

Morfología climática y morfogénesis del Volcán Llullaillaco (Chile/Argentina)

HILMAR SCHRÖDER

Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg (Alemania)

DIETER SCHMIDT

Technische Universität Dresden (Alemania)

Traducción¹: Alexander Brenning, Erlangen

RESUMEN

Se determinaron las características esenciales de la morfología climática y del desarrollo del relieve del Volcán Llullaillaco a través de mediciones climáticas, la datación de sedimentos y de la roca volcánica en el piso alto del ambiente periglacial y más expuesto a la radiación del planeta, en el Volcán Llullaillaco (6.739 m). Se comprobó que bajo las condiciones climáticas de la Puna de Atacama, una edad de 41.000 años no es suficiente para iniciar siquiera el más débil desarrollo de una vertiente rectilínea dentro de las volcanitas de Llullaillaco I. Las formas de mesorelieve que claramente predominan, son los fondos anchos de la vertiente noroccidental. Los sedimentos del valle, las formas periglaciales y las corrientes de barro, tienen edades máximas de 5.600 años. Una variación en la humedad entre los 2.500 y 1.600 años A.P. fue claramente probada. A partir de esta fecha, se puede observar –además de la evolución continua del periglacial– una denudación de vertiente que permite la acumulación de los sedimentos en los valles.

ABSTRACT

With the help of climatic measurements at the altitude of the Volcano Llullaillaco and the age determination of the sediments and the volcanic rocks it was possible to clarify essential features of the climatic geomorphology and the development of the relief of the highest and the most exposed to radiation of the periglacial of the earth at Mt. Llullaillaco (6,739 m.). It became evident that under the climatic conditions of the Atacama an age of 41,000 years is not sufficient to initiate even the slightest sign of a development of a rectilinear slope within the Llullaillaco I volcanic rocks. The mesorelieve forms which clearly dominate the relief are wide bottom hollows at the northwestern slope. The sediments of the valleys, the periglacial forms and the mud flows have a maximum age of 5,600 years. A variation in humidity between 2,500 and 1,600 years B.P. can be clearly proven. After that one can observe –apart from the ongoing genesis of the periglacial– a denudation of the slopes, which leads to an accumulation of the sediments in the valleys.

1. INTRODUCCION

El volcanismo joven del cordón principal andino tiene como consecuencia que durante el holoceno han sido cubiertos o retocados muchos testimonios de las formaciones del relieve glacial y periglacial (véase el resumen de Garleff y Stingl 1991, Richter y Schröder 1998). El artículo presente muestra que, a pesar de ello, las condiciones petrográficas y climamorfológicas permiten deducir acerca de la génesis más joven del relieve. El eje andino de máxima aridez cruza el cordón principal andino entre los 24° y 25° de latitud sur, aproximadamente, y recibe de acuerdo a Richter (1996) el 50% de precipitaciones invernales y estivales, respectiva-

mente. Pese a no existir una extensa secuencia de datos climáticos de la zona, la ubicación del eje de máxima aridez es afirmada por la gran mayoría de los autores (véase Messerli *et al.* 1992, entre otros). La gran altitud y la extrema aridez producen condiciones muy difíciles para el trabajo en terreno, de manera que no se han desarrollado hasta ahora investigaciones sistemáticas del área. En su mayoría, los trabajos se restringen a inspecciones de terreno cortas o a la extrapolación de datos que incluían la zona sólo de manera marginal (Garleff y Stingl 1985, Grosjean, Messerli y Schreier 1991, Richter y Schröder 1998, Richter 1996). A continuación, se presentan los primeros conocimientos sobre la morfología climática y morfogénesis del cerro más alto en el área del eje de máxima aridez de la Puna de Atacama –el Volcán Llullaillaco (6.739 m.)–, derivados del levantamiento cartográfico sistemático de las formas periglaciales (Schröder, 1996).

¹ Se agradece la amable colaboración del geógrafo Marcelo Garrido, Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile.

