañas por ej., puede beneficiar la acumulación del crioregolito. Para este

último caso se ha empleado también la denominación de *criocubeta*, como en la Lagunita del Plata, Mendoza, a casi los 4.000 m de altura (Foto 7) (Trombotto, 1983; Trombotto *et al.*, 1984).

Las crioplanicies suelen estar en los Andes también como formas *cuspidales*, es decir ocupan las cumbres de las montañas. Estas formas reflejan una actividad criogénica muy intensa, relacionada con el permafrost continuo de montaña. En los Andes Sanjuaninos, Argentina (30°S.), las crioplanicies fueron tomadas por Scholl (1992) como indicadores del permafrost continuo, con temperaturas < -4°C, a alturas superiores de 5.000 m. En los Andes Australes las crioplanicies aparecen ya a los 1.590 m (aproximadamente 46°S.) en la zona del Cerro Ap Ivan (Garleff, 1977).

Criosuperficies con pendientes entre 5° y 10° de inclinación (ver Washburn, 1979), cubiertas de acumulaciones de bloques criofragmentados y de crioregolito, reciben el nombre de *campos de bloques* o *felsenmeer*. En la Lagunita del Plata, Mendoza, se dan sobre muy poca pendiente (2°-3°). Los *felsenmeer* coronan muchas veces los topes de las crioplanicies andinas.

12.7. Pendientes Criogénicas y modelado de Pendientes. Tipos de Pendientes

La denudación de pendientes sirven para caracterizar los procesos exógenos importantes, que ya describiera Penck en 1924, que modelan el *sistema de cadenas* montañosas de un paisaje, de acuerdo al principio de Scheidegger (1991).

A causa de la morfodinámica periglacial andina prevalecen en el sur sudamericano las siguientes geoformas de laderas:

➤ **Pendientes detríticas.** Son pendientes constituidas de rocas y bloques con espesor considerable y con importante material fino intercalado o crioregolito, que muestra reptación, e incluso, otras geoformas adosadas. Estas pendientes pueden contener hielo intersticial o *hielo cemento*, que aglutina las rocas, y tiene un importante valor hidrológico estival o estacional. Las pendientes detríticas graníticas poseen en la "Lagunita del Plata", Mendoza, ángulos de inclinación predominantes entre 29° y 34°, mientras que en las grauvacas oscilan entre 24° y 31°.

➤ **Pendientes planas o pendientes lisas.** También *Glatthaenge* (del alemán *Glatthang*, pl.: *Glatthänge*) son pendientes amplias y suaves con poco espesor de roca criofragmentada. En ellas interviene el proceso de solifluxión de manera somera. Oportunamente interviene el lavado y con inclinaciones mayores de 40°, el transporte gravitacional (Albjär *et al.*, 1979). Comúnmente están cortadas por las cicatrices de avalanchas de nieve y detrimento, denominadas *canaletas de avalanchas nivodetríticas* o *flujos de barro*, que son típicos del ambiente periglacial árido y semi-árido de los Andes Centrales. *Glatthaenge* son descriptos por Garleff (1977) en los Andes Sanjuaninos, Valle de Agua Negra, por arriba de los 4.500 m y hacia el sur,



Foto 6. Manchón de nieve en la Lagunita del Plata. Cordillera Frontal, Mendoza, Argentina.



Foto 7. Aspecto de la criocubeta, a 4.000 m s.n.m., en Lagunita del Plata. Cordillera Frontal, Mendoza, Argentina.

son citados también en diversas regiones de Mendoza, como en la zona de la Laguna del Diamante (>3.300 m).

Stingl & Garleff (1983) presentan un importante trabajo mapeando pendientes planas como producto de la criodinámica y buscan los factores generadores de este tipo de pendiente en las regiones montañosas semiáridas de Cuyo y parte del NOA de Argentina. Los mismos autores remarcan la importancia de la petrografía en los Nevados de Famatina (29°S.), esquistos y cuarcitas, que contribuyen a formar *glatthaenge* o pendientes planas en el piso periglacial por arriba de los 4.000 m y a generar gran cantidad de sedimentos finos.

En Chile, hacia el límite con Perú fueron estudiados por Abele (1982), que ha diferenciado un tipo de pendiente plana asociada con los ciclos de congelamiento y descongelamiento, de otro tipo en la *zona de neblina*, en donde interviene el efecto del crecimiento e hidratación de la sal.

► **Talus o conos de talud.** En las laderas y al pie de las montañas de ambientes criogénicos se observan generalmente acumulaciones de rocas angulosas y crioregolito de diferentes tamaños originados por la dinámica del congelamiento sobre las rocas y por el aporte de las avalanchas nivodetríticas, son los *talus*. Corresponden a la fase llamada por Francou (1982) *d'eboulisation*, o sea, de desmoronamiento, que produce sus *chutes primaires* o caídas primarias de rocas. (Foto 8)

Hay muchos tipos y combinaciones clasificados de acuerdo a cambios en la génesis y a sus formas: *talus de desprendimientos rocosos, por caída y acumulación de criofragmentos, talus aluviales, talus de avalanchas*, etc. (Rapp, 1959; White, 1981; Ahumada, 1986). En Huamparcocha, Perú (12°S.), por arriba de los 4.900 m, Francou (1984) hace hincapié, que para el origen de los talus, paralelamente a la exposición, está la influencia de las características petrográficas de las andesitas y riolitas. Estas rocas, que también en aquella región están afectadas por intrusivos ígneos, se encuentran alteradas por la influencia tectónica y por el hidrotermalismo (epidotización) y parecen fácilmente atacables por la criometeorización. Similares condiciones, con intrusivos, tectónica y metamorfismo, fueron señalados también como factores importantes para génesis de las formas periglaciales de la Lagunita del Plata, Mendoza (Trombotto, 1983, 1991).

Un corte transversal en pendientes y valles periglaciales puede mostrar muchas veces una alternancia de *regolito estratificado en pendiente*, también llamado *grèzes litées* en la literatura especializada. Consiste en capas de sedimentos alternados, diferenciadas granulométricamente, en las cuales los ejes mayores de los clastos están orientados pendiente abajo. (Foto 9)

Trombotto (1991) presentó diferentes génesis posibles para tales estructuras en las pendientes periglaciales de los Andes Mendocinos. Pendientes detríticas y *grèzes litées* relícticos cuyanos son abundantes, por debajo y cercanos al nivel periglacial actual, pero falta el mapeo detallado de los mismos.



Foto 8. Talus en pendiente del C° Pan de Azúcar, en la Quebrada Benjamín Matienzo. Cordillera Principal, Mendoza, Argentina.



Foto 9. Greñze litée expuesto en las laderas de Qda. Benjamín Matienzo, Valle superior del Río Cuevas, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina.

Los *protalus ramparts* son formas sedimentarias especiales asociadas a manchones de nieve, que están adosados a las laderas de las montañas, por sobre los cuales las rocas se deslizan y se concentran en sus frentes. Para White (1981) representan movimientos en masa no catastróficos. Se encuentran muy bien representados en los Andes Centrales (Ahumada, 1986). (Foto 10)

La expresión *kurum* usada en el Transbaikal (Romanovskiy *et al.*, 1989), abarca los *rock streams* o ríos de piedra, si es que pueden identificarse flujos definidos y las pendientes detríticas o *Schuttthänge*, ya descritas, si cubren grandes superficies en las pendientes. Son formas zonales y dependientes de la altitud y del régimen de humedad en la capa activa, es decir de los ciclos de congelamiento y descongelamiento. Tienen movimientos de varios mm anuales. Se clasifican en Romanovskiy *et al.* (1989):

- a) aquellos originados sobre rocas de basamento y
- b) los que se originan por rocas sedimentarias sefíticas.

Se definen en los kurums dos facies (morfogenéticas), en función de la orientación de la roca madre o de la tectónica con respecto a la pendiente.

12.8. Valles Asimétricos

La asimetría de los valles constituye una típica característica de los ambientes periglaciales. En la génesis de los *valles asimétricos* influyen muchos factores pero el más importante en éstos ambientes es la exposición de las laderas (Karrasch, 1983). En el hemisferio sur las laderas que miran al norte son más cálidas y suaves. Dentro del ambiente periglacial, ellas poseen mayor frecuencia de ciclos de congelamiento y descongelamiento, como así también mayor acción de la solifluxión. Las paredes que miran al sur son las más frías, con inclinaciones mayores, escarpadas y accidentadas.

Valles periglaciales *con fondo de cuna o dells*, muchos asimétricos, constituyen geoformas del ambiente periglacial andino, que son también reconocibles a través de sus coberturas con sedimentos solifluidales (Semmel, 1985). Garleff *et al.* (1989) hicieron un levantamiento muy conspicuo de dells fósiles para la carta geomorfológica: "La Junta - Agua Nueva", interpretando los cambios morfodinámicos y paleoclimáticos en las márgenes de la Cordillera de los Andes a los 35°S.

Valles asimétricos relícticos son citados por Magnani (1962) para la zona sur de la Patagonia.

12.9. Glaciares de escombros

Los glaciares de escombros son mesoformas sedimentarias constituidas por rocas y detritos congelados, con hielo intersticial y

lenticular, que se mueven lentamente (1-150 cm/año) pendiente abajo por deformación plástica y reptación del permafrost (ver Barsch, 1969, 1977a y b; Corte, 1976; Giardino *et al.*, 1987).

Entre las primeras menciones, que datan de fines de siglo pasado (1883), junto con el danés Steenstrup (in fide Vitek & Giardino, 1987) para Groenlandia, en la Argentina se encuentra el trabajo de Catalano de 1926, que los llama en castellano *litoglaciares* y los describe para la región argentina de la Puna. El término castellano argentino, que hoy es usado frecuentemente, es *glaciar de escombros* y fue introducido por Corte y Buk (1976).

Los glaciares de escombros representan geoformas criogénicas con permafrost discontinuo o insular.

Por debajo del límite efectivo del permafrost quasi continuo, generador de geoformas (crioplanicies cuspidales) y actividad criogénica importante y delimitado actualmente en los Andes Centrales por las isotermas de -2° y -4°C (a los 33°S . a aproximadamente 4.500 m de altura) y con precipitaciones de 500 hasta 900 mm, comienza el piso con permafrost discontinuo. Su límite inferior está delimitado por las narices de los glaciares de escombros (Barsch, 1977 a), y puede seguirse en estrecha relación con ciertas topografías y orientaciones, también con variaciones latitudinales. De esta manera, los glaciares de escombros extienden la criolitozona a altitudes más bajas y amplifican la importancia de los procesos criodinámicos en el rango altitudinal.

En este último piso periglacial los glaciares de escombros se encuentran acompañados por terrazas de crioplanación, por alticubetas de acumulación (Trombotto, 1991) y por pendientes sedimentarias criogénicas. Junto con los glaciares de escombros estas geoformas son las expresiones máximas del ambiente periglacial e indicadores de la posible presencia de permafrost andino.

La existencia de permafrost en zonas inactivas de glaciares de escombros creó la necesidad de considerar un tipo insular de permafrost. Este último parece estar en desarmonía climática con la actualidad, pero persiste dentro de capas sedimentarias aisladas y es detectado por métodos geofísicos.

Como indicadores periglaciales, los glaciares de escombros, representan en la bibliografía internacional, zonas con temperatura media anual (TMA) entre -1° y -2° y precipitación menor de 2.500 mm (Haeberli, 1983) (Fig. 9).

En los Andes Tropicales los glaciares de escombros aparecen a partir de los 20°S . hacia el sur, asociados al piso periglacial que se encuentra por arriba de los 4.500 m de altura (Francou, 1984). Son, sin embargo, muy comunes en toda la región de los Andes Centrales de Argentina. En esta región (33°S .), desde los 3.700 m hacia arriba están generalmente activos: hasta los 3.400 m los glaciares de escombros pueden presentar hielo e inactividad (Trombotto *et al.*, 1997), pero a partir de los 3.000 m s.n.m., hacia abajo, se los considera fósiles y cercanos a esta altura, que fueron activos durante el Würm (Wayne, 1981; Barsch & Happoldt, 1985; Barsch & King, 1989).

En el sur de los Andes Centrales, Andes de Mendoza y San Juan se encuentra una de las zonas con mayor densidad de glaciares de escombros del mundo. Solo en la cuenca del río Mendoza de 12.000 km², glaciares de escombros y formas en transición cubren 320 km² (Glaciares propiamente dichos: 304 km²) (Corte y Espizúa, 1976, Buk, 1983). (Foto 11)

Por comparación con las condiciones meteorológicas mendocinas actuales, los glaciares de escombros fósiles indicarían precipitaciones comunes del orden de 500 y 600 mm y sus lenguas terminales, cuando fueron activas, temperaturas del aire inferiores a 1°C.

De acuerdo a los datos bibliográficos la velocidad de un glaciar de escombros en Sudamérica, como El Pedregoso en Chile a los 32°S., por ejemplo, es de 11 cm/año (Marangunic, 1976), cifra que se encuentra dentro de las medidas cuantificadas en el mundo. Lamentablemente no se han podido realizar este tipo de cálculos exactos del lado argentino.

En los ejemplos del hemisferio norte y para comparación, el glaciar de escombros Nautárdalur en el norte de Islandia (Península de Tröllaskagi, 65°30'N.) la velocidad varía entre 2,5 y 30 cm/año (Whalley *et al.*, 1995) y en el glaciar de escombros de Asti, Alpes Franceses del Sud es de 8 cm/a (Evin & Assier, 1982). En Spitzbergen, André (1994) calcula entre 1 y 7 cm/a, siendo que en el LIA reciben una reactivación y una velocidad promedio de 5 cm/a.

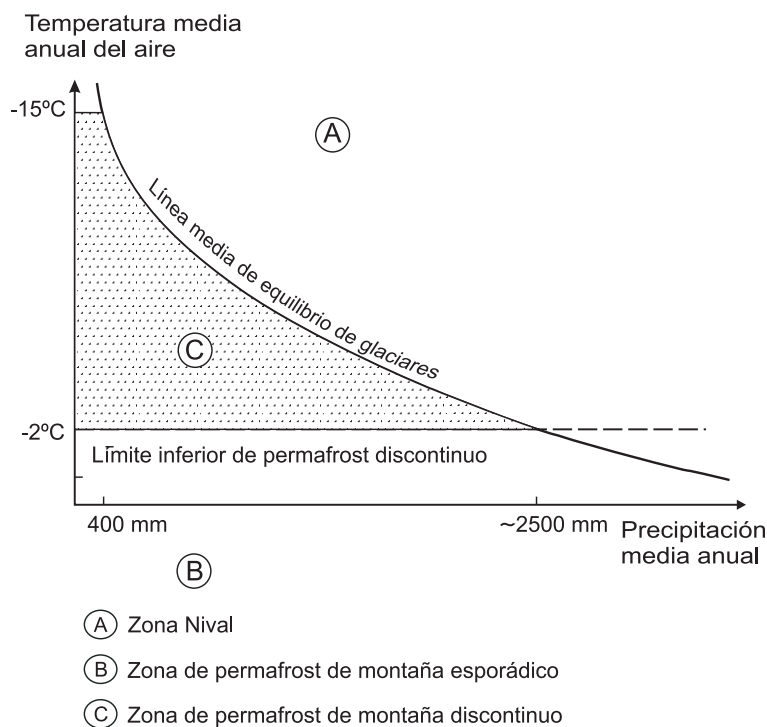


Figura 9. Condiciones de temperatura y precipitaciones necesarias para la presencia de permafrost y glaciares en los Alpes suizos, actuales y pasados (Modificado de Haeberli, 1983).

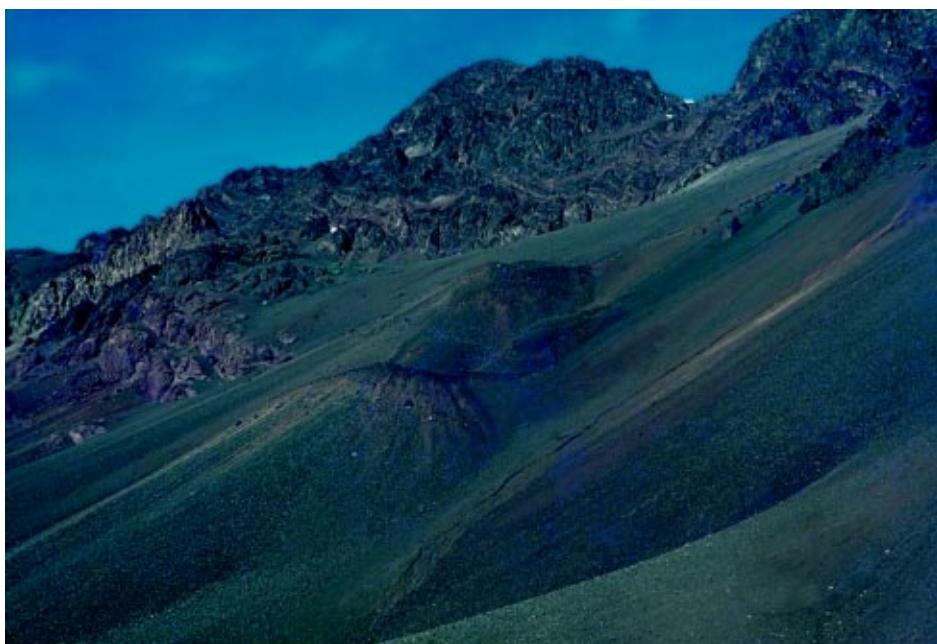


Foto 10. Protalus. Glaciares de escombros (4.300 m s.n.m.) en la ladera occidental de Quebrada Benjamín Matienzo, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina.



Foto 11. Glaciar de escombros de origen glaciogénico en Cajón del Rubio, Nacientes del Río Cuevas, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina.

12.9.1. Procesos y factores criogénicos en los glaciares de escombros

Los glaciares de escombros resultan de una serie de procesos criogénicos básicos conjugados con ciclos de congelamiento y descongelamiento que afectan la criolitozona, previos y simultáneos a la reptación del permafrost. Estos fenómenos son los que promueven la acumulación considerable de criosedimentos en topografías estratégicas, con petrografías adecuadas y están limitados por los rumbos de los valles o pendientes donde se forman.

Los mecanismos que se originan en el ambiente del glaciar de escombros pueden ser complejos o compuestos, no siempre bien conocidos, y se expresan de formas muy variadas en el paisaje andino.

Particularidades térmicas de aislamiento y las condiciones secas regionales parecen acentuar la efectividad de los procesos periglaciales y la permanencia del permafrost y hielo cubierto en los Andes Centrales.

La Fig. 6 nos permite considerar estadios diferentes en la génesis de los glaciares de escombros, u otras formas de movimientos en el ambiente criogénico andino, hasta llegar a la depositación de criosedimentos.

Mientras los glaciares de escombros representan unidades de cientos de m a Km, con características reológicas comparables a las de un glaciar blanco, hemos observado sobre sus superficies microformas que expresan en pequeña escala procesos criogénicos de selección (suelos estructurados), crioturbación (formas de extrusión) y solifluxión (bandas de piedra) (Ahumada, 1986).

La escorrentía de agua subsuperficial es la que provoca lavado y remueve los sedimentos finos hacia la profundidad del glaciar de escombros. Los arroyos que salen del glaciar de escombros presentan aguas pobremente cargadas de sedimentos, a diferencia de lo que ocurre con los glaciares "blancos".

La parte superior de los glaciares de escombros estudiados posee la característica topografía irregular con lomas y surcos de hasta varios metros de altura, ya mencionados por numerosos autores (Wahrhaftig & Cox, 1959, Barsch, 1969, Haeberli, 1985). La morfología superficial expresa tanto la dinámica como el movimiento y los procesos internos del glaciar de escombros. Mientras los arcos están indicando direcciones del movimiento, las lomadas representan levantamientos por sobrecorrimientos y desplazamientos irregulares por obstáculos subterráneos. Termocarsts, depresiones alineadas siguiendo grietas y zonas de hundimiento indican derretimiento y circulación de agua subsuperficial.

Sobreposiciones de diferentes cuerpos dentro de un mismo glaciar de escombros son muy comunes e indican irregularidades estructurales basales y diferencias de flujos y de tiempos de actividad. La diferencia topográfica de estos frentes sobrepuestos puede sobrepasar la centena de metros, como es el caso entre "El Salto I" y "El Salto II", o entre "El Salto II" y "El Salto III", del glaciar de escombros

El Salto (Cordón del Plata, Mendoza), en donde fueron reconocidos estos tres grandes cuerpos.

Procesos químicos son, por otra parte, los que producen depositaciones minerales en pequeña y gran escala. Pátinas químicas rojas y negras, de origen mineral e interno (Galán & Llambías, 1986), sobre los bloques, reconocibles fácilmente por los cambios en la coloración de la roca superficial son muy frecuentes. También se han reconocido depósitos silíceos y carbónicos en macro y microescala (Trombotto, 1985; Vogt, 1990; Trombotto, 1991).

Los procesos criogénicos que se desarrollan dentro y sobre la superficie de los glaciares de escombros tienen que ver con un complejo intercambio calórico que determina el clima. También con la depositación de la nieve y su relación con el viento Zonda (Trombotto *et al.*, 1997).

Es necesario mencionar que la temperatura del aire está disarmonica con el perfil de temperatura del suelo. Este último resulta de un balance térmico muy particular, acorde no solo a la energía entrante y a la irradiación, sino también a la petrografía y a las estructuras sedimentarias dominantes en el subsuelo. La presencia del permafrost depende del resultado y alcance de este balance térmico. Un minucioso trabajo de Schrott (1994) sostiene que la aparición y presencia del permafrost está vinculada principalmente con el balance energético que determina la radiación solar.

Temperaturas de interfase en verano, entre aire y el suelo, que fueron medidas en meses de verano sobre glaciares de escombros de Mendoza y San Juan, sobrepasaron los 30°C (Trombotto, 1991; Schrott, 1994). En el caso de un glaciar de escombros inactivo o fósil (no fue detectado permafrost) a 4.000 m s.n.m. en la Lagunita del Plata (Trombotto, 1991) la capa de variaciones diarias comienza a amortiguarse después de 1,30 m de profundidad y hacia esta profundidad consideramos que los procesos criogénicos interanuales son particularmente activos. En Morenas Coloradas, a 3.560 m de altura, la *capa de actividad anual* (Wagner & Takacs, 1967), donde las variaciones de temperaturas diarias son despreciables, comienza recién a partir de los 4 m aproximadamente, aquí la capa activa posee un espesor de unos 4,9 m (Fig. 10).

En Morenas Coloradas, a 3.450 m de altura, el permafrost se detectó solo en una parte del glaciar de escombros: a 28 m de profundidad, mediante geoeléctrica (Trombotto *et al* 1999). Es decir, un *permafrost insular o relíctico*, que ya expresa a esta altura inactividad. Pueden detectarse procesos criogénicos invernales superficiales, pero el permafrost del glaciar ya está fuera del alcance de las variaciones anuales de temperatura.

Como fue mencionado, la orientación y las horas soleadas de las superficies de los glaciares de escombros influyen seriamente en la actividad de los mismos, presencia y profundidad del permafrost y procesos criogénicos en general. En cuanto a la orientación, Espizúa (1983) determinó que de 139 glaciares de escombros activos en el Cordón del Plata y del Portillo, más del 80% se orientan hacia el sur; es decir, se encuentran en la pared fría.

En la Lagunita del Plata, en cambio, en la misma región, un glaciar de escombros que mira al N ya presenta inactividad a los 4.000 m de altura. A pesar de que entre 1991-93 la isoterma de 0°C se encontraba en el Cordón del Plata a los 3.865 m (Trombotto *et al.*, 1997), muy posiblemente influida por el calentamiento de las últimas décadas, los procesos criogénicos influyen sobre alturas mucho más bajas. Límites altitudinales bajos de permafrost se corroboran conjuntamente con signos de actividad en los glaciares de escombros hasta los 3.700 m de altura. (Foto 12)

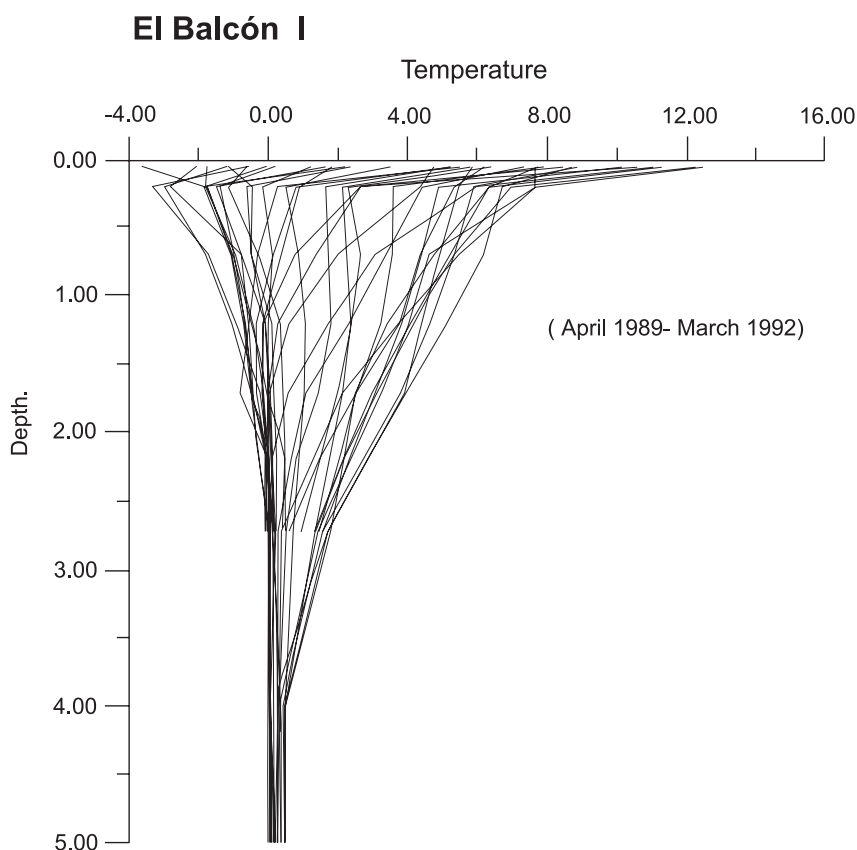


Figura 10. Profundidad de la capa activa en Morenas Coloradas. Sitio El Balcón (Trombotto *et al.*, 1999).

12.9.2. Tipología de los glaciares de escombros estudiados

Generalmente se menciona que los glaciares de escombros están activos o inactivos para expresar su movimiento y criodinámica. Se habla de glaciares de escombros fósiles cuando ya están fuera de la criolitozona y solo indican episodios fríos pretéritos, no tienen permafrost. Los glaciares de escombros activos muestran signos de movimiento en su superficie, como en sus *frentes* o *narices* que tienen fuerte pendiente, mayor de 30°, procesos de selección vertical



Foto 12. Glaciar de escombros primario en el valle del C° El Plata, Cordillera Frontal, Mendoza, Argentina.



Foto 13. Glaciar de escombros en el C° Mercedario, Cuenca del Río San Juan. San Juan, Argentina.

y signos visibles de desmoronamiento de rocas en sus frentes. (Foto 13) En muchas ocasiones se puede ver hielo cercano a la superficie y al caminar sobre ellas, se puede oír la escorrentía de agua sub-superficial veraniega. Sus superficies son comparadas acertadamente (Barsch, 1978) como con apariencia de *porridge*.

Por datos de sísmica de refracción el permafrost puede ser detectado con velocidades de las ondas P entre 2.000 y 5.000 m/seg., pero los valores de geoelectrica en glaciares de escombros parecen ser muy variados. Se indican valores desde 20 kOhm/m hasta > 10.000 kOhm/m (King, 1984; Haerberli, 1985, Schrott, 1994). Haerberli lo explica relacionando las resistividades con las particularidades y la génesis del hielo (Haerberli & Vonder Mühl; 1996).

Barsch & King (1989) detectan permafrost en Morenas Coloradas, con un espesor de hasta 50 m (3.780 m s.n.m.), con resistividades de 30-50 kOhm/m (3.440 m s.n.m.) y > 1MOhm/m (3.780 m s.n.m.). Para el glaciar de escombros de El Salto los mismos autores interpretan la existencia del permafrost con resistividades de 85 hasta 250 kOhm/m. Sin embargo con valores menores, entre 8.500 y 12.000 Ohm/m interpretamos también la presencia del mismo a 3.560 y 3.450 m s.n.m. respectivamente.

Los desequilibrios climáticos pueden causar un estado inactivo de los glaciares de escombros. Los macroprocesos criogénicos, intrínsecos al glaciar, están detenidos y el hielo es sólo detectable por geofísica a grandes profundidades, por ej. en Morenas Coloradas a 28 m de profundidad. Las pendientes de los frentes de glaciares de escombros considerados inactivos denotaron siempre ángulos menores de 30°.

Muchas veces los glaciares andinos culminan en lenguas detríticas o morénicas que representan realmente coberturas rocosas sobre el hielo glaciar, son llamados por esto *glaciares cubiertos* o *debris covered glaciers*. Este hielo sufre una evolución acorde a las condiciones climáticas y criogénicas. Se cree que posteriormente en su mayoría se derrite y vuelve a congelarse dentro de las condiciones del ambiente periglacial, pero en materiales de origen morénico principalmente. El estadio de hielo cubierto, muy frecuente en los Andes Centrales está considerado como un estadio de transición (Barsch, 1969). Lliboutry (1953) y Corte (1980) mencionan a partir de este estadio una diferenciación en su desarrollo que incluye una variedad de glaciar de escombros. Una sucesión de estadios o *facies* no son siempre reconocibles o consecutivas.

Otras veces, las terminaciones de los *glaciares blancos* constituyen *raíces* de glaciares de escombros activos (Trombotto, 1991; Trombotto *et al.*, 1997). Las acumulaciones glaciares frontales, acumulaciones tállicas, o simplemente morenas terminales (conferencia Barsch, 1969, 1987a), que poseen en su interior permafrost, muestran señales de reptación y dominancia de procesos criogénicos periglaciales. Todas estas formas fueron denominadas en general con el nombre de *glaciares de escombros de origen glaciogénico* o *debris rock glaciers* para diferenciarlas de las puramente de origen criogénico o *talus rock glaciers*, siguiendo una sistemática sencilla y por su génesis (Barsch, 1969, 1987a).

Corte presentó (1987) una compleja y completa taxonomía para abarcar todos los tipos de glaciares de escombros mencionados e investigados mundialmente, pero algunos casos presentan hasta hoy largas discusiones: *ice-cored moraines*, *ice-cored rock glaciers* (ver Barsch, 1987b).

Formas descritas como glaciogénicas fueron ya también consideradas y diferenciadas por Outcalt & Benedict para Colorado (USA) en 1965.

Este tipo de glaciares de escombros ocupa los fondos de los valles y pueden tener varios km de largo. Forman como toboganes que bajan de los valles y terminan en una especie de lengua recta o encorvada, según la culminación del valle contenedor. Otras características típicas son que se relacionan con rastros de circos y excavaciones naturales en las montañas de donde parecen provenir.

Los glaciares de escombros de talus, en el sentido de Outcalt & Benedict o de Barsch (1992) se alimentan de los aportes nivodetríticos de las avalanchas, de las cuales puede provenir también una gran cantidad de agua de fusión que se transformará en hielo de segregación. Sus orígenes en las montañas se relacionan con las huellas de canaletas nivodetríticas. Estas formas son mucho más pequeñas aunque se ha observado que alcanzan fondo de valles y reptan como grandes lóbulos, que se abren también en lenguas espatuladas, siguiendo la terminología que ya fuera empleada por Domaradzki en 1951 (*in fide* Wahrhaftig & Cox, 1969). (Foto 14)

Formas embrionales que salen de talus o pendientes sedimentarias criogénicas alimentadas con materiales de avalanchas nivodetríticas e indicios de movimientos, han sido denominadas *protalus*, *protalus ramparts* o embriones de glaciares de escombros criogénicos (Barsch, 1978; Haeberli, 1985; Ahumada, 1986; Trombotto, 1991), constituyen un estadio previo antes de moverse hacia el fondo del valle.

Son características en estas geoformas una depresión al pie de la pendiente, o en el corte de pendiente, y sus frentes son muy sobresalientes y ascendentes.

Este tipo de glaciares de escombros puede formar grupos y coalescer al pie de las laderas montañosas.

Los glaciares de escombros de talus suelen aparecer sobreponiéndose uno sobre otros formando un sistema escalonado. Creemos que este sistema se produce por diversos factores: climáticos, topográficos y estructurales, petrográficos o por cambios en la exposición.

Las superficies de los glaciares de escombros suelen mostrarse muy irregulares y caóticas, pero pueden quedar en oportunidades, alineamientos laterales a modo de "pseudomorenas", que son dejados y apartados por zonas centrales del glaciar con más movimiento.

Estructuras de colapso, depresiones, señales de termokarsts e invasión de la vegetación expresan la reducción del hielo interno y como un deshinchamiento del *cuerpo* de los glaciares de escombros, concretamente: el paso de glaciares activos a inactivos. (Foto 15)

12.9.3. Estructura y composición

Los glaciares de escombros se componen fundamentalmente de sedimentos congelados, es decir son un importante elemento del paisaje periglacial en donde reside el permafrost.

Los sedimentos son gruesos en las superficies de los glaciares de escombros, hasta bloques de toneladas y principalmente una predominancia de finos se localiza y concentra en el interior y subyace en la parte inferior. En sus frentes se observa selección vertical del material sedimentario. Hay muchas descripciones sobre este tema. Ahumada (1986), entre otros, hace un análisis sedimentológico de la capa activa del glaciar de escombros en Cordillera Principal.

Barsch *et al.* (1979) analizan diferentes muestras de una perforación de un glaciar de escombros en Suiza observando la preponderancia en su interior de limos y arenas finas. Seret (1983) hace la misma apreciación para uno en el Yukon canadiense demostrando también el enriquecimiento de finos en profundidad. El último autor hace análisis de rayos X del bajo % de minerales tamaño arcilla que provienen de rocas graníticas, determinando en particular la abundancia de cuarzo, feldespato y minerales de arcilla, pero, de acuerdo a nuestras experiencias, la presencia y proporciones de finos por criogénesis están muy relacionados con la petrografía local que participa en el origen del glaciar de escombros.

12.9.4. Sedimentos

La petrografía es un importante factor en la génesis de los glaciares de escombros. La respuesta de las rocas a la criometeorización, otros procesos criogénicos y su capacidad para producir sedimentos finos están estrechamente ligados: si la roca es proclive a la producción de sedimentos finos hay una mayor densidad de geoformas.

Estudios de texturas de cuarzo tamaño arena media y gruesa (0,2-2 mm) de frentes de cuerpos activos en glaciares de escombros (El Salto II y III) mediante microscopía electrónica, mostraron las siguientes características generales: en más del 75% los granos tienen alto relieve, son angulosos, presentan fracturas concoidales, bloques, marcas y escaleras. En no mucha menor cantidad (25-75%) arcos gradados, chattermarks y líneas rectas o curvas. También se encontraron frecuentemente depósitos y formas de disolución de sílice (Trombotto, 1985, 1991) sobre las superficies de los granos de cuarzo estudiados. (Fig. 11 y 12)

La gran cantidad de sedimentos finos que se hallan en el interior del glaciar son producidos por los procesos criogénicos internos y superficiales, después son integrados por la mesoforma en el conjunto sedimentario congelado ya mencionado. El proceso superficial de transporte es el lavado.

El glaciar de escombros concentra así finos que de otra ma-

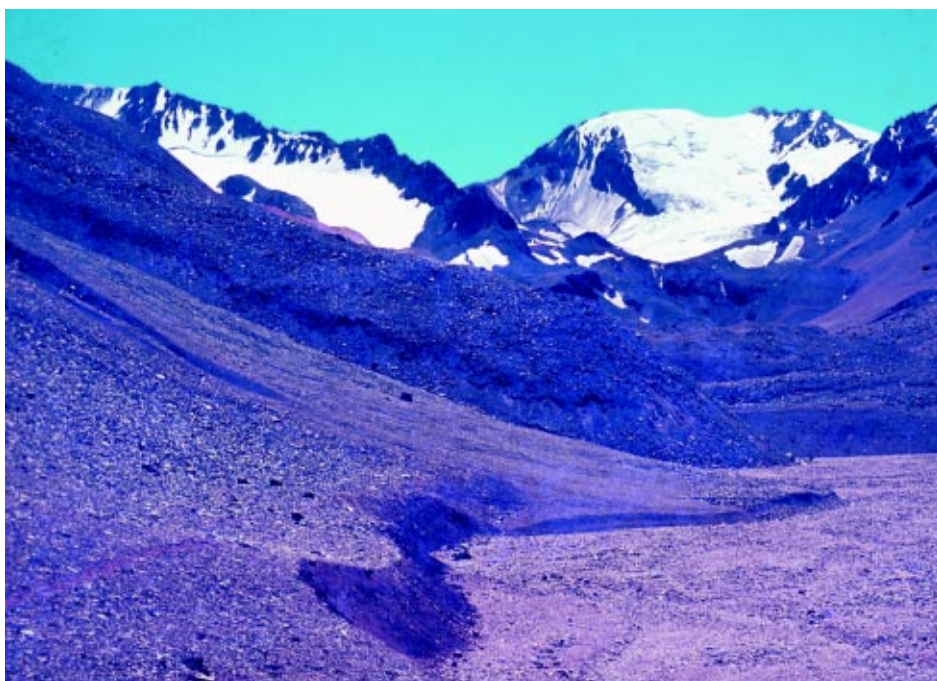


Foto 14. Glaciar de escombros de talud. Quebrada Benjamín Matienzo. Cordillera Principal, Mendoza, Argentina.



Foto 15. Termocarst. Fase de degradación del permafrost. Quebrada Benjamín Matienzo. Cordillera Principal, Mendoza, Argentina.

nera hubieran sido erosionados y la geoforma corrobora una vez más la hipótesis de la importancia de la denudación del relieve en este tipo de ambientes (Troll, 1948; Czajka, 1957).

A partir de las texturas superficiales de granos de cuarzo de diferentes muestras se pudo establecer (Trombotto, 1991):

- Que a través del transporte intrínseco al glaciar de escombros se produce una textura tipo *glaciaria*. Esta textura fue equiparada con la lograda experimentalmente con el molino a bolas (Corte & Trombotto, 1984).
- Que está presente el resultado de otros procesos criogénicos en la capa activa: criometeorización, selección, crioturbación y movimientos y fricciones entre sedimentos que dejan microtexturas pequeñas, preponderantemente mecánicas.
- Que hay eventuales procesos químicos (disolución y deposición de Si) en la capa activa.

Trombotto(1991)

AMBIENTE PERIGLACIAL	BLOQUES PEQUEÑOS (< 1 μ)	FRACTURAS CONCORDIALES (< 1 μ)	BLOQUES GRANDES (> 1 μ)	FRACTURAS GRANDES (> 1 μ)	RAYAS RECTILINEAS	RAYAS CURVAS	ESTRIACIONES ORIENTADAS AL AZAR	FRACTURAS ESCALONADAS	ARCOS GRADADOS	CRESTA MEANDROSA	DISEÑOS EN V	PLACAS IMBRICADAS	CONTORNO ANGULOSO	CONTORNO REDONDEADO	RELIEVE BAJO (< 0.5 μ)	RELIEVE MODERADO	RELIEVE ALTO (> 0.5 μ)	DEPRESIONES ANGULOSAS ORIENTADAS	QUEJEROS Y CAVERNAS DE DISOLUCIÓN QUÍMICA	MARCAS DIAGENÉTICAS	DEPOSITO Y SOBRECORRIMIENTO	SUPERFICIES DE FRACTURA	CRISTALES: EXFOLIACIÓN Y OFF CHIPPING
CHARCO DE CRIOMETEORIZACIÓN																							
ESTRUCTURAS DE EXTRUSIÓN																							
GRÉZES LITEÉS																							
PENDIENTE DETRÍTICA TOMOLASTA																							
PENDIENTE DETRÍTICA Qda. DE LOS ARBOLES																							
GL. DE ESCOMBROS ANTIGUO VENTANIA (Lóbulo 1)																							
GL. DE ESCOMBROS ANTIGUO VENTANIA (Lóbulo 2)																							
MOLDES DE CUÑAS DE HIELO DE SALINAS CHICAS																							
MOLDES DE CUÑAS DE HIELO DE GONZALEZ CHAVES																							
RIONEGRENSE SALINAS CHICAS																							

CUADRO 1

CUADRO 1: CATEGORÍAS MECÁNICAS SUPERFICIALES DEL CUARZO, BASADO EN MARGOLIS Y KRINSLEY (1974).

CUADRO 2: PORCENTAJES DE MICRO- TEXTURAS QUÍMICAS.

REFERENCIAS:  Mas del 75%  Entre el 25% y el 75%  Entre 5% y 25%  Menos del 5% o no está presente

Microtexturas 22 y 23 corresponden a categorías mecánicas

Números de los cuadros: 1- Placas imbricadas con influencia de corrosión química. 2 y 3 - Se encuentran presentes microformas semejantes a crestas meandrosas entre un 25% y 75% pero que son originadas por alteración química. 4 y 6 - Presentan en más del 75% el característico "frosting". 5 - Está presente un disé meandroso probablemente originado por alteración diagenética del diseño en "V" y placas imbricadas.

Figura 11. Texturas superficiales de granos de cuarzo de ambientes periglaciales (Trombotto, 1991).

- Que pueden haber texturas heredadas supuestamente de canaletas de avalancha nivodetríticas, o en algunos casos de material morénico.

- La historia sedimentaria puede ser poligenética y está supeditada al lugar y a la profundidad de extracción de la muestra.

La estructura de la capa superficial del glaciar es abierta, sin matriz, y deja observar en oportunidades, sectores con hielo de congelación (ver Haerberli & Vonder Mühl; 1996), como así también desde la superficie del glaciar se puede escuchar en partes la escorrentía de agua subsuperficial. La estructura superficial forma una capa o *colchón aislante* de las capas con fino y hielo inferiores.

SURFACE FEATURE CATEGORIES

1. Small breacage blocks < 10 ì
2. Small conchoideal fractures < 10 ì (Higgs,1979)
3. Large breacage blocks > 10 ì
4. Large conchoideal fractures > 10 ì (Higgs,1979)
5. Straight grooves or scratches
6. Curved grooves
7. Randomly oriented striations
8. Parallel steps ("Washboard texture"; Corte & Trombotto, 1984)
9. Arch- shaped steps
10. Meandering ridges
11. Non oriented "V"- shaped pits
12. Upturned plates ("Fish scale pattern"; Corte & Trombotto, 1984)
13. Angular outline
14. Rounded outline
15. Low relief (< 0,5 ì)
16. Médium relief
17. High relief (> 10 ì)
18. Crystallographic oriented etch pits
19. Cleavage plates
20. Solution pits and hollows
21. Solution crevasses
22. Diagenetic etching
23. Overgrowths
24. Rough texture, Silica precipitation, Silica plastering, Amorphous silica, Silica pellicle
25. Smooth featureless surfaces
26. Off chipping, fissures, splitting
27. Silica flowers
28. Silica globules
29. Scaling
30. "Bright rimmed hollow" (Bull, 1978)
31. "Lichen type surface exfoliation" (Korotaj & Mycielska-Dowgiatto, 1982)
32. "Crystallized honey-comb silica" (Kowalkowski et al., 1980)
33. "Granular siliceous coating with lapiez type relief (Kowalkowski & Mycielska- Dowgiatto,1980)
34. "Globular forms of amorphous silica" (Kowalkowski et al., 1980)
35. "Skelettartige Textur (textura esquelética)", "Ameisenhaufen Textur (textura de hormiguero)" (Trombotto, 1991)

Figura 12. Categorías de texturas de superficie de granos de cuarzo encontradas en ambientes periglaciales (Trombotto, 1991).

Los bloques grandes y clastos que componen los glaciares de escombros estudiados son angulosos y pueden estar orientados con sus ejes mayores pendiente abajo, aunque también sectores superficiales, más inactivos (?), muestran una intensa crioturbación y mezcla subsuperficial.

Cortes y pozos en los 2 primeros metros pueden mostrar, por ejemplo, estructuras de tamiz, o nidos de guijarros y guijones (*openwork gravels*), y fueron identificadas y estudiadas por Ahumada (1986, 1987, 2000) para observar la concentración de minerales pesados. Expresan procesos complejos de concentración de gravas y rodados dentro del glaciar de escombros. (Foto 16).

Los glaciares de escombros de nuestros estudios se originan en rocas volcánicas (principalmente riolitas, con menor frecuencia están presentes las andesitas), también en grauvacas con bajo metamorfismo y en rocas graníticas. Estas últimas se redondean y criometeorizan rápidamente, como corrobora Evin (1987) no solo para granitos sino para areniscas del SW de los Alpes Italo-Franceses. No observamos aún buenos ejemplos en rocas sedimentarias y basálticas.

El componente petrográfico puede ser monogenético en los glaciares de escombros de talus, pero no en los de origen *glacigénico*, en donde se moviliza material morénico del fondo del valle con petrografía diversa, proveniente de una cuenca muchas veces grande y muy compleja geológicamente, como es el caso del gran glaciar de escombros de Morenas Coloradas.

Ejemplos de petrologías en glaciares de escombros:

1)	metamórficas	grauvacas	(Trombotto, 1991)
	metamórficas	esquistos	(Seret, 1983; Evin & Assier, 1982 b)
	metamórficas	anfíbolita	(André, 1994)
	metamórficas	cuarzita	(André, 1994)
	metamórficas	micaesquistos	(André, 1994)
	metamórficas	gneis	(André, 1994)
2)	ígneas – volcánicas	riolitas	(Buk, 1983; Ahumada, 1986)
	ígneas-plutónicas	granitos	(Trombotto, 1991)
3)	sedimentarias	calizas	(Barsch, 1969; Evin & Assier, 1982 b)
	sedimentarias	margas	(Barsch, 1969)
	areniscas		(Evin, 1987)

Barsch (1996) piensa que no es posible determinar una roca favorable para su génesis.

12.9.5. Permafrost

Por su parte el hielo del glaciar de escombros obra cementando o uniendo a las rocas y los sedimentos finos. En ciertos casos se calculó desde un 50 hasta 70% del volumen de un glaciar de escom-

bro, puede ser hielo intersticial y lenticular (Barsch, 1977c; Barsch *et al.*, 1979). Haeberli *et al* (1988) realizan una importante descripción de las variaciones de hielo encontradas en profundidad y observan que en algunos niveles el promedio de contenido de hielo por volumen puede ser mayor de 80%.

El permafrost del glaciar de escombros de El Salto fue detectado por debajo de una capa activa que supera los 2 m recién a aproximadamente los 3.600 m de altura (Buk, 1983).

Mientras el glaciar de escombros de El Salto presenta permafrost a partir de los 3.600 m de altura (Buk, 1983; Barsch & King, 1989), en Morenas Coloradas el límite inferior del permafrost llega incluso hasta los 3.400 m. Estas últimas condiciones parecen estar vinculadas a las características climáticas de los ambientes periglaciales andinos centrales, que hacen descender altitudinalmente la eficacia y el rango de influencia de los fenómenos criogénicos. Esto último está de acuerdo con lo que encuentra Lliboutry (1986) para los glaciares de escombros chilenos hacia los 33°S., en donde los indicios de actividad del lado W de la Cordillera de los Andes en los glaciares de escombros llegan hasta los 3.500 m de altura con temperaturas de 1°-2°C.