2. EL AREA DE ESTUDIO

El Volcán Llullaillaco es la elevación más imponente en el cordón principal andino de la Puna de Atacama del norte de Chile. En el lado chileno, su cumbre se alza unos 3.800 m. sobre el Salar de Punta Negra (figura 1), su base local de erosión. Este se encuentra a una distancia horizontal de sólo 36 km. de la cumbre. En los 24 km. de distancia del salar a los piedemontes del Llullaillaco, hay un desnivel de 1.000 m. Los piedemontes presentan en su parte más estrecha, entre la Quebrada de Las Zorritas y los afloramientos de lava, una diferencia de altitud de unos 1.000 m. en una distancia horizontal de 9 km. (figura 4). Desde ahí, el cono volcánico propiamente tal se eleva unos 1.800 m. en una distancia horizontal de 3 km., y alcanza los 6.739 m. de altitud.

En el lado argentino la estructura morfográfica es diferente. Allí, la base local de erosión, el Salar de Llullaillaco, se encuentra a 3.750 m. de altitud y a una distancia de 20 km. (figura 1). Desde ahí, los piedemontes suben más de 1.200 m. en unos 17 km. de distancia hasta la lava del Llullaillaco. Igual que en el lado chileno, el cono volcánico se eleva más de 1.800 m. en una distancia horizontal de unos 3 km. El área de levantamiento cartográfico comprende las altitudes entre los 4.000 y 6.739 m. en el cono volcánico y su entorno.

3. EL MODELO DIGITAL DE ELEVACION Y RELIEVE

El desarrollo de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) en los últimos años, ha ampliado el área de aplicación de los modelos digitales de elevación (MDE) y los modelos digitales de relieve derivados de estos. Para la interpretación geomorfológica es de importancia particular la representación en extensión de parámetros del relieve como la pendiente, exposición, posición, disposición a la erosión y otros (véase Wieser 1992 y Linder 1993, entre otros).

Para construir un modelo digital de elevación se precisa un conjunto, lo más grande posible, de cotas, representadas como triples de coordenadas (x, y, z), las cuales no necesariamente están distribuidas de manera regular sobre el área en estudio. La calidad de la representación del relieve dependerá de la densidad y representatividad de puntos extremos (como cumbres, crestas, concavidades). Luego, se computa una rejilla de puntos

más densa a partir de estos datos. Ahí surge el problema principal, ya que todos los datos que no fueron ingresados directamente, son calculados a partir de medias de otros datos, de manera que la interpretación de las formas de relieve más pequeñas está restringida. Esto se debe a que las funciones matemáticas, generalmente, no representan la forma de la superficie terrestre de manera suficientemente exacta. Por eso, es necesario especificar las discontinuidades del relieve de antemano en el modelo. Schut (1976) ya señaló el gran número de enfoques matemáticos. Todos los métodos tienen en común que para la interpolación de un nuevo dato altitudinal, hay que encontrar los puntos más cercanos.

Para construir el modelo de elevación del Llullaillaco se digitalizaron en la escala de 1:50000, las curvas de nivel, puntos en el terreno (formas cóncavas y convexas), la red de drenaje (o sea, la red de los talwegs, ya que casi sólo hay valles secos), pistas y el límite entre Chile y Argentina. La tabla 1 muestra las coordenadas de esquina del modelo de elevación digital.

Se digitalizaron curvas de nivel con 50 m de equidistancia. El número de puntos es de 20.550. El área es de 840 km² y tiene como largo y ancho 28 y 30 km., respectivamente. La extensión vertical comprende alturas entre los 3.800 y 6.750 m. Se usó el software AUTOCAD 10, y se convirtió el archivo de vectores de AUTOCAD del formato DXF al formato de archivos de vectores de IDRISI. Para generar un archivo ráster, se usó IDRISI 1.0 para Windows y 1.400 x 1.500 píxeles. Con el módulo INTERCON de IDRISI se aplicó el método de triangulación para la interpolación del MDE. Cuando hay partes planas en el terreno, se producen los llamados artefactos, que pudieron ser eliminados mediante una doble filtración de mediano.

Para la aplicación geomorfológica en el levantamiento cartográfico, son de importancia especialmente los mapas de pendiente derivados de los modelos digitales de terreno (figura 2).

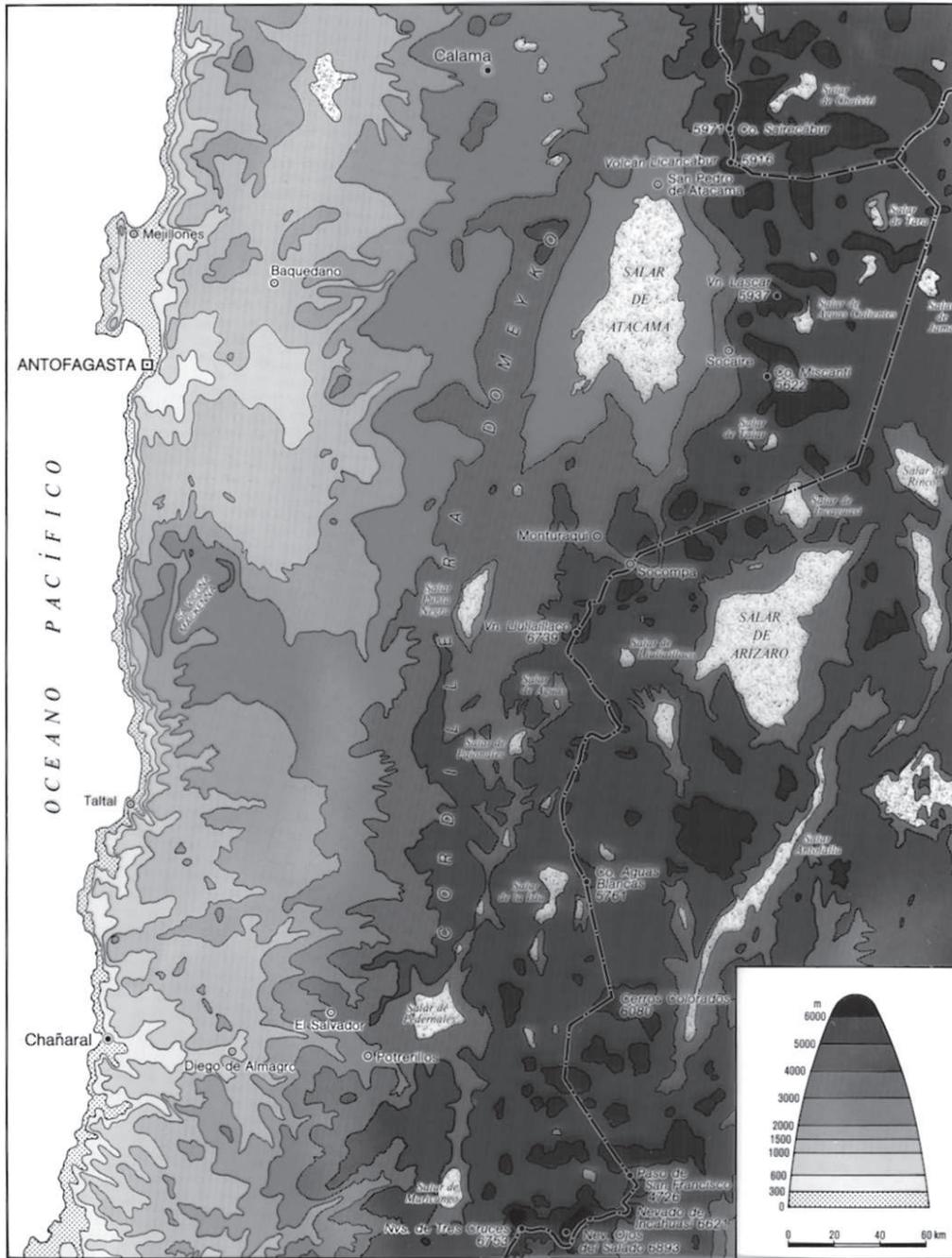
Tabla 1

Los vértices del modelo digital de elevación "Llullaillaco". (Coordenadas del sistema Gauss-Krüger.)