Características geomórficas criogénicas a baja altura y con temperatura positiva, con la presencia detectada de permafrost, no son siempre, sin embargo, indicios seguros de un glaciar de escombros en actividad. Sectores muy profundos y aún congelados, con colchones sedimentarios superiores aislantes, están en desequilibrio con el ambiente periglacial actual y guardan el permafrost que denominamos insular. Se presume su existencia a través de mediciones geofísicas.

Con perforaciones de poca profundidad, de hasta 5 m y con un equipo ideado en Mendoza (Hernández, 1996) realizando mediciones de temperaturas en el lugar denominado Balcón I, glaciar de escombros de Morenas Coloradas a 3.560 m s.n.m., se localizó el tope de permafrost en aproximadamente 4,9 m de profundidad. Esta profundidad fue corroborada con geoelectrica. Se supone que esta profundidad, por debajo de la capa de variación anual, ya está expresando y marginando este sector del gran glaciar de Morenas Coloradas hacia su inactividad.

12.9.6. Importancia de los glaciares de escombros: hidrología y clima

Se ha mencionado en Mendoza desde hace muchos años que los glaciares de escombros tienen un alto valor hidrológico (Corte, 1976, 1978; Buk, 1983), pero hoy se piensa que toda cuenca criogénica, es decir aquella emplazada en la criolitozona andina, con glaciares de escombros, pendientes sedimentarias criogénicas y pro-talus sobrepuestos, en donde se encuentran también los grandes cuerpos de los glaciares de escombros de valle y formas de transición, donde hoy se están generando nuevas formas, es toda una

zona de gran importancia hídrica. Es un sistema hidrológico complejo en donde los glaciares de escombros son un componente importante.

La cuenca del glaciar de escombros Morenas Coloradas fue estudiada con este sentido para relacionar la cuenca con la disponibilidad hídrica y el caudal que se genera a partir de un ambiente criogénico andino. De esta cuenca nace el Río Vallecitos, afluente del Río Blanco y este del Río Mendoza, es decir un río de vital importancia para el oasis en donde se localiza la ciudad de Mendoza.

La estación de estudio Balcón I (3.560 m s.n.m.) se encuentra localizada aproximadamente a la latitud: 32°58' y la longitud: 69°21', posee una precipitación anual (1991-1993) de 629 mm y una TMA de: 1,6°C. Lamentablemente de esta estación se han obtenido hasta ahora datos de corta duración y a veces discontinuos.

La cuenca (54 km²) posee solo 10,4 km² de hielo descubierta pero 33 km² de ambiente periglacial con posible presencia de permafrost detectable geomorfológicamente: glaciares de escombros y pendientes sedimentarias criogénicas como geoformas más importantes, y a través de geofísica y mediciones de temperaturas de suelo en pozos de baja profundidad.

El río Vallecitos se encuentra alimentado principalmente por el derretimiento del hielo de capas congeladas invernales y por la precipitación nival o de graupel. Se piensa que hoy en día también hay un aporte de capas de suprapermafrost en desequilibrio climático. El caudal máximo medido de verano fue entre 1991-1993 de 1.000 l/seg, mientras que en la primavera temprana para el mismo periodo fue de 230 l/seg. El caudal promedio es de 505 l/seg. (Trombotto et al.; 1997).

Los datos obtenidos permiten observar cómo la curva de caudales de la cuenca de Morenas Coloradas tiene una muy buena correlación con la curva de temperaturas de la estación meteorológica de Vallecitos a 2.500 m de altura y con nuestra estación de trabajo. Esto permite deducir una relación directa entre ambos, como así también un correlativo decrecimiento de las curvas en los años medidos. La correlación es de 0,8-0,9 (significancia $\alpha = 0,01$). De esta manera los datos de temperatura de la zona de montaña pueden ayudar a predecir con cierta exactitud lo que puede pasar con los caudales del río estudiado, acorde con las variaciones climáticas.

Para un caso similar pero en la provincia de San Juan, más hacia el N, a aproximadamente 30°S., Schrott (1994) midió en el glaciar de escombros Dos Lenguas un caudal de 5-8 l/seg. El autor piensa que de la cuenca superior de Agua Negra, en donde se encuentra el Dos Lenguas, con unos 2 km² de glaciares de escombros, el caudal originado por ellos podría llegar hasta los 50 l/seg.

El caudal del río principal de la zona, Río Mendoza, es de 45,5 m³/seg (1956-1997, Departamento General de Irrigación, 1997). De esta forma se puede comparar y observar la relevancia hidrológica que se desprende de los ambientes criogénicos en los Andes Centrales.

Desde un punto de vista climático el estudio de la meteorología de la zona nos permitió calcular un gradiente de temperatura de 0,52°C cada 100 m, lo que nos indujo a colocar la isoterma de 0°C

FORMAS Y ESTRUCTURAS CRIOGÉNICAS

Ambiente periglacial o criogénico: permafrost, congelamiento estacional.

Componentes: suelos orgánicos, minerales (elementos eólicos, fluviales, nivales, glaciarios), turba, grèzes litées o regolito estructurado (alternante) en pendiente, head, roca, etc.

Edad: Fenómenos de la criolitozona presente o del Pleistoceno.

Formas de extrusión y crioturbación	volcanes de la tundra, mudboils		
	estructuras de crioturbación		
Grietas y polígonos de contracción térmica			
Suelos estructurados	redes	seleccionadas	
		no seleccionadas	
	círculos	seleccionadas	
		no seleccionadas	
	polígonos	seleccionadas	
		no seleccionadas	
	bandas	seleccionadas	
		no seleccionadas	
Plouhing blocks, wanderblocks			
Felsenmeer, block streams			
Thúfurs, pounus			
Domos de congelamiento, earth hummocks			
Cuñas de hielo	epigenéticas		
	singenéticas		
	anti- singenéticas		
Cuñas de arena			
Palsas			
Pingos	pingos de sistema abierto o del Este de Groenlandia		
	pingos de sistema cerrado o de la Cuenca de Mackenzie		
Formas de solifluxión	terracettes		
	lóbulos		
	balcones combinados con nivación		
Manchones de nieve	perennes		
	estacionales o temporarios		
Nichos de Nivación			
Pendientes sedimentarias criogénicas	schutthänge		
	pendientes planas		
	talus, conos de talud		
Tors			
Mushrooms, taffonis			
Crioplanicies y criopedimentos	terrazas de crioplanación		
	crioplanicies cuspidales		
	criopedimentos		
Protalus ramparts			
Glaciares de escombros	de talus		
	de origen glacigénico		
Dells, valles asimétricos			
Formas de degradación del permafrost	termocarst		
	alass		
	lagos orientados		
	mudflows	flujos de barro	
		torrentes de barro	

Figura 13. Formas y estructuras criogénicas. Síntesis.

en 1993 a 3.860 m de altura y nos colocó a más de 300 m de diferencia de la actividad criogénica presente que existe por debajo, es decir, con un régimen climático positivo, posiblemente en un estadio disarmónico.

O bien los cambios altitudinales de la TMA de 0°C hacia arriba nos permiten inducir cambios importantes en la temperatura media regional o bien los cambios de este tipo, podrían ser de corta duración y de menor importancia. En este último caso sin embargo, se nos plantea que la zona de estudio presenta una situación de gran inestabilidad que debe ser bien considerada al momento de describir la criodinámica y la génesis de las formas criogénicas.

Una síntesis de las formas y estructuras generados por los procesos criogénicos tratados en los capítulos II, III y IV puede verse en la Fig. 13.

V – Aplicaciones: Geológicas, Climáticas y Geotécnicas

13) Evolución y Características del Permafrost. 14) Geotecnología: Tratamiento ambiental de regiones susceptibles al congelamiento. 15) Minería en regiones con permafrost. 16) El ambiente Criogénico Pasado y el Paleopermafrost. 17) El cambio climático frío en la historia geológica.

13. Evolución y Características del Permafrost.

Las series de datos de temperaturas de suelo son importantes para conocer la evolución y las características del permafrost. El suelo congelado permanentemente está en equilibrio con el medio, pero es altamente sensible a los cambios como toda la criósfera. Los perfiles de temperatura en el suelo permiten observar los cambios producidos diariamente o estacionalmente. Recientemente se ha podido encontrar también buenas correlaciones e interpretaciones entre las curvas de temperatura en el permafrost y los registros de temperatura del aire. Estos últimos pueden relacionarse con los cambios paleoclimáticos o expresar calentamientos rápidos como respuesta a los mecanismos *flip-flop* (Lachenbruch *et al.*, 1988; Vonder Mühll & Haeberli, 1990). Ya que las variaciones se observan dentro de los 150-200 m de espesor es de esperar que el permafrost de montaña sea afectado enormemente, y a su vez que registre cambios climáticos importantes.

Taylor y Brown (1996, ver también Lachenbruch *et al.*, 1962) sintetizan las perturbaciones del permafrost por el calentamiento del clima en tres tipos de cambios observables con impactos socioeconómicos potenciales:

- Cambios anuales expresados en el espesor de la capa activa, hundimiento por descongelamiento, levantamiento por congelamiento en zonas sobresaturadas arriba del tope de permafrost.
- Cambios decadales a centenales que se expresan en el perfil de temperatura vertical, dentro del permafrost, por ejemplo entre el tope y la base de permafrost.
- Cambios decadales-centenales a milenarios, identificados en el desplazamiento de la base de permafrost.

Los efectos del cambio climático global, tienen una acción directa sobre las regiones frías del globo, ocasionando por ej., el re-

troceso de los glaciares o condicionando los procesos y las formas criogénicas relacionadas con el suelo congelado permanentemente (Vonder Mühl, en Taylor & Brown, 1996).

Bajo estas circunstancias hay que considerar también lo que un calentamiento general del globo terráqueo puede traer conjuntamente en cadena. La aparición de un aumento en los valores del CH₄ por descongelamiento del permafrost (suelo congelado permanentemente) en ambientes de turberas y moors o, en el ambiente criogénico andino, la fuerte reducción del recurso hídrico por el decrecimiento del espesor del permafrost que representa reservorios de agua, son ejemplos de estos tipos.

Nieuwenhuijzen y Koster (1989, en Koster, 1994) presentaron en un diagrama de flujo todas las variables posibles para llegar a un permafrost agradacional o degradacional (Fig. 4) en su marcha interactiva con el sistema atmósfera - capa buffer - permafrost.

Monitoreos con sensores remotos denotan importantes cambios y retrocesos de glaciares en el área del Hielo Patagónico Sud, en Sudamérica (Aniya *et al.*; 1992).

Registros de corto tiempo expresan de igual manera, las rápidas y grandes pérdidas de superficies de hielo con el retroceso de la Barrera de Larsen en la Península Antártica (Skvarca, 1993), también el monitoreo de los hielos árticos expresa fenómenos parecidos. La cobertura de hielo del Océano Ártico es un 40% más delgada que lo que fue hace 20-40 años con una variación de 1 a 3 m (Goss Levi, 2000). Sin embargo, investigaciones de diferentes autores parecen indicar que los hielos y calotas continentales son más estables que los glaciares alpinos o el hielo marino de Antártida Occidental, cuyo derretimiento podría causar un aumento del nivel del mar de aproximadamente 5 m y con una implicancia socioeconómica alarmante.

Kwong y Gan (1994) sostienen, por otro lado, un desplazamiento del límite de permafrost discontinuo de 120 km hacia el norte en región del Mackenzie, Canadá, por el calentamiento global. Los efectos de un descongelamiento rápido en regiones montañosas, cercanas a poblamientos humanos, pueden ocasionar desastres naturales. Son conocidas las publicaciones referidas a los "*landslides*" en los Alpes por fenómenos de esta naturaleza. El deterioro del permafrost y de los suelos congelados de la superficie, se muestra a través de la inestabilidad de las laderas periglaciales, que originan varios tipos de movimientos en masa, algunos de ellos como los *mudflows* o *coladas de barro*, representan movimientos en masa abruptos de tipo catastrófico. Dependiendo de la velocidad, descarga, capacidad de erosión y depositación de material se pueden diferenciar *flujos de barro* (slush flow, Sulzfließen) y *torrentes de barro* (slush torrent, Sulzmure). Investigaciones (Barsch *et al.*, 1993), en Kvikkåa, Spitzbergen, muestran que los torrentes, con velocidades > 20 m/s, movieron aproximadamente 20.000 m³ en 3 segundos.

Perfiles de temperatura del suelo criogénico registran muy bien los cambios de temperatura en la superficie de la Tierra. Estos registros han sido usados en el Ártico alaskino a través de perforaciones de petróleo (Lachenbruch *et al.*, 1988) detectando cambios de

2-4°C en el permafrost durante el siglo XX. Estos cambios afectan la denominada “capa buffer”.

En la capa buffer se pueden observar indicadores como los termocarsts y los fenómenos de movimientos en masa mencionados (Smith, 1988; Koster, 1994). Los *termocarsts* son cavidades de hundimiento con agua de descongelamiento en su interior, en donde el hielo subterráneo empezó a desaparecer como consecuencia del desequilibrio climático.

Se ha comprobado que la influencia del hombre con la tala de los bosques boreales, promueve a una rápida penetración de la onda calórica, disminuyendo y destruyendo al permafrost (Koster, 1994).

14. Geotecnología: Tratamiento ambiental de regiones susceptibles al congelamiento

En el caso particular de la Argentina no se poseen datos concretos sobre cuánta gente vive en relación directa con el permafrost, sí sabemos que grandes zonas habitadas de nuestro país están bajo graves problemas de congelamiento estacional, como la Patagonia. Las zonas relacionadas directamente con suelos congelados parecen ser hasta hoy día poco habitadas, a no ser por emprendimientos turísticos o por cruces cordilleranos de varios tipos como rutas, puentes y gasoductos principalmente. No sería el caso comparar con otros países como Canadá, en donde ya en los años 80 casi 150.000 personas vivían sobre el permafrost.

Todas las actividades y construcciones del hombre en zonas criogénicas deben ser consideradas particularmente y con un tratamiento geológico-ingenieril diferente.

Un análisis general de los terrenos en donde se realizan las tareas permite clasificar rápidamente el tipo de suelo, como puede ser a través de la clasificación del U.S. Army Corps of Engineers (Burdick *et al.*, 1978), la que ya nos permite acercarnos a los problemas potenciales que se van a tener que solucionar. La clasificación de Lynell & Kaplar ayuda por su lado, a sumarle a los suelos la presencia o no del hielo, ésta tiene en cuenta la presencia de hielo visible, considera sus espesores y tipos. La combinación de ambas clasificaciones relacionadas con los tipos de materiales da una idea de qué fenómenos se pueden esperar y tratar según los casos.

Es muy importante tener en cuenta el diseño o proyecto de la obra ingenieril, de esto depende el tratamiento a implementar una vez considerado el suelo. En el libro editado por Johnston (1981) se resumen las tareas más importantes que pueden realizarse en ambientes periglaciales. (Fig. 14)

Se pueden considerar dos casos importantes en cuanto al congelamiento:

- Presencia de permafrost.
- Congelamiento estacional.

En el primer caso uno de los objetivos más usados es man-

CONSIDERACIONES PARA LA PLANIFICACION DE PROYECTOS		
A. Tipo de Proyecto.		
(1) Lineal Autopistas Vías ferroviarias Oleoductos Líneas de Alta Tensión	(2) Areal Ciudad Aeropuertos Presas-Diques Silos	(3) Estructuras Individuales Edificios Torres Puentes, Muelles Defensas
B. Información requerida del proyecto. Tamaño y localización. Condiciones físicas naturales. Magnitud y tipo de Diseño temporario o permanente. Tolerancia al movimiento (total o diferencial) Trabajos auxiliares o estructuras. Costo y limitaciones de tiempo.		
C. Información requerida del área.		
(1) Terreno. a) Relieve Topografía Pendiente (Grado y Orientación) Geoformas Cobertura Vegetal b) Hydrology Drenaje (superficial y subterráneo) Cuerpos de agua Agua subterránea Ríos Acumulación de hielo Icings c) Geología y suelos Geología superficial y de subsuelo. Suelo congelado Régimen térmico (perfiles de temperatura) Propiedades ingenieriles (suelo y roca). Materiales de construcción.	(2) Clima. Temperatura Precipitación. Vientos Nevadas? (3) Ambiente- Impacto social Paisaje, agua, aire, ruido. Vida natural (pájaros, peces, animales). (4) Logística Programa del proyecto Facilidades de transporte Rutas de acceso a la región Caminos de invierno y verano Trabajadores locales, materiales y equipos disponibles. Equipamiento y costo de Transporte. (5) Economía. Tiempo y dinero disponible.	

Figura 14. Consideraciones para la planificación de proyectos. Adaptado de Johnston (1981).

tener la presencia del mismo. Esto se realiza porque los fundamentos están comprometidos con el permafrost. El método más sencillo es aislar la construcción de la transferencia de calor que ella genera y que puede perturbar al suelo. Otro método pero más sofisticado y costoso, es refrigerar con líquidos especiales el suelo.

Una técnica intermedia es usar los termosifones o termotubos. Consiste en tubos de metal que utilizan líquidos o gases para transferir el calor al exterior cuando en el invierno las temperaturas externas son más bajas que en el suelo (Phukan & Andersland, 1978). Pueden ser de una fase o de dos, según trabajen solo el líquido o el líquido con una fase gaseosa (Johnston, 1981). Estos casos pueden usarse eventualmente en la Antártida o cuando aparece permafrost en relación con los gasoductos cordilleranos.

En la segunda posibilidad, el congelamiento estacional, lo importante es la penetración del congelamiento. Este tratamiento sería el más importante para considerar en la Argentina (ver el mapa con congelamiento estacional que afecta la mayor parte del país, Fig. 8).

Para el cálculo de penetración de congelamiento se utiliza la denominada fórmula de Berggren y sus modificaciones (por ejemplo Aldrich & Paynter, 1953, en Phukan & Andersland, 1978):

En donde

$$X = \lambda \left(\frac{7200KT_s}{L} \right)^{1/2}$$

X penetración, en m
 k conductibilidad térmica,
 T_s Temperatura superficial promedio durante el periodo de descongelamiento
 t tiempo
 L calor latente de fusión del suelo
 λ coeficiente de corrección que se obtiene de la modificación de la fórmula de Berggren

Por razones prácticas ya existen ábacos que han considerado los resultados de la fórmula con resultados experimentales durante largo tiempo. Los gráficos tienen en cuenta fundamentalmente el índice de congelamiento y la penetración de acuerdo al tipo de material y su % de humedad.

Estas consideraciones pueden ser muy importantes por ejemplo, llegada la oportunidad de la construcción de un camino en zona con congelamiento estacional.

14.1. Construcción de caminos en Chubut (Angellini, 1990)

En la construcción de un camino en la provincia del Chubut se toman en cuenta las consideraciones anteriores que provienen particularmente de la experiencia del Cuerpo de Ingenieros de los Estados Unidos de América.

Los principales parámetros que se utilizan para después manejar correctamente los ábacos mencionados son los siguientes:

a) IC Índice de congelamiento como una diferencia entre las medias positivas y negativas acumuladas durante el periodo de congelamiento.

b) W Humedad óptima del material drenante-anticongelante que puede ser de un 5%.

c) Ws Contenido de humedad al comienzo del periodo de congelamiento de la subrasante.

d) W_b Contenido de humedad al comienzo del periodo de congelamiento de la capa drenante-anticongelante.

e) γ peso específico seco del material drenante-anticongelante como por ejemplo de 2,16 g / cm³.

Con estos parámetros se determina el espesor con protección completa del pavimento o el espesor que con una penetración limitada no sea perjudicial o destructiva.

En la protección completa se determina el espesor "a" que es la suma del pavimento con la estructura necesaria hasta la subrasante, es decir el suelo. En el segundo sentido hay que averiguar un espesor "b" que permite la entrada del congelamiento en la subrasante pero de forma limitada.

15. Minería en regiones con permafrost

15.1. Antecedentes mineros en regiones de permafrost

Prokopchuk (1978) realiza una síntesis de los procesos criogénicos que contribuyen a la concentración de diamantes en placeres que se encuentran en los tributarios del río Lena, Rusia. La región está bajo condiciones de permafrost continuo, de manera que la meteorización física, química, liberación de los diamantes y la formación de los placeres se realiza en la capa activa, que tiene en el lugar 1-1,5 m de profundidad. Los placeres en pendiente están asociados frecuentemente con solifluxión, caracterizada por una estratificación compleja (involuciones), producto de los procesos de congelamiento actuantes. En placeres residuales y coluviales, la distribución de los diamantes es característica: el horizonte superior es el más enriquecido, lo cual es generado por el proceso de levantamiento por congelamiento. Esto fue confirmado durante la exploración y el desarrollo de los placeres de Yakutia: los materiales gruesos y los diamantes migran hacia arriba. En placeres aluviales de poco espesor, los diamantes se encuentran distribuidos en todo el perfil. En estratos espesos, la zona enriquecida es la parte superior.

Grigoriev (1978) realiza la interpretación de los depósitos de placer en el mar de Laptev, en los cuales la participación de permafrost continuo marino y costero tiene gran importancia.

Pitul'ko y Shilo (en Horsnail & Fox, 1973) concluyen que las temperaturas negativas tienden a incrementar la concentración de sustancias minerales en el suelo y en el agua subterránea por procesos de congelamiento parcial.

Pitul'ko (en Horsnail & Fox 1973) en 1968, establece que el proceso generalizado de solifluxión encabeza la formación de un gran número de halos de dispersión desplazados y separados. Obtuvo buenos resultados de muestreo en áreas de volcancitos de barro o extrusión y en depósitos residuales con incremento de las concentraciones en profundidad.

Archer & Main (1970) encuentran en el yacimiento Casino (Cu y Mo porfírico) diferencias en las anomalías en función de la exposición de las laderas (asimetría de pendientes). En la pared caliente mayores concentraciones que en los drenajes de la ladera fría.

Horsnail & Fox (1973) introducen modificaciones a la metodología de exploración geoquímica en ambientes con permafrost. Sugieren la toma de muestras a la mayor profundidad posible (en áreas con permafrost esta profundidad es el espesor superficial descongelado, la capa activa) o en fenómenos de extrusión, si se encuentran en la región de estudio.

Shumilov (1983) sintetiza los conocimientos adquiridos en U.R.S.S. sobre la formación de placeres en regiones de permafrost. Experimentalmente comprueba y confirma que hasta el 30-50% de los componentes de la mena, en la forma de minerales primarios libres, están concentrados en una fracción pequeña de eluvio criogénico. El predominio de una forma mineral está particularmente bien definida para el oro. Las fracciones de 50-100 mkm y las de menos de 50 mkm incluyen hasta el 60% del oro bullión extraído. Hasta el 30% de las partículas de oro se encuentran en agregados con cuarzo y otros minerales. Además, las sales residuales están concentradas cerca de la base de la capa activa o de descongelamiento estacional. En la zona superior, por otra parte, se encuentran frecuentemente sales secundarias, producto de sufusión.

15.2. La capa activa como una guía de prospección minera en ambientes de permafrost de montaña

La determinación geomorfológica de ambientes criogénicos activos permite establecer nuevas guías de prospección en minería de alta montaña, con la disminución de costos exploratorios.

Los procesos de capa activa que permiten definir estructuras sedimentarias de selección vertical y *openwork gravels* en los depósitos han sido reconocidos experimentalmente y en el campo, como concentradores de minerales pesados en el espesor de acción de la capa activa. (Foto 16) (Ahumada, 1986, 1987).