	Y	X
Noroeste	530.000	7.282.000
Nordeste	560.000	7.282.000
Sudoeste	530.000	7.254.000
Sudeste	560.000	7.254.000

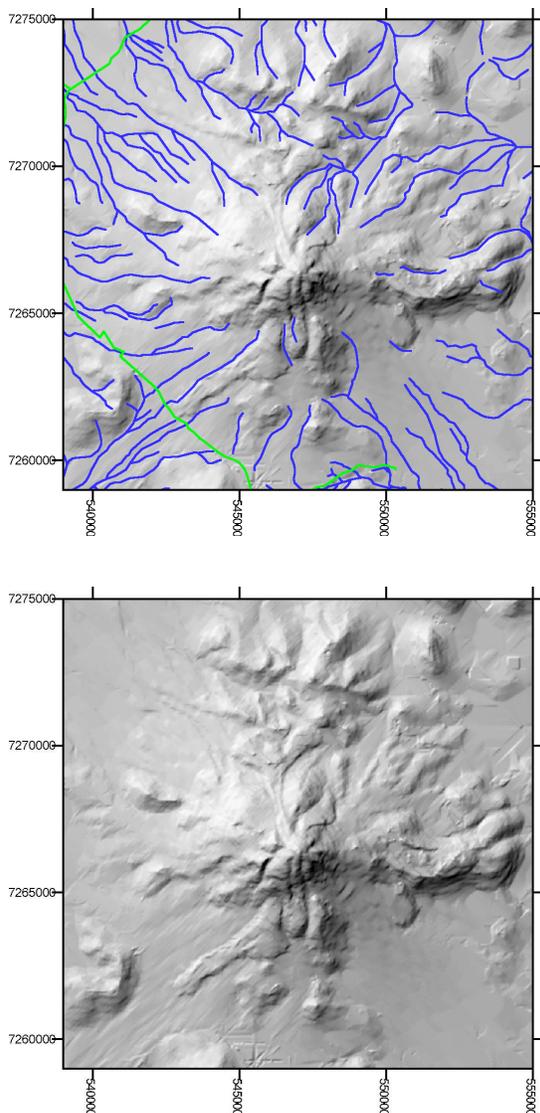
FIGURA 1

EL NORTE GRANDE CHILENO ENTRE COPIAPO Y CALAMA



Nach Atlas de la Republica de Chile 1982

FIGURA 2
PENDIENTES Y RELIEVE
DEL LLULLAILLACO



4. GEOLOGIA

4.1. Generalidades

Como parte de la cordillera de los Andes, el Volcán Llullaillaco es un estratovolcán, cuyo complejo efusivo pertenece a la familia calcáreo-alcalina con una clara predominancia de potasio. Su volcanismo intracontinental se ha desarrollado desde el neógeno sobre la corteza que ahí tiene un espesor de 70 km. Esta parte de los Andes se encuentra a unos 200 km al este de la fosa chileno-peruana, suponiéndose la zona de Beniöff

a 180 km de profundidad con una inclinación de 25° a 30° hacia el este.

El volcán ha producido, desde el pleistoceno, material exclusivamente dacítico que formó igualmente las corrientes, los domos de lava más antiguos (ya erosionados) y jóvenes. El basamento es precenozoico y está compuesto de series granitoides, volcánicas y sedimentarias. En el caso de estas últimas se trata de depósitos marinos siliciclásticos del paleozoico. Las plutonitas que han penetrado presentan altos contenidos de los isótopos Sr^{87} y Sr^{86} y, por lo tanto, se puede concluir una influencia sedimentaria en la producción de magma².

El volcán está compuesto de depósitos provenientes de una actividad explosiva más antigua que originó ignimbritas y sedimentos piroclásticos, y de una fase de actividad más tranquila que produjo largas lenguas de lava. Los depósitos de ignimbritas dacíticas a riolíticas, que tienden a ser ácidas, están muy extendidos y ocupan grandes áreas. Su edad fluctúa entre el mioceno al plioceno (Gardeweg *et al.* 1984, 1993). La cumbre del volcán es formada exclusivamente por lava, cuyas efusiones se extienden lejos a los alrededores.

Las corrientes lineales de lava están en su mayoría orientadas en direcciones N-S o NW-SE y NE-SW. A través de la morfología, se pueden clasificar las efusiones de lava y los depósitos piroclásticos –tomando en cuenta los efectos de la erosión y el orden estratigráfico– en (véase también figura 3):

1. Llullaillaco I: La lava más antigua de gran extensión, pero ya está fuertemente meteorizada y erosionada;
2. Llullaillaco II: La lava más joven, bien conservada, sólo alcanzó una extensión restringida.

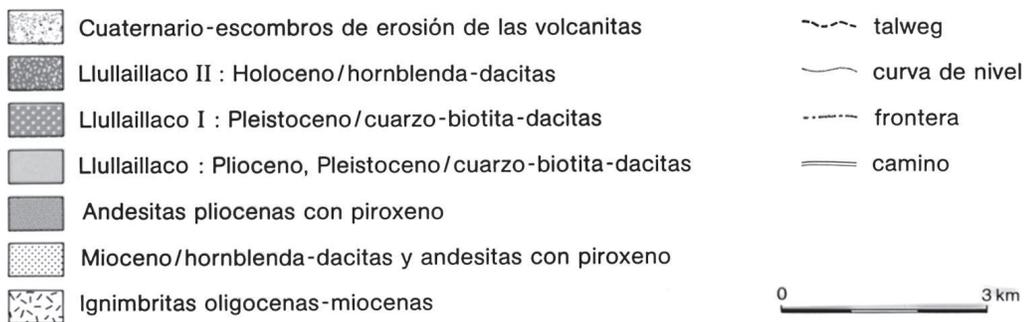
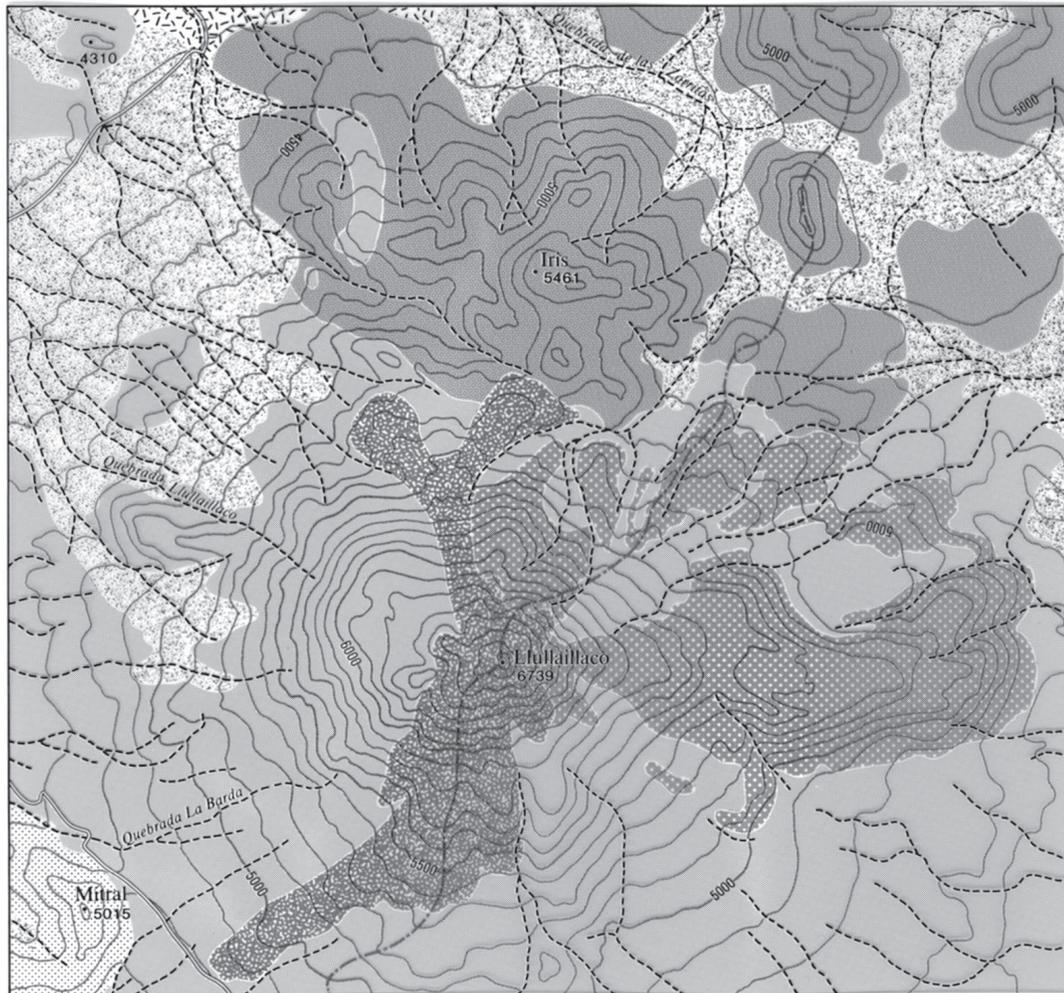
4.2. Petrografía