En las Nacientes del Río Cuevas, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina, se realizaron ocho perfiles de campo realizados sobre capa activa de geoformas de origen periglacial y bajo condiciones de permafrost discontinuo. En el análisis granulométrico de muestras totales se obtuvieron los valores que se pueden observar en la Fig.15.

En todos los perfiles estuvieron presentes las estructuras sedimentarias de capa activa: selección vertical, *open work gravels* o

Geoforma	Muestra	Profundidad (cm)	Fracción (> 2 mm)	Muestra total (%)		Fracción < 2 mm (%)			Arena (%)				
				> 2 mm	< 2 mm	Arena	Limo	Arcilla	mg	g	f	mf	
Morena	P1M3	80	42	42	58	72	17	10	19	11	6	6	
	P1M4	100	54	54	45	69	24	7	12	8	5	6	
Morena	P7M16	20	36	36	64	76	14	9	20		22	7	
	P7M17	50	53	53	47	87	8,5	4	23		15	3	
	P7M18	102	36	36	63	73	17	9,5	19		20	7	
Campo de Bloques	P3M7	70	74	74	25	40	28	32	2	3	2	2	
	P3M8	100	45,5	45,5	54,5	74	16	9	18,5	11	6	5	
	P3M9	130	15	15	84,5	57	21	21	20,5	13	7,5	7,5	
Campo de Bloques	P5M10	60	35	35	65	32	32	35	3	6	5	7	
	P5M11	90	47	47	53	43	28	28	5	8	4	6	
	P5M12	100	29,5	29,5	69,5	51	26	23	6	12	8,5	9	
Glaciar de Escombros Primario	P8M37	30	35	35	65	60	21,5	18,5	12	14	7	6	
	P8M38	70	32,5	32,5	67	64	24	12	13	14	8	8	
	P8M39	120	38	38	60	88	8,5	3	28	15	6	4	
Extrusión	P2M5	20	21	21	78	52	31	17	5,5	16	10	9	
	P2M6	65	63	63	36	64	28	8	12	5	3	3	
Extrusión	P4M19	10	28	28	71	56	20	24	14	14	6	6	
	P4M20	60	62	62	38	66	21	13	9	6	4	4	
	P4M21	85	52	52	47	64	19	17	17	7	3	3	
Extrusión	P6M13	24	46	46	54	53	26	20	7	10	6	6	
	P6M14	70	49	49	51	69	20	11	18	9	4	4	
	P6M15	90	59	59	40	72,5	17,5	10	14,5	7,5	4	3	

Figura 15. Análisis granulométrico de muestras totales en capa activa de geoformas periglaciales de alta montaña. Nacientes del Río Cuevas, Mendoza, Argentina. Ahumada (1986).

textura abierta. Las muestras fueron tomadas en 3 niveles del espesor de capa activa. Luego del análisis granulométrico se concentraron los minerales pesados de cada una de ellas utilizando el método convencional de líquidos pesados. Estas concentraciones se pueden observar en la Fig. 16.

En estos perfiles se encontró que en morenas la concentración de minerales pesados en el fondo de la capa activa se incrementa en un 10% y un 11%, en campos de bloques, 50%, en glaciar de escombros de talud o primario, 60% y para los perfiles realizados en extrusión el incremento de la concentración de minerales pesados fluctúa entre el 75% en el fondo de la capa activa, hasta una concentración de minerales pesados en superficie mayoritaria. En estos tres últimos casos suponemos que estas diferencias de comportamiento están relacionadas con la actividad o inactividad del proceso de extrusión. Por lo tanto es posible decir que en ambientes andinos de permafrost discontinuo, la migración de minerales pesados hacia el

Geoforma	Muestra	Profundidad (cm)	Minerales pesados Total %	Minerales pesados por fracción %			Incremento %
				Arena fina	Arena muy fina	Limo	
Morena	P1M3	80	10	8	11	12	10
	P1M4	100	11	8	12	14	
Morena	P7M16	20	9	8	10	9	11
	P7M17	50	9	8	10	8	
	P7M18	102	10	9	9	12	
Campo de bloques	P3M7	70	4,5	2	4	7	—
	P3M8	100	4	3,5	2,5	5	
	P3M9	130	4	4	4	4	
Campo de bloques	P5M10	60	2	1	2	5	50
	P5M11	90	3	2	3	3	
	P5M12	100	3	2	3	4	
Glaciar de escombros primario	P8M37	30	5	5	6	4,5	60
	P8M38	70	7	7	7	8	
	P8M39	120	8	9	9	6	
Extrusión	P2M5	20	5	3	4	7	Inversión del proceso
	P2M6	65	2	3	1	3	
Extrusión	P4M19	10	4	5	4	4	75
	P4M20	60	6	6	6	5	
	P4M21	85	7	8	9	5	
Extrusión	P6M13	24	4	3	4	4	—
	P6M14	70	4	3	4	4	
	P6M15	90	4	3	4	6	

Figura 16. Concentración de minerales pesados en distintos niveles de capa activa en geoformas periglaciales de alta montaña. Nacientes del Río Cuevas, Mendoza, Argentina. Ahumada (1986).

fondo de la capa activa ocurre bajo condiciones de temperatura media anual de $-4,7^{\circ}\text{C}$, con precipitaciones medias de 500 mm anuales, por arriba de los 3.500 m s.n.m. (Ahumada 1986, 1987).

También se demostró el proceso de selección vertical y de concentración de minerales pesados en capa activa mediante simulación de ciclos de congelamiento y descongelamiento en un sistema cerrado en laboratorio (Ahumada, 1986).

Como resultado de estos estudios se concluyó que la capa activa puede ser utilizada como guía de prospección minera y su muestreo en estudios geoquímicos de yacimiento en exploración puede dar una respuesta altamente eficiente para la cuantificación del prospecto minero en una región geocriogénica enriquecida.

16. El ambiente Criogénico Pasado y el Paleopermafrost

Los procesos criogénicos neógenos han dejado en el Cono Sur Sudamericano importantes huellas fósiles que pueden ser encontradas en los perfiles estratigráficos cuaternarios de la Patagonia o pueden observarse claramente en las regiones montañosas, particularmente en la Cordillera de los Andes. Las meso y microformas y estructuras expresan el traslado y descenso del frío desde la montaña hacia la estepa, como así también las características paleoclimáticas que dejaron los criómeros cuando los grandes fríos cuaternarios invadieron Sudamérica y dominaron también en las altas latitudes del sector sur del Continente Americano.

Caldenius (1932); Auer (1956, 1970); Mercer (1976, 1985), Clapperton (1993); Rabassa *et al.* (1992) y muchos otros se dedicaron especialmente a buscar y delinear el ambiente glaciario en los diferentes tiempos, con una gran serie de interrogantes. El alcance de la ocupación glaciaria para zonas extracordilleranas fue muy discutido para los eventos Glaciales antiguos (Groeber, 1950, 1952; Auer, 1956, 1970). Glacioblastos o "nidos glaciarios" en la Patagonia están hoy limitados por la idea de una intensa sequedad que parece haber dominado la región, por lo menos durante el Finiglacial. Sin embargo, el ambiente glacial ha quedado definido con cierta exactitud a través de morenas terminales, claramente marcadas durante los criómeros más recientes, por grandes lagos glaciarios cordilleros, como también por geoformas y estructuras típicas del ambiente glaciario: drumlins, varves, etc., que no es el caso del ambiente periglacial, desconocido en la mayoría de las publicaciones sobre paleoclima neógeno o cuaternario.

Se cree que las formas y estructuras periglaciales sudamericanas estuvieron controladas por características climáticas, geológicas o regionales bastante complejas y a veces atípicas, como en Patagonia, quizás por eso han sido poco consideradas y descritas en las investigaciones del paleoambiente sudamericano.

Para explicar el paisaje de la Patagonia Czajka (1957) hace una de las primeras interpretaciones de procesos periglaciales fósiles en

Sudamérica, pero ellas estarán implicadas necesariamente con un englazamiento extraandino. El autor cree en una secuencia de ciclos climáticos de denudación que, por ej., durante el "Hochkaltzeit", presenta una fase túndrica-loéssica, en donde se formarían las redes de cuña de hielo patagónicas y que es cuando se depositarían loess en la estepa pampeana y sedimentos más gruesos en sus márgenes. Cabe mencionar que Van Vliet-Lanoë & Guillocheau (1995) hacen hincapié en una fase de erosión de suelo importante en Europa al principio de un criómero, no así después en donde por bioresistencia la zona debería alcanzar su equilibrio a través de procesos autocíclicos o alocíclicos (por ejemplo glacio-eustáticos).

Clapperton (1993) hace un resumen de las formas periglaciales patagónicas pero bastante sucinto y Trombotto (1994, 1996a), en busca de alcanzar una cronología con criómeros basados en formas periglaciales, realiza el primer inventario sobre el tema criogénico en particular.

16.1. El background periglacial y paleoclimático

Como se sabe la existencia del permafrost está en equilibrio con el medio en donde se encuentra y por lo tanto ciertas geformas del ambiente periglacial patagónico son verdaderos indicadores que sirven para comprender indirectamente parámetros climáticos como la temperatura o la precipitación. Generalmente se parte de explicar la morfogénesis en el ecosistema de los ambientes criogénicos fósiles atendiendo a las características y a la morfodinámica de los ambientes fríos actuales. Sin embargo, como ya lo presentara Garleff *et al.* (1991) las interpretaciones paleoclimáticas patagónicas no coinciden siempre con las teorías climáticas actuales.

Las condiciones de sequedad, dinámica de los procesos criogénicos y mecánica criogénica en petrología volcánica o particularmente basáltica de la Patagonia, por ejemplo, plantean muchos interrogantes sobre la ambigüedad de ciertas estructuras y formas patagónicas, dificultad de reconocimiento, como también sobre la evolución y el desarrollo de los procesos criogénicos pasados, que necesitan ser estudiados e investigados con más profundidad.

Como ya se ha dicho, el permafrost discontinuo de los Andes Secos se localiza a los 32-33°S en los Andes Centrales de Mendoza a 3.600 m de altura, aunque permafrost insular, sin embargo, llega a permanecer a bastante profundidad hasta los 3.450 m.

A los 30° aproximadamente en los Andes Centrales de San Juan, el permafrost se encuentra en el glaciar de escombros de Aguas Negras a 5 m de profundidad, a los 4.150 m de altura.

Los fenómenos criogénicos combinados con permafrost se localizan 400 m o más por debajo del nivel de la isoterma de 0°C (Trombotto *et al.*, 1997). Las condiciones secas regionales parecen acentuar la efectividad de los procesos periglaciales actuales.

Desde hace mucho tiempo Garleff & Stingl (1986), hacen hin-

capié en separar los condicionamientos que separan y caracterizan la actividad criogénica en las dos regiones de los Andes del Cono Sud Sudamericano. Como ya se ha estudiado, en los Andes Secos, la temperatura es la que rige y condiciona la presencia del permafrost y fenómenos criogénicos, mientras que en los Andes Australes es la precipitación. Naturalmente que estas diferencias implicarían desincronización en el comportamiento de los fenómenos y en la búsqueda de cronologías paleoclimáticas y criogénicas.

Una tercera zona se desprende de los Andes Desérticos entre los 24° y 27°S relacionada con la Diagonal Árida Sudamericana con precipitaciones ≥ 175 mm (Kammer *et al.* 1999) y con la desaparición de los glaciares de escombros activos, por lo menos del lado chileno. Por el sector argentino los glaciares de escombros han sido reconocidos geomorfológicamente por Igarzábal (1983), en la Sa de Cachi; Corte, Trombotto y Ahumada (1982) en la Sierra de Santa Victoria (Foto 17); Strecker (1987) y Ahumada (1995 y 1999) en las Sierras Pampeanas del Cajón y Aconquija. Zipprich *et al.* (1998) estudian y realizan dataciones en los glaciares de escombros de la Sierra de Santa Victoria. Aún no se conocen con precisión las condiciones ambientales y de actividad actual de estos depósitos. De todos modos, por sus características geomorfológicas y la ocurrencia latitudinal de estas geoformas, se puede considerar la presencia de permafrost, tal vez de tipo insular y en condiciones de desequilibrio con el medio. Toda esta región ha sufrido importantes cambios por el efecto del calentamiento global registrado en los 90 y un uso desmesurado e inapropiado de Las Yungas, lo que ha incrementado la inestabilidad ecológica del medio.

Frente a las teorías actuales sobre el paleoclima cuaternario y el esquema de parámetros que posibilitaron la actividad y la morfo-dinámica criogénica Garleff & Stingl (1987) sostienen que el descenso de temperatura durante Pleniglacial (Hochkaltzeit) acentuó la aridización de la Diagonal Árida Sudamericana, como así también fortaleció la acción de los vientos del Oeste sin ningún desplazamiento hacia el norte de estos vientos como otros autores creen. Groeber (1952) ya había llamado la atención sobre la fortificación de los vientos del Oeste para explicar la depositación de los sedimentos eólicos pampeanos durante los Glaciales, solo que se basaba en un modelo actualista del sistema de circulación atmosférica, situación que hoy se discute.

Garleff & Stingl (1986) piensan que la depresión de la temperatura media anual (TMA) pleistocénica con respecto de la actual fue del orden de los 15°C para los Andes Australes y de hasta 9°C para la región de la Puna. Trombotto (1998) calcula este cambio para el Finiglacial y en base a la presencia de moldes de cuñas de hielo en 14°C para Sudpatagonia. Esto coincide con las estimaciones de Garleff (1977) que calculó también la depresión de la TMA entre 10 y 15°C para el sur de la Patagonia. Por datos geomorfológicos, entre otros, la estimación del descenso del límite del denominado "permafrost casi continuo" y la fuerte actividad criogénica habrían bajado hasta 2.500 m en el N de los Andes Australes de la Región de los

Lagos, y S de Mendoza, hasta 2.000 m en los Andes Centrales y 1.000 m en el NW argentino (Garleff & Stingl, 1986).

En los Andes Centrales de Mendoza el permafrost discontinuo está vinculado a glaciares de escombros, pero al Inicioglacial habría llegado hasta una altura entre 1.200-1.800 m a los 32°-33°S. (Corte *et al.*, 1996), mientras que sería de suponer que en el sur de la provincia de Mendoza ya habría penetrado como permafrost patagónico.

Paralelamente y en el sentido descripto arriba la superficie con permafrost debería haber cubierto durante el Finiglacial no toda pero sí una gran parte de la estepa patagónica, posiblemente la zona que hoy está incluyendo la superficie afectada con congelamiento estacional.

Mucho mas crudas fueron aún las temperaturas durante el Inicioglacial, que hicieron avanzar aún más los limites finiglaciales hacia el norte, ocupando muy probablemente toda la Patagonia y también hicieron bajar más altitudinalmente el límite inferior del permafrost, características que sin duda podrían haberse repetido ya antes, de acuerdo a los antiguos avances neógenos recientemente descubiertos por Schellmann (1998).

16.2. Algunas huellas de los criómeros pasados: Glaciares de escombros fósiles

Los glaciares de escombros fósiles andinos pueden identificarse como geoformas en conexión con los glaciares de escombros activos o como una prolongación de los mismos, que se detectan por la geomorfología, por prospecciones geofísicas o por perfiles de temperaturas del suelo.

A partir de estas consideraciones y en base a que ellos a su vez presenten una relación directa con glaciares (como suele ocurrir frecuentemente en los Andes Centrales) o sean de glaciares de escombros de talus (Trombotto, Buk y Hernández, 1999) se deducen las siguientes características o claves que pueden ser encontradas:

a) rastros de circos y excavación en la montaña, en donde se produjo meteorización o criometeorización;

b) huellas de canaletas nivodetríticas que sirvieron de zona de transporte del material criometeorizado, que cortan el circo transversalmente y que son muy importantes en los glaciares de escombros de talus, en donde el circo tiene significado secundario o no es observable;

c) forma final relíctica lobulada, de lengua colgada en la pendiente o después del corte de pendiente, con una depresión postfrontal;

d) *Haldenschutt* o "morenas laterales", dejadas por zonas de transporte sedimentario centrales con más movimiento;

e) ubicación de las geoformas con orientación preferencial hacia el sur;

f) los sedimentos pueden ser bloques grandes y clastos angulosos en superficie, pero con dominancia de sedimentos finos angulosos en su interior;



Foto 16. Perfil de la capa activa de un glaciar de escombros primario. Se observa estructura vertical (gruesos en superficie, finos hacia abajo) y *openwork gravels* o nidos de rodados. Qda Benjamín Matienzo. Cordillera Principal, Mendoza, Argentina.



Foto 17. Glaciar de escombros a 4.500 m s.n.m., Sa. de Santa Victoria, Cordillera Frontal, límite Salta-Jujuy. Argentina.

g) en el frente, o lengua identificada, se observa selección vertical de los sedimentos;

h) los bloques y clastos pueden estar orientados con sus ejes mayores pendiente abajo, pero también pueden mostrar una intensa crioturbación superficial y mezcla subsuperficial;

i) el componente petrográfico puede ser monogenético en los glaciares de escombros de talus, pero de petrología variada en los que tienen una relación con glaciares.

Los glaciares de escombros en el Cordón del Plata (aproximadamente 33°S) presentan síntomas de inactividad a los 3.400 m. Hasta los 3.200 m estos glaciares de escombros pueden presentar hielo, pero a partir de los 3.000 m s.n.m. se los considera fósiles y cercanos a esta altura solo que fueron activos durante el Würm (Barsch & Happoldt, 1985).

Wayne & Corte (1983) hacen mención de una secuencia de glaciares de escombros fósiles dentro del glaciar de escombros morénico denominado "Morenas Coloradas", en Vallecitos, Mendoza, basados principalmente en su posición altitudinal y en la inclinación de sus frentes. No siempre estos parámetros son observables claramente, principalmente por la desarmonía en el "creeping" de partes o cuerpos diferenciados, que responden a hielo subsuperficial o con sobrecurrimientos de glaciares laterales, que en formas criogénicas andinas como ésta, de más de 4 km de largo y un ancho medio entre 600 y 800 m, son muy frecuentes.

La fase inactiva del glaciar de escombros representa a menudo un estadio transitorio de difícil ensamble cronológico. Una forma de este tipo en el denominado glaciar de escombros "El Dragón", con orientación SE, en la Cordillera Frontal de Mendoza (ca. 34°S.), presenta, por ej., dos sectores, uno a aproximadamente 3.300 m s.n.m. con una lengua frontal de 28° de inclinación y otra a 3.200 m con un frente de 26° de pendiente. Se trata también de un tipo que tiene su origen en un glaciar. Una fase fósil, ya más identificable, comienza a los 3.175 m aproximadamente, con un ángulo frontal que no supera los 15°.

Glaciares de escombros fósiles se han buscado también en las montañas medias y en el NW de la Argentina, pero en estas regiones los reconocimientos han sido muy complicados, muchas veces por sus diferentes interpretaciones, aunque criogénicas, como por la antigüedad disímil atribuida a las formas.

La tabla de la página siguiente resume los principales hallazgos.

Por comparación, los glaciares de escombros fósiles indicarían precipitaciones comunes del orden de 500 y 600 mm y sus lenguas, temperaturas inferiores a -1°C.

Las características texturales de las superficies de granos de cuarzo tamaño arena de glaciares de escombros fueron analizadas mediante SEM por Trombotto (1991).

Localidad	Altura s.n.m.	Latitud	Longitud	Edad asignada	Referencias
Sierra de Aconquija en Tucumán	2600 m	Aprox. 27° S.	Aprox. 66° W.	Pleistoceno	Czajka (1955)
Quebrada de los Árboles Cerro «El Áspero» Precordillera mendocina	1100-1800 m	Aprox. 33° S.	Aprox. 69° W.	Periodo I: Inicioglacial 1,2 Ma Periodo II: 700 ka	Corte (1976) Corte <i>et al.</i> (1996)
Tomolasta, Sierras Pampeanas, San Luis	1750 m	Aprox. 33° S.		?	Corte (1983 b), discutidas por González Díaz (1994, com. escrita)
Ventania Sierras Australes	500-700 m	Aprox. 38° S.	Aprox. 62° W.	Pleistoceno	Czajka (1957) Corte (1976, 1983 b, 1996)
Patagonia Meseta «El Pedrero», Región de las Mesetas sin Fondo (?)	ca. 1000 m	47° S.	69° W.	?	Trombotto (1994)

16.3. Crioplanicies y nichos de nivación relícticos

Keidel (1922) hace una de las más antiguas menciones sobre crioplanicies a las que llama “penillanuras cuspidales”. No menciona lugares en especial pero sí indica su importancia paleoclimática regional en la Puna.

En los Andes Sanjuaninos, las crioplanicies se relacionaron con “permafrost casi continuo” a alturas superiores de 5.000 m, a los 30°S. y con temperaturas < -4°C (Scholl, 1992). En la región de la “Lagunita del Plata” (33°L.S., Mendoza), a aproximadamente 4.000 m

s.n.m., con temperaturas del orden de -2°C y precipitaciones > 600 mm, las crioplanicies están inactivas. Las crioplanicies cuspidales activas se observan por encima de los 4.300 m.

Importantes ejemplos fósiles y con grados de inactividad, pueden observarse tanto en la Cordillera Frontal como en la Principal de Mendoza por debajo de las alturas citadas.

Crioplanicies fósiles y tors relícticos son citados también para las Malvinas en el Mt. Kent (ca. 480 m s.n.m.) en el Mt. Challenger y en los Wickham Heights (Clark, 1972). Las Islas Malvinas presentan una gran riqueza y variedad de formas criogénicas fósiles denotando la gran implicancia de un clima periglacial oceánico pasado.

Las crioplanicies están íntimamente relacionadas con los nichos de nivación, pero éstos han sido muy descuidados en cuanto a su inventario y alcance paleoclimático.

Nichos de nivación temporarios, con respectivas oquedades heredadas relícticas de momentos nivales perentorios o más importantes, son muy frecuentes en los Andes Centrales entre 3.000 y 4.000 m dependiendo la altura de su orientación. Las formas más viejas poseen típicas concavidades con un umbral cercano a la excavación criogénica. El fondo y centro del nicho concentran sedimentos finos que son habitados por una vegetación más abundante.

Corte (1983a) cita nichos de nivación en las Sierras Pampeanas de San Luis. Clark, por otra parte, los cita en las Malvinas en Mt. Osborne, Mt. Adam y Mt. María (50°S) y Magnani (1962), así mismo, para las mesetas extraandinas sudpatagónicas cercanas al lago Cardiel (48°S).

En la región basáltica de la Meseta sin Fondo en Patagonia, a los 47°S , se pueden identificar formas equiparables a nichos relícticos expuestos hacia el sur.

16.4. Pendientes sedimentarias criogénicas, valles asimétricos y dells

Las referencias sobre pendientes sedimentarias criogénicas (*Schutthänge*) en Argentina son muy antiguas. Keidel (1922) se refiere a los *Schutthänge* como "pendientes de escombros", y los presenta como una característica de la Puna, incorpora con ellos, muy probablemente, glaciares de escombros. El autor describe sus niveles inferiores hasta los 4.000 m s.n.m. y no recae en los grados de actividad de los mismos, pero sospecha su importancia paleoclimática en los episodios fríos pasados. Czajka (1955) bajará el límite citado hasta los 2.600 m.

En Sierra de Famatina a los 29°S los *Glatthänge* están limitados en su actividad a los 4.000 m de altura (Garleff & Stingl, 1983).

Schutthänge, *Glatthänge* y valles periglaciales relícticos son abundantes en las montañas mendocinas o sanjuaninas, por debajo y cercanos al nivel periglacial actual, pero falta un relevamiento más detallado de los mismos.

Garleff *et al.* (1989) hicieron un levantamiento muy conspicuo de *dells* para la carta geomorfológica: "La Junta - Agua Nueva", interpretando los cambios morfodinámicos y paleoclimáticos en las márgenes de la Cordillera de los Andes a los 35°S.

Valles asimétricos son citados por Magnani (1962) y por Corte (1996) para la zona sur de Patagonia.

Las características texturales de las superficies de cuarzos tamaño arena de pendientes sedimentarias relícticas fueron analizadas mediante SEM (en Trombotto, 1991).

16.5. Formas de soliflucción, ríos de piedra, felsenmeer y heads

Formas solifluidales de diferentes tipos fueron descriptas para el cono sur sudamericano desde hace mucho tiempo. Andersson (1906) hizo una de las primeras citas del tema y la introducción del término "soliflucción" en la literatura internacional al referirse a los ríos de piedra de las Malvinas. *Felsenmeer* y *Stoneruns* o *Blockströme* fueron estudiados por Clark (1972), Bellosi & Jalfin (1984) y otros en diferentes zonas de las islas nombradas.

Fuera de las alturas andinas, en la Patagonia, en zonas actualmente sólo con congelamiento estacional, se ven también representadas capas de soliflucción fósiles o *head*.

Magnani (1962) describe formas de soliflucción para las mesetas patagónicas pero sin mencionar lugares en particular. Hay que recordar también que Caldenius ya en 1940 recurre a la soliflucción como fenómeno dispersante de los "Rodados Patagónicos" y Czajka (1957) se plantea la duda de si ciertos horizontes, como por ej. en Pampa del Castillo, Patagonia, son de soliflucción o restos de kames.

Auer (1970) encuentra que el límite de la soliflucción ha bajado 2.000 m, hasta los 2.600 m a los 27°S., mientras que a los 33° lóbulos de soliflucción en bloques (*Wanderblöcke*) están inactivos recién a los 2.500 m (Trombotto, 1991) en el piedemonte de la Cordillera Frontal. Capas de soliflucción pleistocénica a 2.200 m son descriptas también en este último lugar por Regairaz (1988). Mientras que Corte (1983a) encuentra que el límite inferior de la soliflucción, por arriba del cual hay aún un importante crecimiento de *piprake*, está en Precordillera de Mendoza y en Sierras Pampeanas de San Luis y Córdoba hasta aproximadamente los 1.500 m y los mismos fenómenos en Ventania a los 38°S, aparecen hasta los 500 m. En el piedemonte, paralelamente, A. de Vázquez & Garleff (1985) encuentran niveles de soliflucción fósil en La Junta - Agua Nueva a 1.800 m aproximadamente (34°-35°S).

Los niveles de soliflucción se identifican en los perfiles patagónicos, pero no con el desarrollo y la frecuencia esperada, de acuerdo a los modelos paleoclimáticos presentados, posiblemente por la petrología y las limitaciones que ocasionan la baja precipitación y que caracterizaron a la región desde el levantamiento andino. Sin embar-

go, pueden observarse capas de solifluxión desde Nordpatagonia, como en las pendientes sur de la Meseta del Somoncuro hacia el sur hasta en Sudpatagonia (Trombotto, 1994).

Auer (1956) menciona incluso solifluxión para las Sierras Australes de Buenos Aires, pero restringe la importancia de la solifluxión en Patagonia (1970) por los pocos hallazgos y con la teoría de la falta de humedad suficiente.

En Patagonia Sur, sin embargo, ciertos niveles representativos (aproximadamente 46°S) fueron asignados al Finiglacial y están muy interrelacionados con moldes de cuñas de hielo. Huellas solifundales atribuibles a este tiempo son apenas detectables en el norte patagónico (Trombotto & Stein, 1993; Trombotto, 1996a). Corte (1996) menciona solifluxión fósil en las pendientes de los Andes Australes como en el Lago Buenos Aires.

Fuera de la Patagonia Clapperton *et al.* (1986) relacionan capas de solifluxión y crioturbación en las Malvinas con playas preholocenas. Veit & Garleff (1993) describen al sur de los 42° (72°20'W) capas solifundales de 50-70 cm de espesor y al norte de los 42°S, más restringidas a la parte SE del Valle Longitudinal y en la Cordillera de la Costa (41°S, 72°20'W). Estas últimas fueron atribuidas a la Glaciación Llanquihue o "Último Máximo Glacial".

16.6. Grèzes litéés

Capas sedimentarias de granulometría alternante depositadas por origen criogénico supranival o intranival fueron clasificadas como "grèzes litéés" relícticos y son mencionados especialmente para los Andes Centrales por varios autores, pero al margen de los trabajos, falta un relevamiento y mapeo preciso de las mismas. El límite activo de la depositación está a aproximadamente a 3.500 m de acuerdo a Corte (1996). Los mismos pueden observarse en ambas laderas del Valle del Río Cuevas, Qda. Benjamín Matienzo (Ahumada, 1986) y en el lado argentino del camino hacia el paso de Aguas Negras, San Juan.

En Precordillera de Mendoza, en Villavicencio a ca. los 33°S estos sedimentos relícticos están presentes a aproximadamente 2.500 m de altura.

Fuera del ámbito andino Corte (1983a) los cita para Sierras Pampeanas (Cerro Pelado, San Luis) y Sierras Australes, a 1.500 y 600 m de altura respectivamente.

Las microtexturas de cuarzo características del grèzes litéés fueron analizadas mediante SEM por Trombotto (1991).

16.7. Suelos estructurados y crioturbaciones relícticas

Hallazgos de crioturbaciones fósiles en las Sierras Pampeanas de Famatina (29°S.) son citadas por Stingl & Garleff (1983) a los 4.200 m de altura.

En los Andes Centrales de Mendoza se han localizado crioturbaciones en La Junta - Agua Nueva (A. de Vázquez & Garleff, 1985) en los 1.880 m y a los 34°40' de latitud aproximadamente. En Villavicencio, Precordillera de Mendoza, a ca. los 33°S., el fenómeno de crioturbación fue observado a aproximadamente 2.500 m, marcando límites inferiores importantes de la criogenia pasada.

Rastros de crioturbación son citados por Auer (1956) en relación a los "Rodados Patagónicos" desde Stroeder (40°S), por ej., en el norte de la Patagonia, hacia el sur (50°S), también menciona casos en Ventania (38°S). En general estas formas fueron mencionadas paralelamente como indicadores para apoyar la teoría de los "glacio-blastos" o pequeñas glaciaciones locales. Czajka (1966) relaciona, por ej., el sistema de valles en Pampa del Castillo, Patagonia, con hielo muerto de kames.

En 1967 Corte observa desde un punto de vista netamente criogénico las involuciones y pliegues de la región de Río Gallegos. Las formas de crioturbación aparecen afectando niveles de rocas sedimentarias terciarias, fundamentalmente areniscas, como en Salinas Chicas (sur de la provincia de Buenos Aires) y Puerto Madryn (Nordpatagonia, Haller, 1981). En Holdich-Pampa del Castillo y Romberg (Sudpatagonia) fueron demarcadas para el finiglacial (Trombott & Stein, 1993; Trombott, 1994).

También la crioturbación está afectando los límites inferiores y superiores y/o niveles intermedios de los "Rodados Patagónicos" (Trombott, 1992 y 1996 b).

Reseñas sobre suelos estructurados fósiles casi no existen. Relictos de suelos estructurados han sido de difícil hallazgo hasta el momento. En los Andes Centrales, zona de Vallecitos, Mendoza, se observan algunos ejemplos a los 3.000 m s.n.m., pero ya mal conservados.

Magnani (1962) cita suelos poligonales para la zona del Lago Cardiel en Sudpatagonia (aproximadamente 49°S.) a 500 m s.n.m.

Suelos estructurados de pequeño desarrollo con deformación por pendiente, tipo "Kometenschweif", también se encuentran en la zona extraandina como en la Meseta "El Pedrero", Santa Cruz (Trombott, 1994).

16.8. Cuñas de hielo fósiles y crioturbación poligonal

Los moldes de cuñas de hielo son los elementos criogénicos más importantes de la estratigrafía patagónica. (Fig. 17 y Foto 18) La crioturbación suele estar vinculada con estos moldes de cuñas de hielo y poligonación.

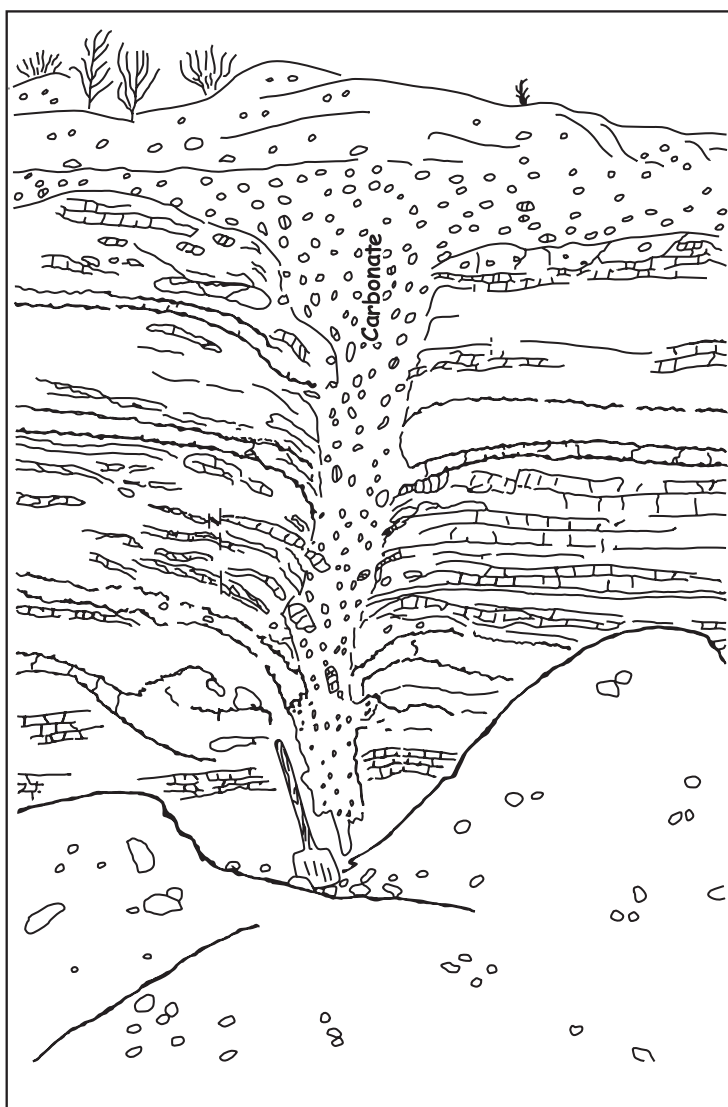


Figura 17. Perfil de cuña de hielo fósil epigenética, sitio de Liss. Puerto Madryn, Chubut, Argentina (Trombotto y Ahumada, 1995).

Fueron mencionados desde hace bastante tiempo por Auer (1956, 1970), Czajka (1955, 1957) y Corte (1967), aunque fueron muy poco considerados en la estratigrafía y el paleoclima patagónico.

Gracias a las cuñas de hielo fósiles, entre otros indicadores (crioturbaciones), se confeccionó la teoría del alcance del permafrost pleistocénico hasta el Río Negro (Czajka, 1955), que posteriormente Corte (1991, 1996) extendería hasta más allá el Río Colorado.

Características de moldes muy típicas son descriptas para casos antiguos de moldes epi y singenéticos en Nordpatagonia (Trombotto, 1992, 1996b) (Foto 18). Hasta casi un alcance de 3 m de profundidad, los moldes observados indicarían diferencias mínimas con la

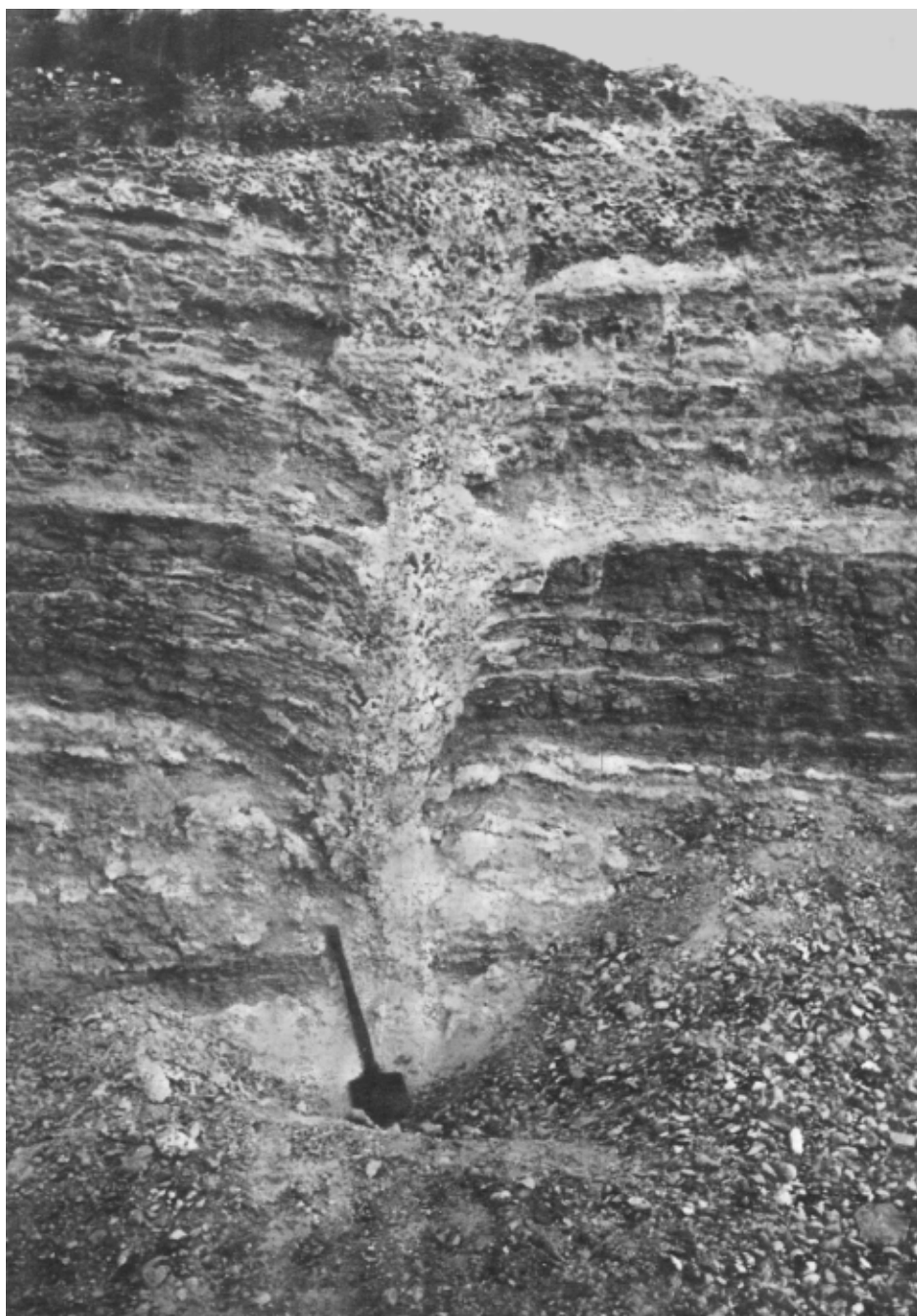


Foto 18. Cuña de hielo epigenética, sitio de Liss. Puerto Madryn, Chubut, Argentina (Trombotto y Ahumada, 1995).

actual temperatura media anual del lugar de aproximadamente 16°C y precipitaciones mayores que hoy en día (< 500 mm). Estos criómeros parecen haber ocurrido durante y después de la depositación de los “Rodados Patagónicos”. El conjunto de viejos fenómenos criogénicos en Puerto Madryn, se denominó “Penfordd” (Trombotto, 1992) de acuerdo al sitio del hallazgo. Los moldes descubiertos y asignados al Finiglacial son de menor desarrollo, la máxima profundidad en los hallazgos alcanza los 90 cm y unos 30 cm de ancho, se concentran solo en Sudpatagonia. Estos casos representan cambios mínimos a los 46°S de 14°C con la actual temperatura media anual y presentan buenos ejemplos de hexágonos con abultamientos periféricos (*Randwülsten*) en los lados. Rellenos de arena, con granulometría fina y media, con cierta orientación interna en capas verticales, y raros o casi nada de compresiones laterales (*Randaufpressungen*) en las sedimentitas terciarias, hicieron pensar algunas veces en moldes de cuñas compuestas, pero esta conclusión aún es difícil de dilucidar. Las localidades tipo fueron Holdich-Pampa del Castillo, Romberg, Las Heras y Cerro Kensel (Trombotto & Stein, 1993; Trombotto, 1996a).

Los casos más nórdicos de pseudomorfo de cuñas de hielo se encuentran citados por González & Corte (1976) a aproximadamente 38°S., 60°W, 200 m s.n.m., en la provincia de Buenos Aires y por Grosso & Corte (1989) en el W argentino y en la provincia de Mendoza, con dos generaciones halladas en la zona del Río Diamante (34°37'S, 825 m s.n.m.).

También se encontraron pseudomorfo en las cerrilladas antepuestas (1.640 m s.n.m.) a las Sierras Azul y Media Luna a los 36°16' en la región de Cuyo, Mendoza (Abraham de Vázquez & Garleff, 1985) a una altura ya muy comprometida con el paleoclima frío cuaternario.

Resumiendo, en Patagonia el avance latitudinal del permafrost dejó importantes localidades, cuyos detalles puede observarse en la tabla de la página siguiente.

16.9. Otras formas: Domos relícticos y lagos orientados

Si bien Clark (1972) menciona “lagos orientados” para Choiseul Sound y Lafonia y también “relictos de pingos” en Doyle River en Malvinas, estas formas son apenas citadas en la Patagonia, presumiblemente debido a falta de estudios.

Los denominados “bajos sin salida” de la Patagonia han sido considerados en algunos casos por su génesis y por algunos autores, como rastros del periglacial patagónico pleistocénico. Garleff (1977) sostiene que ciertos *Kaven* de Santa Cruz (Sudpatagonia Oriental), sin especificar lugares en particular, son relictos de pingos.

Un relicto de pingo en basalto fue citado por Corte (1991) para La Leonora, en Sudpatagonia, pero debe ser estudiado con más detalle. El mismo autor (1996) también menciona “lagos orientados” para la desembocadura del río Santa Cruz y para la planicie del río

Localidad	Latitud	Longitud	Edad asignada	Referencias
San Antonio Oeste	40° 50' S.	65° 30' W	Inicioglacial?	Czajka (1955) Auer (1956)
Puerto Madryn (mínimo 2 generaciones)	42° 40' S.	65° W	Inicioglacial?	Auer (1956, 1970) Liss (1969); Corte (1996) Trombotto & Ahumada (1995) (Fig.18)
Pampa del Castillo Holdich	45° 50' S.	68° W	Finiglacial	Czajka (1955, 1966) Trombotto & Stein (1993)
Cerro Kensel	46° 08' S.	70° 35' W.	Finiglacial	Trombotto & Stein (1993)
Las Heras Sur	ca. 46° 30' S.	ca. 68° 55' W.	?	Corte (1982, 1996)
Las Heras Norte	46° 30' S.	68° 55' W.	Finiglacial	Trombotto & Stein (1993)
Romberg 2 generaciones	46° 40' S.	68° 50' W.	Finiglacial ● IE 2 ● IE 4 ?	Trombotto (1994, 1996 a)
Telken	ca. 46° 30'	ca. 71° W.	Finiglacial	Trombotto (presente trabajo)
Río Deseado	47° 52' S.	66° 35' W.	Finiglacial	Auer (1970)
Tres Lagos, Río Chalfía	49° 35' S.	71° 25' W.	Finiglacial	Auer (1956)
Río San Carlos, Malvinas	51° 30' S.	59° W.		Clark (1972)
Chimen Aike – Río Gallegos (2 o 3 generaciones)	51° 40' S.	69° 20'	● del till inferior: 3,5 Ma (?) ● del till superior: Inicioglacial ● Finiglacial: 40 ka (y/o 24 ka)	Corte (1967, 1991, 1996) Galloway (1985)

Deseado, como también “palsas fósiles” para la zona del Lago Cami en Tierra del Fuego.

En cuanto para las “turberas” o “mallines” fósiles (estos últimos son una especie de *Anmoor* con génesis de turbera tipo *fen*) falta un detallado inventario para reconstrucciones paleoclimáticas.

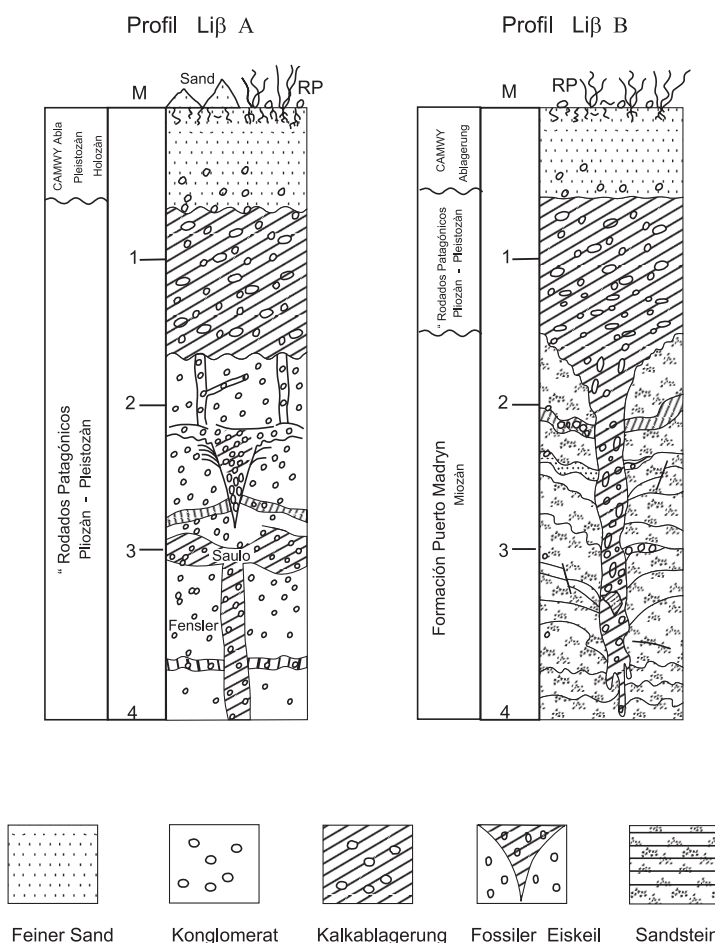


Figura 18. Perfil del sitio de Liss. Cuña de hielo fósil, epigenética. Puerto Madryn, Chubut, Argentina (Trombotto y Ahumada, 1995).

17. El cambio climático frío en la historia geológica

Al entrar en la historia de nuestro planeta y de sus eventos fríos tenemos la necesidad de formularnos al principio ciertas preguntas:

1. ¿Qué es el clima?
2. ¿Qué es un cambio climático?
3. ¿Cuándo definimos y cuándo ocurre un cambio climático frío?

El clima se define como: el estado medio de la atmósfera determinado en base a datos correspondientes al intervalo de algunas décadas (30-50 años). En la definición forma parte también el desarrollo normal del tiempo atmosférico con todas sus anomalías. A las que podemos rápidamente, incluir dentro de fluctuaciones o variaciones (Flohn, 1968).

- Para entender qué es un cambio se puede observar el espectro de variaciones climato-meteorológicas de Schönwiese *et al* (1995).
- Un ejemplo: El caso de la grieta de contracción térmica y la cuña de hielo, analizadas desde un punto de vista meteorológico: rotura por contracción y descenso de la temperatura, la primera y desde el punto de vista climático: relleno y crecimiento, la segunda.