Las rocas de Llullaillaco I y II presentan muy pocas diferencias en su composición mineralógica y textural. En el caso de las muestras de lava más antigua de Llullaillaco I, se trata de volcanitas porfíricas hemicristalinas compactas de color gris claro con textura isotrópica. Como incrustaciones, se presentan plagioclasas y hornblendas idiomórficas isométricas de 3 a 5 mm. de grosor, y en menor medida, biotitas de iguales características, pero de sólo 1 a 2 mm. de grosor. La muestra de la corriente de lava más joven es, más bien, de

² Se le agradece a la geóloga Sra. Iris FLECK, del Instituto de Geología de la Universidad de Erlangen-Nürnberg, su colaboración en el análisis de las muestras de roca.

FIGURA 3

LA GEOLOGIA DEL LLULLAILLACO



color marrón-gris, e igualmente presenta una estructura compacta hemicristalina y porfírica y una textura isotrópica. Sin embargo, en este caso, los fenocristales –que presentan la misma mineralogía, forma de cristales y forma de granos que la

primera muestra– alcanzan un tamaño de sólo menos de 1 mm.

En general, las volcanitas de Lullaillo I y II son predominantemente hornblenda-dacitas grises, a veces algo amarillentas, negras o con incrusta-

ciones rojizas. Contienen fenocristales de plagioclasas, biotitas y hornblendas. Las lavas de Llullaillaco I contienen, además incrustaciones de cuarzo y mucha biotita en comparación con Llullaillaco II, en el cual se observan cuarzo libre, reconocible macroscópicamente, y biotita, que sólo es reconocible en menor medida que la hornblenda. Las incrustaciones más frecuentes son las plagioclasas, las cuales se presentan en su forma de cristal idiomórfica. Estos cristales de 0,1 a 6 mm. de diámetro están en la mayoría de los casos zonados en forma compleja y agrupados de acuerdo a (010). Otros muestran un esqueleto con una gran fracción de vidrio. En pequeñas plagioclasas se pueden reconocer profundos surcos de erosión en la corteza de meteorización exterior. Las microplagioclasas de 0,5 a 1 mm. de grosor, en cambio, se presentan agrupadas, en su forma de cristal, pero no alteradas y sin zonaciones. Las incrustaciones de biotita y de cristales de hornblenda alcanzan un grosor de hasta 3 mm., pero existe una serie de tamaños de estos minerales en las lavas de diferentes edades. Estos minerales máficos presentan, muchas veces, una estructura en esqueleto que contiene fracciones de vidrio, pequeñas burbujas y otros elementos. Además existen incrustaciones de apatita idiomórfica y en la lava más joven, cristales cúbicos de unos 0,5 mm. de grosor de un mineral magnético, posiblemente magnetita. Las pocas incrustaciones de cuarzo, de 2 a 3 mm. de diámetro, muestran huellas profundas de corrosión y, en parte, cierta cantidad de vidrio en un anillo exterior circundante.

La estructura de las volcanitas indica una cámara de magma inestable en la cual actuaban procesos como la mezcla de magma y el descenso de la presión; este último debido a un ascenso rápido del magma a través de la corteza, asociado a la cristalización de las incrustaciones de plagioclasas. Las estructuras en esqueleto de los minerales máficos y los profundos surcos de corrosión también indican una inestabilidad mineralógica. Sin embargo, los productos finales sugieren una homogeneización total dentro de la cámara. Se trata de magma dacítico que estaba enriquecido de componentes gaseosos, produciendo una lava viscosa, pero litológicamente uniforme. En general, el desarrollo del magma supuestamente iba acompañado de cortos intervalos explosivos.

Los análisis geoquímicos de las lavas dacíticas efectuadas en el Instituto de Geología de la Universidad de Erlangen-Nürnberg, muestran un claro enriquecimiento del elemento potasio. Las lavas de Llullaillaco II están más diferenciadas que

las lavas más antiguas de Llullaillaco I; ello se expresa en un enriquecimiento de K_2O , NaO , Sr y Ba , siendo el contenido de los elementos principales típico de las rocas de la familia calcáreo-alcalina con predominancia de potasio. Sin embargo, un enriquecimiento de elementos traza como TiO_2 , Rb , Sr , Ba , que se encuentran en ambas unidades de lava, sugieren que la composición del magma esté influida por sedimentos de cubierta. Esta tendencia muestra la acción de la corteza gruesa que produjo la contaminación del magma durante el ascenso y, por ende, el enriquecimiento de dichos elementos.

5. RELIEVE E HIDROGRAFIA

El *relieve* del Llullaillaco corresponde a la forma edificada originaria de un estratovolcán. El área de la cumbre se caracteriza por vertientes de fuerte pendiente que presentan concavidades con paredes empinadas, raras veces cerradas; estas concavidades se encuentran en antiguos lugares de efusión de lava y de cráteres en el área de la salida explosiva de material. Las vertientes de entre 15° y 40° de inclinación disminuyen ladera abajo, poco a poco, su pendiente, siendo el aspecto total el de una curvatura vertical moderadamente cóncava con una curvatura horizontal divergente. La transición a los piedemontes terciarios es, en el lado noroccidental chileno, muy paulatina en las líneas de cresta y un poco más brusca en las áreas de los talwegs. Los piedemontes tienen un carácter casi rectilíneo en su parte inferior. El relieve del lado meridional y suroriental argentino, en cambio, muestra una forma completamente diferente. Las faldas muy empinadas del área de la cumbre transicional directamente a una curvatura vertical cóncava que se mantiene hasta el pie de vertiente, con muy débil pendiente.

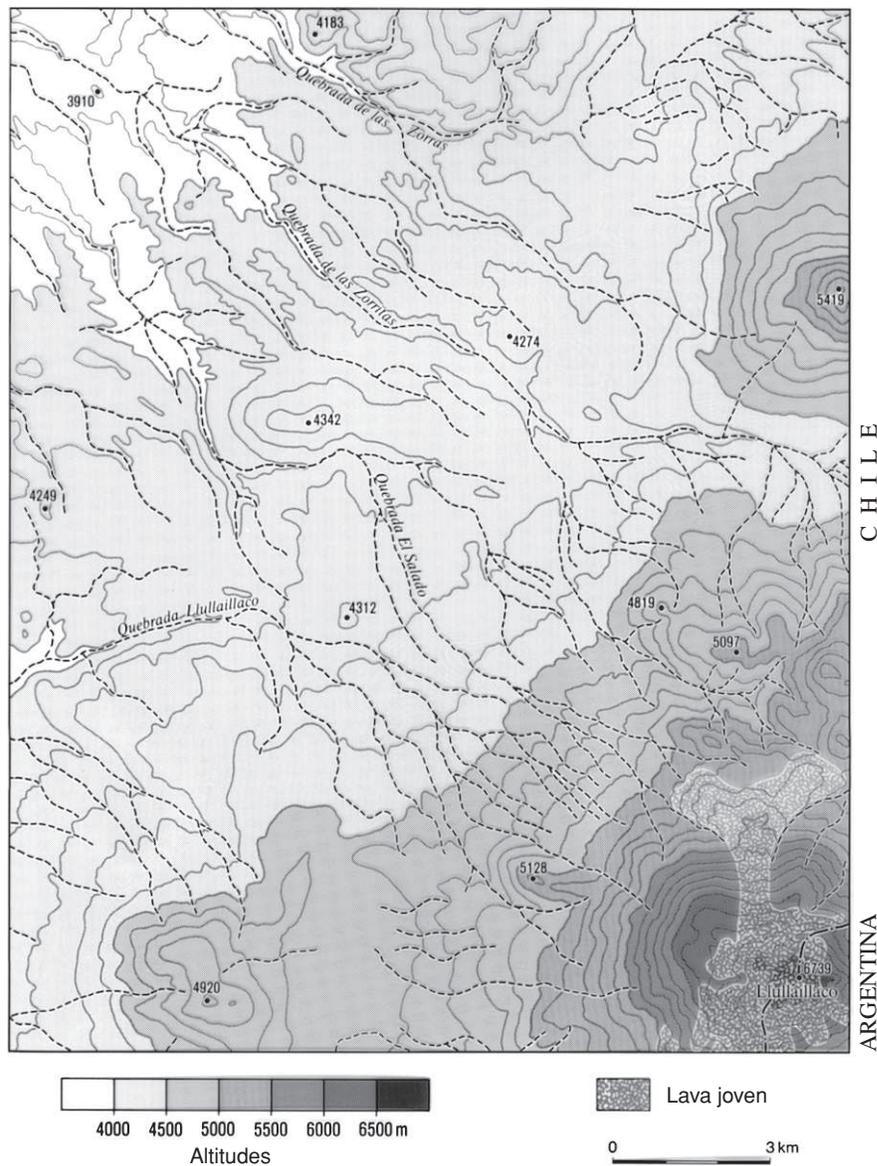
El norte, en el lado chileno y el noreste en el lado argentino, se caracterizan por un nivel muy alto de la base local de erosión. Ello se debe, por un lado, al volcanismo terciario independiente con su propio desarrollo postgenético del relieve y, por el otro, a unas efusiones muy grandes de Llullaillaco I y de lava más antigua hacia el este, constituyendo una protección contra la erosión.