El planeta ha sufrido cambios que involucraron a toda la Tierra o parte de ella, sin embargo, los cambios globales no son una particularidad de la Tierra, ya se mencionan, por ej. cambios globales en Marte.

Mientras el concepto de *Criocracia* y periodo *criocrático* (Lüttig, 1988) provienen de la clasificación de Iversen en 1941, basado en el análisis polínico, que se da al final de un interglacial, con procesos de glaciación, soliflucción y vegetación ártico-alpina, surgió también el concepto *criogénico*, definido por Kerner-Marilaun en los años 20 del siglo pasado, pero al principio relacionando el clima marino con presencia de hielo o no. Schwarzbach (1976) retomó este término posteriormente para usarlo en vinculación de periodos de tiempo con poco o mucho hielo. Descubrimientos criogénicos se han hecho ya en Marte o en los polos de la Luna, por ejemplo.

Puede decirse que *criómero* quedó entonces definido para referirse a un evento frío en general (Lüttig, 1965, 1988), contrariamente a un *termómero*. De acuerdo a su importancia, duración, intensidad de las temperaturas y características de las precipitaciones se propuso la siguiente clasificación:

Categorías	Criómeros	Termómeros
1	Glacial	Interglacial
2	Estadial	Interstadial
3	Fase	Intervalo
4	Escalón	Etapas

Las jerarquías propuestas para las categorías, dependiendo del tipo de glaciación, son las siguientes:

Categorías	Alcance	Modelo Alpino
1	> 800 km	> 100 km
2	400-800 km	50-100 km
3	80-400 km	15-50 km
4	< 80 km	< 15 km

Importantes criómeros que ya han sido definidos se ubican en: límite Eoceno/Oligoceno (38 Ma), Antártida; Mioceno (18 Ma), Antártida; límite Mioceno/Plioceno (4.2 Ma), también llamado Queen-Maud.

Entre 2 Ma y 750 ka se definen entre 10 y 12 criómeros de primer orden y después de 750 ka 8 criómeros de primer y segundo orden. Los cambios del estado medio de los datos climáticos expresan un cambio, que puede ser también muy rápido.

1. ¿Cuáles son los factores que producen un evento frío? Los especialistas se encuentran con los siguientes factores:

➤ Tabla de factores primarios, secundarios y autociclos, en base a Schwarzbach *et al* (1976). Los últimos se desencadenan automáticamente en situaciones especiales, también aquí abarcan los ciclos de oscilaciones de temperatura.

Primarios o planetarios	Secundarios o multilaterales	Autociclos
1. Existencia de hidrósfera	1. Radiación primaria solar	1. CO ₂ en la atmósfera (Plass, 1956)*
2. Temperatura en el Polo (0°C) y cambio agua/hielo con efecto feedback	2. Relieve	2. Surge en la Antártida (Wilson, 1964)
	3. Distribución de continentes y océanos	3. Ártico sin hielo (Ewing y Donn, 1958)
	4. Curvas de radiación (Milankovich, Kukla, Emiliani, Damuth, 1975)	4. Westerlies en el Sub-Ártico (Tañer, 1965)
	5. Polvo volcánico	5. Almacenamiento de calor en el océano (Stockes, 1955; Adam, 1973, 1975; Newell, 1974)
	6. Influencia antropomórfica	

➤ Tabla de asociación de los factores extraterrestres con los factores terrestres, en base a Schönwiese *et al.*, 1995.

Extraterrestres	Terrestres
● Constante solar a largo plazo ● Variaciones de la actividad solar: ● Ciclo de 11 años de manchas solares ● Ciclo de 22 años de inversión de su campo magnético ● Ciclo Gleisberg de 80 – 90 años de máximo de manchas solares (40 – 200) ● Rotación galáctica y de la materia cósmica ● Variación perihelio-afelio de 21 ka ● Variación de la inclinación del eje terrestre entre 21,8 y 24,4 en 40 ka ● Variación de excentricidad de 96 ka ● Meteoritos ● Luna ● Mareas, resultado sobre la Tierra y el Sol	● Deriva continental ● Orogénesis ● Vulcanismo ● Incendios forestales ● Composición atmosférica ● Circulación atmosférica ● Circulación marina y composición salina¹ ● Teoría Termohialina¹ ● Fenómeno Niño y ENOS² ● Cobertura nival y de hielo ● Nubosidad ● Vegetación, bosques³ ● Autovariaciones ? ● Influencias humanas: ● Efecto invernadero⁴ ● Clima de la ciudad ● Sulfato troposférico ● Ozono⁵ ● Uso de combustibles fósiles⁶ ● Incendios⁶

2. ¿Cómo se registra un evento frío? Hay que mencionar diferentes indicadores, por ej.:

- Emiliani encuentra, en sus estudios de O^{18} / O^{16} provenientes de foraminíferos fósiles, 3 ciclos de enfriamientos.
- Una emisión volcánica como la del Pinatubo dejó ingresar gases a la estratósfera y produjo un enfriamiento de $0,5^{\circ}\text{C}$ entre 1992-93. A su vez, el enfriamiento que produce el Chichón ($0,3^{\circ}\text{C}$) interactúa con el Niño del 82-83.

En la historia geológica de nuestro planeta pueden delimitarse importantes criómeros desde su comienzo conocido (Fig. 19).

La historia cronológica de los criómeros en Argentina estuvo basada hasta ahora en datos de estructuras y formas criogénicas. Han seguido las dataciones de los eventos glaciarios (Mercer, 1976, 1982, 1985; Sylwan, 1989, etc.).

Corte (1991, 1996) asocia los tills sudpatagónicos de Mercer de 3,5 Ma y de 1,2 Ma con dos generaciones de moldes de cuñas de hielo muy antiguas en Río Gallegos-Chimen Aike. La tercera generación la ubica principalmente en el pico Finiglacial de 40 ka. Realiza el primer esbozo cronoestratigráfico de eventos criogénicos con diferentes técnicas de datación. Las dataciones de formas criogénicas mendocinas, por ejemplo (Corte, 1991, Corte *et al.*, 1996) fueron referidas a la edad de la “asociación piroclástica pumicea” de 450 ka $\pm$ 60 ka. Mientras en el caso del glaciar de escombros fósil “El Áspero” se consideró que una parte del mismo está por debajo de un nivel de cenizas correlacionado con la edad nombrada, las edades de moldes de cuñas y crioturbaciones de la zona del Río Diaman-

Glaciación/ Criómero	Lugar/Cambio Climático	Formación	Tiempo	Indicadores generales (Interrelacionados)	Referencias
Arcaica Huroniana	Global? Canadá (Ontario y Québec USA (Michigan) Cordillera Wasatch USA (Utah)	Serie Cobalt Gowganda Ramsay Lake Fern Creek	PC 2000 - 2500 Ma	Peloditas, slumplings - structure, tillitas, marcas glaciarias Pseudomorfos de cuñas de hielo	Symons, 1975 (Schwarzbach, 1976) Young & Lang, 1976 Pettijohn, 1976
Algonquina	Nord-hemisférica Europa		Ca. 950 Ma		Desaparición de graptolitos y Braquiópodos
Eocámbrica II Sturtiana	Global? Australia Groenlandia Spitzbergen Laponia, Escocia	Serie Adelaide	PC Ca. 750 Ma	Tillitas Argillitas bandeadas o peloditas (Dolomitas)	Schönwiese, 1995 Spencer, 1971, 1975 (Schwarzbach, 1976)
Eocámbrica I Marioniana	Global?		PC Ca. 650 Ma	Desaparición de acritarcos	Schönwiese, 1995 Stanley, 1987
Sahariana	Global Gondwana: África Sudáfrica, Escocia Varanger Fjord	Series de Griquatown	O-S 430 - 440 Ma	Desaparición de graptolitos y Braquiópodos	Allen, 1975; Rapp, 1975 (in FIDE Schwarzbach, 1976) Beetz, 1927
Devónica	Gondwana		Época Frasniana Época Famenniana	Desaparición de amonites, conodontos y trilobites	Satley, 1987
Gondwánica	Sud-hemisférica Australia África Brasil, Paraná Brasil, San Pablo Tatshir, India Argentina	Dwyka Barra Bonita Ipanema Umango	C-P 300 - 250 Ma P, Época Guadalupe 258 - 253 Ma P, Época Djulfiana 253 - 248 Ma	Glendonita Desaparición de fusulinidos, corales	Schwarzbach, 1976; Wegener; Pettijohn, 1976; González, 1982 Stanley, 1987 Beetz, 1927 Keidel, 1922
Mesozoica	Global Ártico, Spitzbergen	Upper Deer Bay	K, K ₂ Cenomaniano 97,5 - 93 Ma Maastrichtiano	“Stellate nodules”, pseudomorfos de thenardita Desaparición de los dinosaurios Desaparición de amonites, rudistas, foraminíferos	Kemper & Schmitz, 1975; (Schwarzbach, 1976) Stanley, 1987

Figura 19. Criómeros a través del Tiempo Geológico (Trombotto, 1999).

te fueron datadas teniendo en cuenta principalmente este criterio y la sucesión de terrazas del río (Grosso & Corte, 1989).

La edad de las estructuras criogénicas del norte de la Patagonia (Puerto Madryn) son discutidas por Trombotto (1992, 1996 b), quien propone para las mismas una edad mucho más antigua (Inicioglacial?) que las edades basadas en las dataciones de CO_3Ca del relleno de los moldes de las cuñas y de CO_3Ca externos a los mismos y que las asignaron al Pleniglacial. El mismo autor (1994) propone que la edad está vinculada con el avance criogénico más intenso y con más disponibilidad de humedad que incluso llegó al norte patagónico: el "Criómero Penfordd".

En el Finiglacial/Pleniglacial (aproximadamente 20 ka), los fríos son solo responsables, de formas criogénicas importantes, por ej.: cuñas de hielo, en el sur de la Patagonia (Trombotto, 1996 a). Probablemente estas formas son correlacionables con capas de solifluxión y fenómenos de crioturación encontrados por Clapperton *et al.* (1986) en las Malvinas sobre un paleosuelo de aproximadamente 26 ka.

Los pseudomorfos de cuñas sudpatagónicas más jóvenes están cubiertos por capas solifluidales que fueron asignadas al último episodio pleistocénico frío de 14-15 ka con avance glaciario (Trombotto & Stein, 1993). Un perfil tipo en la penúltima terraza del Río Desado deja ver, sin embargo, que las estructuras supuestas del Pleniglacial cortan también una capa de solifluxión anterior y hacia abajo del perfil aparecen restos de pseudomorfos aún más antiguos. La sucesión de estructuras y formas sedimentarias coincide bien con los últimos estadios isotópicos (desde el 1 hasta el 5) pero hacen falta dataciones absolutas.

El último conjunto de eventos (Trombotto, 1994) se agrupó con el nombre de la estancia cercana al perfil: "Criómero Romberg".

Recientemente Schellmann (1998) data los moldes de cuñas de hielo finiglaciales en la zona de San Julián que crioturba niveles costeros con moluscos. Estos pseudomorfos coinciden en sus características con los de Romberg, Kensel, Holdich y Las Heras.

Referencias

- Abele, G., 1982. Geomorphologische und hygrische Höhenzonierung des Andenwestabfalls im peruanisch-chilenischen Grenzgebiet. *Erdkunde* 82,4: 266-278.
- Abraham de Vázquez, E. M. y Garleff, K., 1985. Fenómenos periglaciales (geocriogénicos) fósiles en el centro y sur del piedemonte mendocino, Argentina. *Zbl.Geol. Paläont. Teil I*, H.11/12: 1709-1719.
- Adolphe, M., 1972. Quaternaire. Obtention d'encroûtements carbonatés par gel expérimentel. *Academie de Sciences (Paris): Comptes rendus, Séries D*: 1139-1142.
- Ahumada A. L. y D. Trombotto, 1984. Estudios Periglaciales en la Lagunita del Plata. IX Congreso Geológico Argentino, Bariloche, Actas 4: 22-34.
- Ahumada, A. L., 1986: Procesos Criogénicos y Mineralógicos. Universidad Nacional de Tucumán. Tesis Doctoral. Inédito, 208 págs.
- Ahumada, A.L. 1988a. Minero-cryogenic processes. *International Conference on Permafrost, Proceedings*, 5(1), 661-665.
- Ahumada, A. L. 1990. Ambientes, Procesos y Formas Periglaciales o Geocriogénicas en Quebrada Benjamín Matienzo, Cordillera Principal, Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 45 (1-2): 85-97.
- Ahumada, A. L. 1995. El Periglacial de montaña en Sierras Pampeanas Noroccidentales. 2do Seminario de Cambio Global. *Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicaciones especiales*, N 2: 6. Buenos Aires, 17 y 18 de noviembre de 1994.
- Ahumada, A. L., 1996. Estructuras sedimentarias internas y concentración de minerales pesados en la capa activa / Inner sedimentary structures and concentration of heavy minerals in the active layer. *Informe, Ianigla*: 4 págs., Mendoza.
- Ahumada A. L., 1999. Los glaciares de escombros en las altas montañas del NW de Argentina. XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Actas I, p: 80.
- Ahumada A. L. y Vides M. E. (2000). Mirabilita en secuencias lacustres del Pleistoceno tardío del NW Argentino. IX Congreso Geológico Chileno. Actas, Vol.1: 586-589.
- Akademija Nauk, 1960. Fundamental concepts and terms in geocryology. *Permafrost studies, Corps of Engineers, U.S.Army*, translation 28.
- Albjär, G., J. Rehn y Strömquist, 1979. Notes on talus formation in different climates. *Geografiska Annaler*, 61A: 179-185.
- Altemüller, H. J., 1984-1986. Mikromorphologie des Bodens. *Lehraufträge, Universität Giessen*.
- Ambrosetti, J., L. Del Vito y F. Roig, 1986. La vegetación del Paso de Uspallata, Provincia de Mendoza, Argentina. *Geobotanisches Institut ETH, Stiftung Rübel*, 91: 141-180.

- Anderson, D.M., R. Pusch y E. Penner, 1978. Physical and Thermal Properties of Frozen Ground. En: *Geotechnical Engineering for Cold Regions*. Andersland & Anderson (Ed.), Mc Graw-Hill Book Company: 37-102.
- Andersson, J., 1906. Solifluction a component of subaerial denudation. *Journal of Geology*, 14: 91-112.
- André, M. F., 1994. Rock Glaciers in Svalbard. *Geogr. Ann.*, 76 A, 4: 235-245.
- Angellini, U., 1990. Diseño estructural de caminos sometidos a la acción del congelamiento. *Regionalización del Método*. Dirección de Ingeniería Vial, Ministerio de Economía, Chubut, 56 págs.
- Aniya, M., R. Naruse, M. Shizukuishi, P. Skvarca y G. Cassasa, 1992. Monitoring recent glacier variations in the southern Patagonia Icefield, utilizing remote sensing data. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, Washington. Vol. 29, Part B7, Commission 7: 87-94.
- Archer, A. R. y Main, C.A. (1970). Casino-Yukon. A geochemical discovery of an unglaciated Arizona-Type Porphyry. *CIM Spec.* Vol. II.
- Auer, V., 1956. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part I: The Ice and Interglacial Ages. *Ann. Acad. Sci. Fennicae*, Helsinki, A. III., 45: 226 págs.
- Auer, V., 1970. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part V: Quaternary Problems of Southern South America. *Ann. Acad. Sci. Fennicae*, Helsinki, A. III., 100: 194 págs.
- Ballantyne, C. y J. Matthews, 1983. Desiccation Cracking and Sorted Polygon Development, Jotunheimen, Norway. *Arctic and Alpine Research*, 15 (3): 339-349.
- Baranov, I. Y. A., 1964. Principles of Geocryology. National Research Council of Canada, Technical Translation 1121: 85 págs.
- Barsch, D., 1969. Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 8: 11-30.
- Barsch, D., 1973. Refraktionsseismische Bestimmung der Obergrenze des gefrorenen Schuttkörpers in verschiedenen Blockgletschern, Graubünden, Schweizer Alpen. *Z. Gletscherk. Glazialgeol.* 9: 143-167.
- Barsch, D., 1977a. Alpiner Permafrost - ein Beitrag zur Verbreitung, zum Charakter und zur Ökologie am Beispiel der Schweizer Alpen. Poser, H. (Hrsg.): *Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in den heutigen periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Äquator*, Göttingen: 118-141.
- Barsch, D., 1977b. Nature and importance of mass wasting by rock glaciers in alpine permafrost environments. *Earth Surface Processes* 2: 231-245.
- Barsch, D., 1977c. Ein Permafrostprofil aus Graubünden, Schweizer Alpen. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*: 21: 79-86.
- Barsch, D., 1978. Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An example from the Swiss Alps. *Third International Conference on Permafrost*, 1: 349-353.
- Barsch, D., 1987a. Rock glaciers: an approach to their systematics. En: *Rock Glaciers*. Giardino, J., Shroder, J. Jr. and Vitek, J.(Ed.). Allen and Unwin, Winchester, Mass., USA: 41-43.
- Barsch, D., 1987b. The problem of the ice-cored rock glacier. En: *Rock Glaciers*. Giardino, J., Shroder, J. Jr. and Vitek, J.(Ed.). Allen and Unwin, Winchester, Mass.,USA: 45-53.
- Barsch, D., 1992. Permafrost Creep and Rockglaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3: 175-188.
- Barsch, D., 1996. *Rock-glaciers*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 331 págs.
- Barsch, D., H. Fierz y W. Haeberli, 1979. Shallow core drilling and bore-hole measurements in permafrost of an active rock glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research*, 11(2): 215-228.
- Barsch, D. y H. Happoldt, 1985. Blockgletscherung und holozäne Höhenstufengliederung in den mendozinischen Anden, Argentinien. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, H.11/12: 1625-1632.
- Barsch, D. y L. King, 1989. Origin and geoelectrical resistivity of rockglaciers in semi-arid subtropical mountains (Andes de Mendoza, Argentina). *Z. Geomorph. N.F.*, 33 (2): 151-163.

- Barsch, D., M. Gude, R. Mäusbacher, G. Schukraft, A. Schulte y D. Strauch, 1993. Slush Stream Phenomena - Process and Geomorphic Impact. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., Suppl. Bd. 92: 39-53.
- Belloso, E. y G. Jalfin, 1984. Análisis morfométrico del río de piedra Andersson, Islas Malvinas, Argentina. *Acta Geocriogénica* 2: 19-38.
- Bertouille, H., 1972. Effets du gel sur les sols fins. *Révue de Géomorphologie Dynamique*, 2: 71-84.
- Beskow, G., 1935. Tjälbildingen och Tjällyftingen med särskild. hänsyn till vägar och järnvägar. *Sveriges Geol. Undersökn. Arsbok* 26, Ser. C. Auhandl. Och Uppsät, Nr. 375: 242 págs. Summary: Soil Freezing and Frost History.
- Boelcke, O., 1957. Comunidades herbáceas del norte de la Patagonia y sus relaciones con la ganadería. *Revista de Investigaciones Agrícolas*, 11(1): 5-98.
- Boelcke, O., D.M. Moore y F.A. Roig, 1985. Transecta Botánica de la Patagonia Austral. Instituto Saieciano de Artes Gráficas, Buenos Aires 733 págs.
- Brewer, R., 1964. Fabric and Mineral Analysis of Soils. John Wiley and Sons, Inc., 470 págs.
- Brewer, R. y Pawluk, 1975. Investigations of some soils developed in hummocks of the Canadian Sub-Arctic and Southern-Arctic regions. 1. Morphology and Micromorphology. *J. Soil Sci.* 55: 301-319.
- Brown, J., 1997. Disturbance and Recovery of Permafrost Terrain. En: *Disturbance and Recovery in Arctic Lands*. R.M.M. Crawford (ed.): 167-178.
- Brown, J., O.J. Ferrians, J.A. Heginbottom y E.S. Melnikov, 1997. Circum-arctic map of permafrost and ground-ice conditions. U.S. Geological Survey Circum-Pacific Map CP-45, 1: 10.000.000.
- Brown, R.J.E., W.O. Kupsch y J. Karte, 1982. Permafrost Terminology. Technical Memorandum Nr. 111. National Research Council of Canada: 70 págs.
- Büdel, J., 1981. Klima-Geomorphologie. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 304 págs.
- Buk, E., 1983. Glaciares de Escombros y su Significación Hidrológica. *Acta Geocriogénica*, Mendoza, 1: 22-38.
- Buk, E., 1992. Índice y frecuencia de congelamiento en Patagonia y región cordillerana pedemontana. Workshop Nacional «Geocriología y Paleoclima Nordpatagónico», Puerto Madryn, 8 págs.
- Bülow, W. Von, 1964. Ein Taschen- und Tropfenboden von Grebs (SW-Mecklenburg). Der Tropfenboden von Rüterberg (SW-Mecklenburg). *Geologie*, 13: 353-363.
- Bull, P.A., 1978. A Quantitative Approach to Scanning Electron Microscope Analyses of Cave Sediments. En: *Scanning Electron Microscope in the Study of Sediments*. B. Whalley (ed.), Geo Abstracts, Norwich, England: 201-226.
- Bunting, B., 1983. High Arctic Soils Through the Microscope: Prospect and Retrospect. *Annals of the Association of American Geographers* 73 (4): 609-616.
- Burdick, J. L., E.F. Rice y A. Phukan, 1978. Cold Regions: Descriptive and Geotechnical Aspects. En: *Geotechnical Engineering for Cold Regions*. Andersland & Anderson (ed.), Mc Graw-Hill Book Company: 1-36.
- Burgos, J. y A. Vidal, 1951. Los climas de la República Argentina, según la nueva clasificación de Thornthwaite. *Meteoros*, 1: 3-32.
- Burmeister, E.G., K. H. Göttlich, Th. Grospietsch y G. Kaule, 1990. En: *Moor und Torfkunde*, Göttlich, Kh. (Hrsg.). E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller): 1-28.
- Caldenius, C., 1932. Las Glaciaciones Cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geogr. Ann.*, H. 1-2: 164 ps.
- Caldenius, C., 1940. The Tehuelche or Patagonian Shingle-Formation. *Geogr. Ann.* Stockholm, 22: 160-181.
- Canada Soil Survey Committee, 1978. The Canadian System of Soil Classification. Research Branch, Canada Department of Agriculture, Publication 1646.
- Casagrande, A., 1931. Discussion on Frost Heaving. Highway Research Board, Proc., 11: 165-167.
- Casamiquela, R., 1987. Estudio de la Toponimia de Río Negro, Menuco: 69-72 (Inédito).
- Catalano, L., 1926. Contribución al conocimiento de los fenómenos geofísicos atmosféricos. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Buenos Aires, 24: 78 págs.

- Chamberlain, E., 1981. Frost susceptibility of soil. CRREL, Monograph 81: 2.
- Clapperton, C., 1993. Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Amsterdam, Elsevier: 779 págs.
- Clapperton, C. y D. Roberts, 1986. Quaternary sea level changes in the Falkland Islands. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 4: 99 - 117.
- Clark, R., 1972. Periglacial Landforms and Landscapes in the Falkland Islands. Biul. Peryglacjalny 21: 33-50.
- Corte, A., 1953. Contribución a la Morfología Periglacial de la Alta Cordillera con Especial Mención del Aspecto Criopedológico. Anales del Departamento de Investigaciones Científicas, 1 (2): 54 págs.
- Corte, A., 1955. El congelamiento del suelo y la distribución circular de *Deyeuxia chrysostachia* dentro de la zona de procesos criopedológicos en la Alta Cordillera de Mendoza, Argentina. Revista Argentina de Agronomía, 22 (3): 121-133.
- Corte, A., 1961. Suelos congelados y su congelamiento. Ciencia e Investigación, 17 (9): 357-379.
- Corte, A., 1962a. The frost behavior of soils I: Vertical sorting. Highway Research Board, Bulletin 317: 9-34.
- Corte, A., 1962b. The frost behavior of soils II: Horizontal sorting. Highway Research Board, Bulletin 331: 46-66.
- Corte, A., 1965. Geocriología. Ciencia e Investigación. Parte 1: 21 (3): 99-111 y Parte 2: 21 (4): 161-175.
- Corte, A., 1967. Informe preliminar del progreso efectuado en el estudio de las estructuras de crioturbación pleistocénicas fósiles en la provincia de Santa Cruz. Terceras Jornadas Geológicas Argentinas: 9-19.
- Corte, A., 1976. Rock Glaciers. Biuletyn Peryglacjalny 26: 175-197.
- Corte, A., 1978. Rock glaciers as permafrost bodies with a debris cover as an active layer. A hydrological approach, Andes of Mendoza, Argentina. Proceedings, Third International Conference on Permafrost 1: 263-269.
- Corte, A., 1980. Glaciers and glaciolithic systems of the Central Andes. World Glacier Inventory, Proceedings of the Riederalp Workshop, IAHS-AISH Publ. 126: 11-24.
- Corte, A., 1982. Geocriología Argentina General y Aplicada. Revista del Instituto de Ciencias Geológicas, S.S. de Jujuy, 5: 33 págs.
- Corte, A., 1983. Los conceptos: geocriogénico-parageocriogénico y glacial-paraglacial en los Andes Centrales de Argentina, latitud 30°. Acta Geocriogénica 1: 48-61.
- Corte, A., 1983b. Procesos Periglaciales Actuales y Pasados (Pleistocénicos) en Argentina Central. Acta Geocriogénica, Mendoza, 1: 62-74.
- Corte, A., 1987. Rock glacier taxonomy. En: Rock Glaciers. Giardino, J., Shroder, J. Jr. and Vitek, J.(Ed.). Allen and Unwin, Winchester, Mass., USA: 27-39.
- Corte, A., 1991. Chronostratigraphic Correlations of Cryogenic Episodes in Central Andes and Patagonia. Permafrost and Periglacial Processes, 2: 67 - 70.
- Corte, A., 1996. Geocriología. El Frío en La Tierra. Ediciones Culturales de la Provincia de Mendoza. En prensa, Mendoza. 398 págs.
- Corte, A., 1997. Geocriología. El Frío en la Tierra. Ediciones Culturales de Mendoza. Fundar Editorial Gráfica: 398 págs.
- Corte, A. y E. Buk, 1976. Hidrología glacio-nival del sector oriental de la Cordillera Frontal Cordón del Plata. Memoria Anual 1976, IANIGLA, CONICET, Mendoza: 63-72.
- Corte, A. y L. Espizúa, 1976. Inventario de la Cuenca del Río Mendoza. IANIGLA, CONICET, Mendoza.
- Corte, A. y D. Trombotto, 1984. Quartz Grain Surface Textures in Laboratory Experiments and in Field Conditions of Rock Glaciers. Microscopía Electrónica y Biología Celular, Mendoza: 8 (1): 71-79.
- Corte, A.E.; Trombotto, D.T.A. y Ahumada, A. L. (1982). Relevamiento de la geomorfología criogénica del NW Argentino. IANIGLA, CRICYT-MENDOZA. Inédito 50ps.
- Corte, A., A. Zarbonello, S. Grosso, E. Buk, C. Valero y T. Vogt, 1996. A Pleistocene Fossil Rock Glacier in the Precordillera Mendoza, Lat. 33° Sur, Argentina, 1100-1800 MASL.: 10 pp (unpublished).

- Czajka, W., 1955. Rezenten und pleistozäne Verbreitung und Typen des periglazialen Denudationszyklus in Argentinien. Helsinki. Acta Geographica 14 (10): 121-140.
- Czajka, W., 1957. Die Reichweite der pleistozänen Vereisung Patagoniens. Geologische Rundschau, 45: 634-686.
- Czajka, W., 1966. Tehuelche pebbles and extra-andean Glaciation of East Patagonia. Quaternaria. Roma, 8: 245 - 252.
- Czudek, T., 1989. Kryoplanationsterrassen im rezenten Dauerfrostboden. Acta Scientiarum Naturalium Academiae Scientiarum Bohemoslovacae Brno, Nova Series 23 (8): 41 págs.
- Czudek, T., 1995. Cryoplanation terraces -A brief review and some remarks. Geogr. Ann., 77 A (1-2): 95-105.
- Dalchow, C., 1989. Vorlesungsauswertungen. Heinrich Rohdenburg: Geoökologie-Geomorphologie. Catena: 201 págs., Cremlingen-Destedt.
- Demek, J., 1969. Cryogene Processes and the Development of Cryoplanation Terraces. Biuletyn Petyglacjalny 18: 115-125.
- Departamento General de Irrigación, 1997. Caudales promedios mensuales y anuales del Río Mendoza, estación Guido: 1956-1997.
- Dyke, A. y S.C. Zoltai, 1980. Radiocarbon-Dated Mudboils, central Canadian Arctic. Scientific and Technical Notes in Current Research, Part B; Geol.Surv.Can., Paper 80-1B: 271-275.
- Dylik, J., 1952. Periglacial structures in the pleistocenic deposits of middle Poland. Państwowy Instytut Geologiczny, Bulletin, 66: 1-66
- Eakin, H., 1916. The Yukon-Koyuruk region Alaska. U.S.Geological Survey Bulletin, 631.
- Encyclopaedia Britannica, 1996. Permafrost.
- EOS, 1997. Holocene Climate Less Stable Than Previously Thought. 78 (41): págs. 447 y 454.
- EOS, 1999. Evolutionary Processes a Focus of Decade-Long Ecosystem Study of Antarctic's Lake Vostok. 80 (48): 573.
- Espizúa, L., 1983. Diferencia altitudinal del límite inferior de los glaciares de escombros activos, entre laderas norte y sur, de los Cordones del Plata y Portillo, Provincia de Mendoza. Acta Geocriogénica, Mendoza: 1: 79-87.
- Evin, M., 1987. Lithology and fracturing control of rock glaciers in Southwestern Alps of France and Italy. Giardino, J., Shroder, J. Jr. and Vitek, J.(Ed.): Rock Glaciers. Allen and Unwin, Winchester, Mass., USA: 83-106.
- Evin, M. y A. Assier, 1982a. Mise en évidence de mouvements sur le glacier rocheux du pic d'Asti (Queyras-Alpes du Sud-France). Revue de Géomorphologie Dynamique, 31 (4): 127-136.
- Evin, M. y A. Assier, 1982b. Mesures d'orientations de blocs sur quelques glaciers rocheux des Alpes du Sud. Etablissement de coefficients permettant l'étude des glaciers rocheux. Z.für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd 18 (2): 107-126.
- Fahey, B., 1983. Frost-action and hydration as rock weathering mechanisms on schist: a laboratory study. Earth Surface Processes and Landforms, 8: 535-545.
- Fitzpatrick, E.A., 1956. An indurated soil horizon formed by permafrost. J.Soil.Sci., 7 (2): 248-254.
- Fitzpatrick, E.A., 1987. Periglacial features in the soils of north east Scotland. En: Periglacial processes and landforms in Britain. Boardman, J. (ed.) Cambridge University Press: 153-162.
- Flohn, H., 1968. Clima y Tiempo. Guadarrama, B.H.A., Madrid: 256 págs.
- Francou, B., 1982. Chutes de pierres et éboulisation dans les parois de l'étage périglaciaire. Revue de Géographie Alpine, 70 (3): 279-300.
- Francou, B., 1984. Données préliminaires pour l'étude des processus périglaciaires dans les hautes Andes du Pérou. Geomorphologie Dynamique 33e (4): 113-126.
- French, H.M., 1988. The Periglacial Environment. Longman, London: 309 págs.
- Friedman, J., C. Johansson, N. Oskarsson, H. Svensson, S. Thorarinsson y Williams, Jr., 1971. Observations on Icelandic Polygon Surfaces and Palsa Areas. Photo Interpretation and Field Studies. Geogr. Ann., 53 A (3-4): 115-145.

- Frozen Ground, 1996. The News Bulletin of the International Permafrost Association, 20: 16págs.
- Frozen Ground, 1998. The News Bulletin of the International Permafrost Association, 22,: 44págs.
- Galán, P. y H. Llambías, 1986. Procesos de patinización en ambiente criogénico y parageocriogénico en la región cordillerana y precordillerana de Mendoza. *Acta Geocriogénica*, Mendoza: 4: 59-67.
- Galloway, R.W., 1985. Fossil ice wedges in Southern Patagonia and their paleoclimatic significance. *Acta Geocriogénica*, Mendoza: 3: 106-113.
- Garleff, K., 1977. Höhenstufen der argentinischen Anden in Cuyo, Patagonien und Feuerland. *Göttinger Geographische Abhandlungen*, Heft 68: 150 págs.
- Garleff, K. y H. Stingl, 1983. Hangformen und Hangformung in der periglazialen Höhenstufe der argentinischen Anden zwischen 27° und 55° südlicher Breite. En: «Mesofomren des Reliefs im heutigen Periglazialraum. Poser & Schunke (ed.). Göttingen: 425-434.
- Garleff, K. y H. Stingl, 1986. Geomorphologische Aspekte aktuellen und vorzeitlichen Permafrostes in Argentinien. *Zentralblattes für Geologie und Paläontologie Teil I*, Heft 9/10: 1367-1374.
- Garleff, K. y H. Stingl, 1987. Investigaciones geomorfológicas sobre aspectos del paleoclima en los Andes argentinos. En «Investigaciones Alemanas Recientes en latinoamérica: Geología. Hrsg. DFG Bonn: 79-84.
- Garleff, K., E. M. Abraham de Vazquez y E. H. Wahle, 1989. Geomorphologische Karte 1: 100.000, La Junta-Agua Nueva, Provinz Mendoza / Argentinien. *Bamberger Geographische Schriften*, Heft 7: 100 págs.
- Garleff, K., F. Schäbitz, H. Stingl y H. Veit, 1991. Jungquartäre Landschaftsentwicklung und Klimageschichte beiderseits der Ariden Diagonale Südamerikas. *Bamberger Geographische Schriften*, 11: 359-394.
- Giardino, J., J. Jr. Shroder y J. Vitek (Ed.), 1987. *Rock Glaciers*. Allen and Unwin, Winchester, Mass.,USA: 355 págs.
- Gold, L. y A. Lachenbruch, 1973. Thermal conditions in permafrost-a review of North American literature. *Permafrost Second International Conference*, North American Contribution, NAS Washington: 3-25.
- González, M. A. y A. Corte, 1976. Pleistocene Geocryogenic Structures at 38° S.L., 60° L.W. and 200 m Above Sea Level, González Chávez, Buenos Aires Province, Argentina. *Biul. Peryglacjalny* 25: 23-33.
- González Bonorino, F. y M. Teruggi, 1952. *Léxico Sedimentológico*. Publicación del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Buenos Aires 6: 164 págs.
- Gorbunov, A.P., 1978. Permafrost investigation in high-mountain regions. *Arctic and Alpine Research*, 10 (2): 283-294.
- Gorbunov, A., 1993. Origin of Permafrost Lake Deposits in the Central Andes. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4: 335-338.
- Gorbunov, A., 1994. Burial Mound Permafrost in the Altai. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5: 285-292.
- Gorbunov, A.P., E. Ermolin y E. Sevresky, 1988. Investigations of Needle Ice in the USSR: 49-57.
- Goss Levi, B., 2000. The Decreasing Arctic Ice Cover. *Physics Today*, 53 (1): 19-20.
- Göttlich, Kh. (Hrsg.), 1990. *Moor und Torfkunde*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart: 529 págs.
- Grab, S., 1996. A note on the morphology of miniautune sorted stripes at Mafadi summit, High Drakensberg. *South African Geographical Journal* 78 (1): 59-63.
- Graf, K., 1971. Beiträge zur Solifluktion in den Bündner Alpen (Schweiz) und in den Anden Perus und Boliviens, *Juris Druck Verlag Zürich*: 153 págs.
- Grigoriev, N.F. (1978). The role of cryogenous factors in processes leading to the formation of placers in the coastal zone of the shelf of the Laptev Sea. "nd international Conference on Permafrost. U.S.S.R. Contribution, National Academy of Science: 165-167.
- Groeber, P., 1936. Oscilaciones del clima en la Argentina desde el Plioceno. *Revista del Centro de Estudiantes del Doctorado de Ciencias Naturales*, 1 (2): 71-84.

- Groeber, P., 1950. Quartäre Vereisung Nordpatagoniens. Sonderdruck der Zeitschrift «Südamerika»: 6 S., Buenos Aires.
- Groeber, P., 1952. Glacial, Tardío y Post-Glacial en Patagonia. Rev. del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicional de Mar del Plata, 1: 79-103.
- Grosso, S. y A. Corte, 1989. Pleistocene Ice Wedge Casts at 34° S. Eastern Andes Piedmont, South-West of South America. Geogr. Annaler 71A (3-4): 125-136.
- Haeberli, W., 1983. Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps- today and in the past. Fourth International Conference on Permafrost, NAS Proceedings: 415-420.
- Haeberli, W., 1985. Creep of mountain permafrost: intrnal structure and flow of alpine rock glaciers. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH, Zürich, 77: 142 págs.
- Haeberli, W., J. Huder, H. R. Keusen, J. Pika y H. Röthlisberger, 1988. Core Drilling through rock glacier-permafrost. V International Conference on Permafrost, Trondheim. Proceedings, 2: 937-942.
- Haeberli, W., 1994. Accelerated Glacier and Permafrost Changes in the Alps. Mountain Environments in Changing Climates, M.Beniston; Ed., Routledge, London and New York: 91-107.
- Haeberli, W. and D. Vonder Mühl, 1996. On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplementband 104: 43-57.
- Haeberli, W., C. Guodong, A. Gorbunov y S. Harris, 1993. Mountain Permafrost and Climatic Change. Permafrost and Periglacial Processes, 4 (2): 165-174.
- Hall, K., 1997. Observations on «cryoplanation» benches in Antarctica. Antarctic Science 9 (2): 181-187.
- Hall, K., 1998a. Some Observations and Thoughts Regarding Antarctic Cryogenic Weathering. The 7th. International Conference on Permafrost, Program, Abstracts and IPA Reports: 151-152.
- Hall, K., 1998b. Rock Temperatures and Implications for Cold Region Weathering, II: New Data from Rothera, Adelaide Island, Antarctica. Permafrost and Periglacial Processes, 9: 47-55.
- Hall, K., 1998. Nivation or Cryoplanation: Is there any difference? The 7th. International Conference on Permafrost, Program, Abstracts and IPA Reports: 149-150.
- Haller, M. J., 1981. Descripción Geológica de la Hoja 43h - Puerto Madryn. Servicio Geológico Nacional, Boletín 184: 41 págs.
- Hallet, B., 1976. Deposits formed by subglacial precipitation of CaCO₃. Geological Society of America Bulletin, 87: 1003-1015.
- Hallet, B. y S. Prestrud, 1986. Dynamics of periglacial sorted circles in western Spitsbergen. Quaternary Research, 26: 81-99.
- Hamberg, A., 1915. Zur Kenntnis der Vorgänge im Erdboden beim Gefrieren und Auftauen sowie Bemerkungen über die erste Kristallisation des Eises in Wasser. Geol.Fören.Förhandl., Band 37, H. 5: 583-618.
- Hamelin, L. y F. Cook, 1967. Illustrated Glossary of Periglacial Phenomena. Les Presses de l'Université Laval, Quebec: 237 págs.
- Harlan, R.L. y J. F. Nixon, 1978. Ground Thermal Regime. Geotechnical Engineering for Cold Regions. Andersland & Anderson (ed.), Mc Graw-Hill Book Company: 103-163.
- Hastenrath, S., 1971. Beobachtungen zur klima-morphologischen Höhenstufung der Cordillera Real (Bolivien). Erdkunde, Bd. 25, 2: 102-108.
- Hastenrath, S. y J. Wilkinson, 1973. A contribution to the Periglacial Morphology of Lesotho, Southern Africa. Biuletyn Peryglacjalny, 22: 157-167.
- Heine, K., 1994. Eis am Äquator, Wasser in der Wüste. Blick in die Wissenschaft, Heft 4 (3): 46-61, Regensburg.
- Hernández, J., 1996. Perforadora a percusión para suelos detríticos criogénicos / Percussion drill for cryogenic detritic soils. Informe. Ianigla, Mendoza: 2 págs.
- Högbom, B., 1914. Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bulletin of the Geology Institution of the University of Upsala, 12: 257-389.
- Horsnail, R.F. y Fox, P.E. (1974). Geochemical exploration in permafrost terrains with particular reference to the Yukon Territory. CIM Transactions, V. LXXVII: 22-26.

- Hövermann, J. y M. Kuhle, 1978. Verbreitung und Bildung von Frostmusterböden in den Gebirgen des Vorderen Orients und der Sahara. Assoc. Geogr. D'Alsace (Hrsg): 321-334.
- Hurlbert, S. y C. Chang, 1984. Ancient Ice Islands in Salt Lakes of the Central Andes. *Science*, 224: 299-302.
- Humlum, O. y H. Christiansen, 1998. Mountain Climate and Periglacial Phenomena in the Faeroe Islands. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9: 189-211.
- Igarzábal, A., (1983). El sistema glaciolítico de la Cuenca Superior del Río Juramento, Provincia de Salta. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas IV: 167-183.
- Igarzábal, A., 1983. Aspectos Geocriogénicos de Puna y Cordillera Oriental. *Acta Geocriogénica* 1: 133-140.
- International Permafrost Association, Terminology Working Group, 1998. Multi-language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice terms. R. van Everdingen (ed.), University Printing Services of the The University of Calgary.
- John Kwong, Y. y T. Gan, 1994. Northward migration of permafrost along the Mackenzie highway and climatic warming. *Climatic Change* 26: 399-419.
- Johnson, T., R. Hamilton Brown, y L. Soderblom, 1987. Die Monde des Uranes. *Spektrum der Wissenschaft*, Juni: 78-92.
- Johnston, G.H., 1981. *Permafrost. Engineering Design and Construction*. John Wiley and Sons: 540 págs.
- Kammer, K., C. Ammann y B. Jenny, 1999. Rock glacier distribution and their climatic boundary conditions in the arid Andes between 18° and 29°. *Permafrost and Periglacial Processes* (en prensa).
- Kargel, Y. y R. Strom, 1997. Cambio Climático en Marte. *Investigación y Ciencia* 244: 44-53.
- Karrasch, H., 1983. Die periglaziale Tal- und Reliefasymmetrie. Poser, H. & Schunke, E. (Hrsg). *Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum*: 310-370, Göttingen.
- Karte, J., 1979. Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. *Bochumer Geographische Arbeiten*, 35: 211 págs.
- Katosonov, E.M., 1975. Frozen-Ground and Facial Analysis of Pleistocene Deposits and Paleogeography of Central Yakutia. *Biul.Perygl.*, 24: 33-40
- Keidel, J., 1922. Sobre la influencia de los cambios climáticos cuaternarios en el relieve de la región seca de los Andes centrales y septentrionales de la Argentina. *Bol. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología*, Buenos Aires, Publicación 5: 3-19.
- Khomichevskaya, L.S., 1955-1962. On the idea of an «active layer» in areas of perennially frozen soils. *N.R.C. Canada Tech. Transl.*, 1006: 44-51.
- King, L., 1984. Permafrost in Skandinavien. *Heidelberger Geographische Arbeiten*, Heft 76: 174 págs.
- Kolstrup, E., 1994. Examples of Weichselian environments: local versus regional development. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 44: 16-19.
- Konischev, V., 1978. Frost weathering. *USSR Contribution. Second International Conference on Permafrost, Proceedings*: 176-181.
- Konischev, V., 1982. Characteristics of cryogenic weathering in the permafrost zone of the European USSR. *Arctic and Alpine Research*, 4 (3): 261-265
- Korotaj, M. y E. Mycielska-Dowgiałło, 1982. Würmian periglacial processes on the Kolno Plateau in the light of sedimentologic investigations with the use of scanning electron microscopy. *Biul. Perygl.*, 29: 53-76
- Koster E., 1994. Global Warming and Periglacial Landscapes. En: *The Changing Global Environment*. N. Roberts (ed.), Blackwell, Oxford y Cambridge, Chapter 6: 127-149.
- Kowalkowski, A. y E. Mycielska-Dowgiałło, 1980. Soil forming processes in the tundra and arid steppe of the Khangai Mountains on the basis of quartz grain analysis with an electron microscope. *Polish Journal of Soil Science*, 13 (1): 59-63.
- Kowalkowski, A., E. Mycielska-Dowgiałło, Krzywobłocka-Lawrow y M. Wichrowska, 1980. Analysis of surface textures of quartz sand grains observed in the electron microscope, from the tundra and arid steppe soils of the Khangai Mountains *Studia Geomorphologica Carpatho-Balkanica*, 14: 135-155.
- Krantz, W., K. Gleason y N. Caine, 1989. *Terrenos Configurados*. *Investigación y Ciencia*, 149: 40-47.

- Krinsley, D. H. y T. Takahashi, 1962. Surface Textures of Sands Grains - an Application of Electron Microscopy: Glaciation. *Science*, 138 (3546): 1262-1264.
- Krinsley, D. H. y W. S. Newman, 1965. Pleistocene Glaciation: A Criterion for recognition of Its Onset. *Science*, 149 (3682): 442-443.
- Krinsley, D. H. y J. C. Doornkamp, 1973. Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge University Press, Cambridge: 91 págs.
- Kubiěna, W.L., 1952. Claves Sistemáticas de Suelos. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Talleres Gráficos Montaña, Madrid: 388 págs.
- Lachenbruch, A., M. Brewer, G. Greene y B. V. Marshall, 1962. Temperatures in Permafrost. En *Temperature - Its Measurement and Control in Science and Industry*, 3 (1): 791-803.
- Lachenbruch, A.H., T. T. Cladouhos y R. W. Saltus, 1988. Permafrost Temperature and the Changing Climate. Fifth International Conference on Permafrost, Proceedings, 3: 9-17.
- Lauer, W., 1979. La posición de los páramos en la estructura del paisaje de los Andes Tropicales. En: *El Medio Ambiente Páramo*. M.L. Salgado-Labouriau (ed.), Centro de Estudios Avanzados, Editorial Arte, Caracas: 29-43.
- Lautridou, J. P. y J. Ozouf, 1982. Experimental frost shattering. *Progress in Physical Geography*, 6: 215-232.
- Leffingwell, E de K., 1915. Ground-Ice Wedges. *Journal of Geology*, 23 (1): 635-654.
- Lewis, W., 1939. Snow-Patch Erosion in Iceland. *Geographical Journal*, 94: 153-161.
- Liss, C. Ch., 1969. Fossile Eiskeile (?) an der Patagonischen Atlantikküste. *Z. f. Geomorph.*, N. F., 13: 109-114; 1 Berlin - 7 Stuttgart.
- Lliboutry, L., 1953. Internal Moraines and Rock Glaciers. *J. of Glaciology*, 2 (14): 296.
- Lliboutry, L., 1986. Rock glaciers in the dry Andes. *Data of Glaciological Studies*, Moscow, Publication 58: 139-144.
- Lüttig, G., 1965. Interglacial and Interstadial Periods. *Journal of Geology*, 73, Nr. 4: 579-591.
- Lüttig, G., 1988. Gehen wir auf eine Eiszeit zu? Eiszeitalter und Gegenwart 38: 6-16.
- Maarleveld, G., 1960. Wind Directions and Cover Sands in the Netherlands. *Biuletyn Peryglacjalny*, 8: 49-58.
- Mackay, J.R., 1975. The Closing of Ice-wedge Cracks in Permafrost, Garry Island, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 12 (9): 1668-1674.
- Mackay, J.R., 1986. The first 7 years (1978-1985) of ice wedge growth, Illisarvik experimental drained lake site, western Arctic coast. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23 (11): 1782-1795.
- MacKay, J. R., J. Ostrick, C. P. Lewis, y D. K. MacKay, 1979. Frost Heave at Ground Temperatures Below 0°C, Inuvik, Northwest Territories. Scientific and technical Notes in Current Research, Part A; *Geol.Surv.Can.*, Paper 79-1^a: 403-405.
- Magnani, M., 1962. Indagini e ricerche sulle glaciazioni e sulla morfologia periglaciale in Argentina. *La Ricerca Scientifica*, Anno 32, Serie 2, 2 (4): 297-311.
- Makeev O.W. y A. S. Kerzhentsev, 1974: Cryogenic Processes in the Soils of Northern Asia. *Geoderma*, 12: 101-109.
- Mannion, A. M., 1997. Global Environmental Change. Chapter 2: Quaternary Geology and Climatic Change. Longman, Singapore: 12-41.
- Marangunic, C., 1976. El Glaciar de Roca El Pedregoso, Río Colorado, V Región. Primer Congreso Geológico Chileno, Santiago, Actas: D71-D80.
- Margolis, S. y D. H. Krinsley, 1974. Processes of Formation and Environmental Occurrence of Microfeatures on Detrital Quartz Grains. *American Journal of Sciences*, 274: 449-464.
- Meinardus, W., 1912. Beobachtungen über Detritussortierungen und Strukturboden auf Spitzbergen. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, 4: 250-259.
- Mercer, J.H., 1976. Glacial History of Southernmost South America. *Quat. Washington, Res.* 6: 125-166.
- Mercer, J.H., 1982. Holocene glacier variations in southern South America. In *Holocene Glaciers* (W. Karlen, Ed.), *Striae* 18: 35-40.
- Mercer, J.H., 1985. Las variaciones glaciares del antiguo Cenozoico en Sudamérica, al sud del Ecuador. *Acta Geocriogénica*, Mendoza, 3: 86 - 105.
- Muller, S.W., 1943, 1945 and 1947. Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. Strategic Engineering Study 62, U.S. Army

- Engineers. Second printing with corrections, 1945. Litho-printed, Ann Arbor, Mich., 1947: 231 págs.
- Müller, F., 1959. Beobachtungen über Pingos. *Medd. om Gronland*, 153 (3): 127
- Murton, J. y H. French, 1994. Cryostrutures in permafrost, Tuktoyatuk coastlands, western arctic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31 (4): 737-747.
- Nordenskjöld, O., 1909. Die Polarwelt und ihre Nachbarländer. B. Teubner, Leipzig.
- Outcalt, S. y J. Benedict, 1965. Photo-Interpretation of two types of rock glacier in the Colorado Front Range, U.S.A. *Journal of Glaciology*, 5 (42): 849-856.
- Paige, D., 1992. The thermal stability of near-surface ground ice on Mars. *Nature*, 356: 43-45.
- Pancza, A., 1979. Contribution à l'étude des formations périglaciaires dans le Jura. Université de Neuchâtel. Tesis doctoral: 187 págs y 25 Fotos.
- Pawluk y Brewer, 1975. Micromorphological and analytical characteristics of some soils from Devon and King Christian Islands, N.W.T. *Can.J.Soil.Sci.* 55: 349-361.
- Pecsi, M., 1969. Genetic classification of slope sediments. *Biuletyn Peryglacjalny* 18: 15-27.
- Pérez, F., 1984. Striated soil in an Andean paramo of Venezuela: its origin and orientation. *Arctic and Alpine Research*, 16 (3): 277-289.
- Pérez, F.L., 1991. Miniature Sorted Stripes in the Páramo de Piedras Blancas (Venezuelan Andes). En *Periglacial Geomorphology*, Ed. J. Dixon & A. Abrahams, John Wiley and Sons: 125-157.
- Péwé, T., 1969. The Periglacial Environment. *The Periglacial Environment*, Troy Péwé (ed.), Mc Gill-Queen's University Press: 1-10.
- Phukan, A. y O. Andersland, 1978. Foundations for Cold Regions. En: *Geotechnical Engineering for Cold Regions*. Andersland & Anderson (ed.), Mc Graw-Hill Book Company: 276-362.
- Popov, A.I., 1955. Origin and evolution of fossil ice. *Materialy K. Osnovavn Uchenia O. Merzlykhm Zemnoi Kory*, V. 2: 5-24. Traducción N.R.C. Canadá, Nr. 1006.
- Porsild, A.E., 1938. Earth mounds in unglaciated Arctic northwest America, *Geographical Review*, 28: 46-58.
- Prokopchuk, B.I., 1978. Formation of diamond placers under conditions of arctic climate and permafrost. 2nd International Conference on permafrost. U.S.S.R. Contribution. National Academy of Science: 206-207.
- Rabassa, J., G. Bujalesky, A. Meglioli, A. Coronato, S. Gordillo, C. Roig y M. Sallenne, 1992. The Quaternary of Tierra del Fuego, Argentina: the status of our knowledge. *Sveriges Geologiska Undersökning*, Ser. Ca 81: 249-256.
- Rapp, A., 1959. Avalanche Boulder Tongues in Lappland. *Geografiska Annaler*, 41: 34-48.
- Regairaz, C., 1988. Andes Slope Assymetry due to Gelifluction. Fifth International Conference on Permafrost, Trondheim, Proceedings, 1: 856-861.
- Regairaz, M.C., 1992. Silt-Enriched Horizons due to Vertical Mesosorting in Cryogenic Soils. 1st. International Conference of Cryogenesis, Proceedings, Pushchino: 154-167.
- Reinwarth, O. y G. Stäblein, 1972. Die Kryosphäre. *Würzburger Geographische Arbeiten*, Heft 36: 71 págs., Würzburg.
- Roig, F. A., 1984. La Tundra Argentino-Chilena entre los paralelos 51° y 56° de latitud sur. *Acta Geocriogénica*, Mendoza, 2: 174-196.
- Roig, F., 1986. Tundra y tundrización en el SW de Santa Cruz, Argentina. *Acta Geocriogénica*, Mendoza, 4: 129-140.
- Roig, F.A., J. Anchorena, O. Dollenz, A. M. Faggi y E. Méndez, 1985. Las Comunidades Vegetales de la Transecta Botánica de la Patagonia Austral. Primera Parte. La Vegetación del Area Continental. En «Transecta Botánica de la Patagonia Austral». Boelcke, O., Moore, D.M. y Roig, F.A.(Editores). Instituto Salesiano de Artes Gráficas, Buenos Aires: 350-519.
- Romanovskij, N.N., 1973. Regularities in Formation of Frost-Fissures and Development of Frost-Fissure Polygons. *Biul. Perygl.*, 23: 237-277.
- Romanosvskiy, N., A. Tjurin, D. Sergeev, L. Afonskaia, S. Boijkov, V. Volkova, S. Volchenkov, V. Zaijtzev, I. Klimov, O. Lisitzina, V. Solov'ev, y A. Javelov, 1989. Kurums de Golzi en el cinturón montaños. (Traducido del ruso). Academia de Ciencias, Sección Siberiana, Novosibirsk: 152 págs.

- Roivainen, H., 1954. Studien über die Moore Feuerlands. *Annales Botanici Societatis Zoologicae Botanicae «Vanamo»*, 28 (2): 205 págs.
- Scheidegger, A., 1991. *Theoretical Geomorphology*. Springer Verlag, Heidelberg: 434 págs.
- Schellmann, G., 1998. Jungkanozoische Landschaftsgeschichte Patagoniens (Argentinien). *Essener Geographische Arbeiten* 29: 216 S.
- Schenk, E., 1967. Fundamental Processes of Freezing and Thawing in Relation to the Development of Permafrost. *Arctic and Alpine Environments*, H.E. Wright, Jr & W.H. Osburn, Eds. Indiana University Press: 229-236.
- Scholl, K. H., 1992. Geomorphologische Kartierung im Einzugsgebiet des oberen Agua Negra, cuyanische Hochgebirge, Argentinien. Diplomarbeit, Universität Heidelberg: 81 S.
- Schrott, L., 1994. Die Solarstrahlung als steuernder Faktor im Geosystem der subtropischen semiariden Hochanden (Agua Negra, San Juan, Argentinien). *Heidelberg Geographis Arbeiten*, Heft 94: 199 ps.
- Schönwiese, Ch., 1995. *Klimaänderung*. Springer Verlag, Heidelberg: 224 págs.
- Schubert, C., 1979. La zona del Páramo: Morfología glacial y periglacial de los Andes de Venezuela. En: *El Medio Ambiente Páramo*. M.L. Salgado-Labouriau (ed.), Centro de Estudios Avanzados, Editorial Arte, Caracas: 11-23.
- Schunke, E., 1974. Formungsvorgänge an Schneeflecken im isländischen Hochland. *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen. Mathematische-Physikalische Klasse*, 3, Folge 29: 274-286.
- Schunke, E. y S. C. Zoltai, 1988. Earth Hummocks (Thúfur). En: *Advances in Periglacial Geomorphology*. Clarck, M.J. (ed.), John Wiley & Sons Ltd., 10: 231-245.
- Schwarzbach, M., 1976. Temperatur-Änderungen in der Erdgeschichte. *Geol. Rundschau*, 65 (3): 819-844.
- Semmel, A., 1985. Periglazialmorphologie. *Erträge der Forschung. Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt*, Darmstadt: 116 págs.
- Seppälä, M., 1976. Seasonal thawing of a palsa at Enontekiö, Finnish Lapland, in 1974. *Biul.Peryglacjalny*, 26: 17 - 24.
- Seppälä, M., 1986. The Origin of Palsas. *Geographiska Annaler*, 68 A (3): 141-147.
- Seppälä, M., 1995. How to make a palsa: a field experiment on permafrost formation. *Z. Geomorph.N.F., Suppl.-Bd.99*: 91-96.
- Seret, G., 1983. The origin and movement of rock glaciers. *INQUA Symposia on the Genesis and Lithology of Quaternary Deposits. Tills and Related Deposits*, Evenson, E., Schlüchter, Ch. and Rabassa, J. (ed), Balkema, Rotterdam: 351-355.
- Shumilov, Y.V., 1983. An experimental study of cryogenic factors affecting geological processes in placer formation. *Proceedings to Fourth International Conference on Permafrost*: 1157-1159.
- Shumskii, P.A., 1964. Part 1, General Geocryology. Chapter IX, Ground (subsurface) Ice. *National Research Council of Canada, Technical Translation* 1130: 118 págs.
- Sjörs, H., 1959. Bogs and Fens in the Hudson Bay Lowlands. *Arctic*, 12 (1): 2-19.
- Skvarca, P., 1993. Fast recession of the northern Larsen Ice Shelf monitored by space images. *Annals of Glaciology*, 17: 317-321.
- Smith, M., 1988. The Significance of Climatic Change for the Permafrost Environment. *Fifth International Conference on Permafrost, Proceedings*, 3: 18-23.
- Squyres, S. y M. Carr, 1986. Geomorphic Evidence for the Distribution of Ground Ice on Mars. *Science*, 231: 249-252.
- Stäblein, G., 1977. Periglaziale Formengesellschaften und rezente Formungsbedingungen in Grönland. In *Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in den heutigen periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Äquator*. Ed. Hans Poser, Vandenhoeck & Ruprecht, Göttingen: 18-33.
- Stingl, H., 1979. Strukturformen und Fußflächen im westlichen Argentinien. *Erlanger Geographische Arbeiten*, Sonderband 10.
- Stingl, H. y K. Garleff, 1983. Beobachtungen zur Hang- und Wandentwicklung in der Periglazialstufe der subtropisch-semiariden Hochanden Argentinien. En: *Me-*

- soformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum, Poser u. Schunke (Hrsg), Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Dritte Folge, 35: 119-213.
- Strecker, M. R. (1987). Late Cenozoic landscape development, the Santa María valley, York. northwestern Argentina. Ph.D. Thesis (unpublished). Cornell University 262 ps . Ithaca, New York.
- Sylwan, C., 1989. Paleomagnetism, Paleoclimate and Chronology of Late Cenozoic Deposits in Southern Argentina. Meddelanden från Stockholms Universitets Geologiska Institution, Stockholm, 277: 110 págs.
- Taber, S., 1929. Frost heaving. *Journal of Geology* 37: 428-461.
- Takahashi, N. y T. Sone, 1988: Palsas in the Daisetsuzan Mountains, Central Hokkaido, Japan. *Geographical Review of Japan* 61(Ser.A), 9: 665-684.
- Taylor, A. y J. Brown, 1996. Chapter 8: The Chryosphere: Permafrost. *The global Climate System review*: 70-71.
- Tedrow, J. y J. Cantlon, 1958. Concepts of soil formation and classification in Arctic Regions. *Arctic*, 11 (3): 166-179.
- Teruggi, M., 1957. The Nature and Origin of Argentine Loess. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27 (3): 322-332.
- Thorarinsson, S., 1951. Notes on patterned ground in Iceland with particular reference to the icelandic "Flas". *Geogr. Ann.*, Bd. 33: 144-156.
- Trewin, N., 1988. Use of the Scanning Electron Microscope in sedimentology. In *Techniques in Sedimentology*, M. Tucker, Blackwell Scientific Publications: 229-273.
- Tricart, J. y A. Cailleux, 1967. Le Modelé des Régions Périglaciaires. *Traité de Géomorphologie*, Seders, Paris, 2: 512 págs.
- Troll, C., 1944. Strukturböden, Solifluktion und Frostklima der Erde. *Geologische Rundschau*, 34: 545-694.
- Troll, C., 1948. Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. *Erdkunde*, Band 11: 1-21.
- Troll, C. y K. Paffen, 1969. Karte der Jahreszeiten-Klimate der Erde. *Erdkunde*, 18: 5-28.
- Trombotto, D., 1983. Geocriología de la Lagunita del Plata. Primera Reunión del Grupo Periglacial Argentino, Mendoza, Acta Geocriogénica, Mendoza, 1: 149-156.
- Trombotto, D., 1985. Análisis Preliminar de Estructuras Geocriogénicas mediante Texturas de Grano de Cuarzo con la Aplicación del Microscopio Electrónico". *Asociación Geológica Argentina, Revista* 11 (3-4): 184-201.
- Trombotto, D., 1988. Geocryogenic Geomorphology, East Flank of the Andes Mendoza, at 33° S.L. Vth-International Conference on Permafrost, Trondheim, Proceedings, 1: 263-267.
- Trombotto, D., 1991. Untersuchungen zum periglazialen Formenschatz und zu periglazialen Sedimenten in der "Lagunita del Plata", Mendoza, Argentinien. *Heidelberger Geographische Arbeiten*, Heidelberg, Heft 90: 171 S.
- Trombotto, D., 1992: The Cryomere Penfordd, Patagonia. *International Workshop: "Permafrost and Periglacial Environments in Mountain Areas"*, 3rd. Meeting IGCP Project 297: "Geocryology of the Americas", Calgary: 33 págs.
- Trombotto, D., 1994. El Permafrost Patagónico Pasado. *Revista del Museo de Historia Natural de San Rafael*, 12 (4): 229-249.
- Trombotto, D., 1995. The Old Cryogenic Structures of Northern Patagonia: The Cryomere Penfordd. *Zeitschrift für Geomorphologie*: 25 págs.
- Trombotto, D., 1996a. Fossiler kryogener Formenschatz des südlichen Südamerika. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Suppl.-Bd. 104: 175-186.
- Trombotto, D., 1996b. The Old Cryogenic Structures of Northern Patagonia: The Cryomere Penfordd. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 40 (3): 385-399.
- Trombotto, D., 1998: Palaeo-Permafrost in Patagonia. *Bamberger Geographische Schriften*, Bd.15: 133-148, Bamberg.
- Trombotto, D., 1998. El Paisaje Criogénico en el Cono Sud Sudamericano. *Universidade do Acre*, Brasil: 48 págs.
- Trombotto, D., L. Lenzano y R. Bruce, 1984. Estudios periglaciales (geocriogénicos) en la Lagunita del Plata. *Acta Geocriogénica*, Mendoza, 2: 232- 245.
- Trombotto, D. y A. L. Ahumada, 1995. Análisis de estructuras sedimentarias en los "Rodados Patagónicos" causadas por la presencia del permafrost en el crióme-

- ro Penfordd, Puerto Madryn, Nordpatagonia. *Revista Chilena de Historia Natural*, Santiago, 68: 79-91.
- Trombotto, D. y B. Stein, 1993. The latest Pleistocene cryomere in the region of "kopjes" and the big mesetas, Patagonia, Argentina. VI International Conference on Permafrost, Beijing, Proceedings, 2: 1238 - 1241.
- Trombotto, D., E. Buk y J. Hernández, 1997. Monitoring of Mountain Permafrost in the Central Andes, Argentina. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8: 123-129.
- Trombotto, D., E. Buk, J. Corvalán y J. Hernández, 1998. Present state of measurements of cryogenic processes in the 'Lagunita del Plata', Mendoza, Argentina, Report Nr.II. VIIth. International Conference on Permafrost, Yellowknife, Program, Abstracts and IPA Reports, Extended Abstracts: 200-201.
- Trombotto, D., E. Buk y J. Hernández, 1999. Rock glaciers in the Southern Central Andes (appr. 33° S.L.), Mendoza, Argentina: a review. *Bamberger Geographische Schriften*, Bamberg, 19: 145-173.
- Vandenbergh, J., 1988. Cryoturbations. En "Advances in Periglacial Geomorphology". Clark, M.J. (ed.), John Wiley & Sons Ltd., 8: 179-198.
- Van Vliet-Lanoë, B., 1985. Frost Effects in Soils. En: *Soils and Quaternary Landscape Evolution*. J. Boardman (ed.), J. Wiley & Sons Ltd: 117-158.
- Van Vliet-Lanoë, B., 1988. The significance of cryoturbation phenomena in environmental reconstruction. *Journal of Quaternary Science*, 3 (1): 85-96.
- Van Vliet-Lanoë, B., 1998. Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy. *Catena* 34: 157-183.
- Van Vliet-Lanoë, B. y F. Guillocheau, 1995. Évolution de l'enregistrement pédosédimentaire depuis 150 ka en France du NW et en Belgique: biorhexistasie et bilans sédimentaires. *C.R.Acad.Sci.Paris*, t.320, série II a., 419-426.
- Van Vliet-Lanoë, B., O. Bourgeois y O. Dauteuil, 1998. Thufur Formation in Northern Iceland and its Relation to Holocene. *Permafrost and Periglacial Processes* 9: 347-365.
- Veit, H. y K. Garleff, 1993. El Cuaternario de la Región de los Lagos del sur de Chile. *Guía de Excursión*, recopilación de C. Villagrán: 123 págs.
- Viereck, L. , 1965. Relationship of white spruce to lenses of perennially frozen ground, Mount McKinley National Park. *Arctic*, 18 (4): 262-267.
- Vitek J. y J. Giardino, 1987. Rock glaciers: a review of the knowledge base. In *Rock Glaciers*. Giardino, J., Shroeder, J. and Vitek, J. (ed.), Allen and Unwin: 1-26.
- Vogt, T., 1990. Cryogenic Physico-chemical Precipitations: Iron, Silica, Calcium Carbonate. *Permafrost and Periglacial Processes*, (3-4): 283-293.
- Vonder Mühl, D. y W. Haeberli, 1990. Thermal characteristics of the permafrost within an active rock glacier (Murtèl/Corvatsch, Grisons, Swiss Alps). *Journal of Glaciology*, 36 (123): 151-158.
- Wagner, R. y L. Takacs, 1967. Vertikale Temperaturschichtung im Boden und ein mathematisches Modell derselben. *Acta Climatica*, T. VII, Szeged: Fasc.1-4.
- Wahrhaftig, C. y A. Cox, 1959. Rock glaciers in the Alaska Range. *Bulletin of Geological Society of America*, 70: 383-436.
- Wang, B. y H. French, 1995. Implications of Frost heave for Patterned Ground, Tibet Plateau, China. *Arctic and Alpine Research*, 27 (4): 337-344.
- Wang, Baolai y H. French, 1995. In situ creep of frozen soil, Fenghuo Shan, Tibet Plateau. *Can.Geotech.J.*, 32: 545-552.
- Washburn, A.L., 1956. Classification of Patterned Ground and Review of Suggested Origins. *Bull. Geol. Soc.Am.*, 67: 823-866
- Washburn, A.L., 1970. An Approach to a Genetic Classification of Patterned Ground. *Acta Geographica Lodziensia*, Nr. 24: 437-446
- Washburn, A.L., 1970b. Instrumental observations of mass-wasting in an arctic climate. *Z.Geomorph.,Supplementband* 9: 102-118.
- Washburn, A.L., 1979. *Geocryology*. E. Arnold, London: 406 págs.
- Washburn, A.L., 1981. Periglaziale Forschung in *Revue. Geol.Rundschau*, 70 (2): 664-690.
- Washburn, A.L., 1983. Palsas and Continuous Permafrost. *Permafrost: Fourth International Conference, Proceedings*: 1372-1377.

- Washburn, A.L., 1985. Periglacial Problems. In: Field and Theorie. Lectures in Geocryologie. Ed. By M. Curch and O. Slaymaker. University of British Columbia Press, Vancouver: 166-202.
- Washburn, A.L., 1988. Near-surface soil development in sorted circles, Resolute area, Cornwallis Island, Canadian High Arctic. *Can.J. Earth. Sci.*, 26: 941-955.
- Washburn, A.L., 1997. Plugs and Plug Circles. Geological Society of America, Colorado. Memoir 190: 87 págs.
- Wayne, W., 1981. La evolución de glaciares de escombros y morenas en la cuenca del Río Blanco, Mendoza. VII Congreso Geológico Argentino, San Luis, Actas 4: 153-166.
- Wayne, W. y A. Corte, 1983. Multiple Glaciations of the Cordón del Plata, Mendoza, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 42: 185-209.
- Weise, O., 1983. *Das Periglazial*. Gebr. Borntraeger Berlin-Stuttgart: 199 págs.
- Whalley, W.B., Ch. Palmer, S. Hamilton y E. Martin, 1995. An assesment of rock glacier sliding using seventeen years of velocity data: Nautárdalur rock glacier, North Iceland. *Arctic and Alpine Research*, 27 (4): 345-351.
- White, S., 1981. Alpine mass movement forms (noncatastrophic): classification, description, and significance. *Arctic and Alpine Research*, 13 (2): 127-137.
- Williams, P.J. y M. W. Smith, 1989. *The Frozen Earth. Fundamentals of Geocryology*. Cambridge University Press, Cambridge: 306 págs.
- Willis, B., 1988. *El Norte de la Patagonia*. Eudeba, reimpresión de los trabajos de 1911-1914, Buenos Aires: 500 págs.
- Wingenroth, M., 1992. *La Quebrada Benjamín Matienzo, su naturaleza presente y pasada*. Tesis Doctoral, Imprenta Oficial, Mendoza: 143 págs.
- Zipprich, M.; Reizner, B.; Veit, H; Zech, W. y Stingl, H. (1998) . Upper Quaternary climate and landscape evolution in the Sierra de Santa Victoria (Cordillera Oriental, northwestern Argentina) deduced from geomorphologic y pedologic studies. In 16. Geowissenschaftliches lateinamerika-Kolloquium. *Terra Nostra* 5: 180-181.