La *hidrografía* está adaptada al relieve básico de origen volcánico. La erosión fluvial no ha sido capaz de alterar el carácter endógeno del mesorelieve. Szekely (1986) señala que esto también se mantiene en el caso de formas edificadas volcánicas en períodos de tiempo muy largos con mecanismos de denudación que pueden variar. Si

bien el carácter endógeno de las formas de mesorelieve es acentuado por la configuración de la red de drenaje básicamente radial, se pueden observar diferencias marcadas en las áreas parciales que corresponden a las principales unidades de relieve descritas más arriba. En el noroeste, en el lado chileno, está desarrollada la red de drenaje más madura y antigua. Presenta un carácter dendrítico hasta sobre los 5.000 m. de altitud, orientado hacia tres talwegs (figura 4).

En el norte se encuentra la Quebrada de las Zorritas, en el noroeste la Quebrada Llullaillaco y en el oeste la Quebrada La Barda. En medio de ellas sólo existe una concavidad arreica inmediatamente al norte de la Quebrada La Barda. La configuración de la red de drenaje en el sur en el lado chileno, igual que en el lado argentino, es completamente diferente. Esta es mucho más joven y por ello no presenta un carácter dendrítico continuo. Los talwegs, más bien, están en parte

FIGURA 4
RED DENDRITICA DE VALLES SECOS DE LA
VERTIENTE NOROCCIDENTAL DEL LLULLAILLACO



recubiertos por movimientos en masa más jóvenes, y en las masas movidas relativamente jóvenes existen solamente talwegs en forma de depresiones poco profundas que a veces se pierden más abajo.

El área septentrional del lado chileno está integrada a la red de drenaje de la Quebrada de las Zorritas. La red de drenaje ha podido desarrollarse casi ininterrumpidamente desde el plioceno. Las depositaciones temporales de cenizas y tobas no han cambiado sustancialmente la tendencia de formación.

En el lado argentino, en cambio, está partido en tres zonas. Una gran concavidad arreica está enfrente de una red de drenaje totalmente inmadura en las volcanitas cuaternarias en áreas altas. Entre ambas se ha desarrollado una red de drenaje dendrítica.

En los talwegs sólo ocurren desagües episódicos, con la excepción de la Quebrada de las Zorritas. El manantial en la Quebrada de las Zorritas vierte permanentemente.

6. VEGETACION

Según Richter (1996), el Llullaillaco muestra la menor cubierta vegetal de toda la Puna Atacama, pero su presencia se parece mucho a la del volcán Socompa (6.064 m.), a unos 60 km. al nordeste. En consecuencia, por razones fitogeográficas hay que suponer que el eje andino de máxima aridez cruza la Cordillera Alta en el Llullaillaco o insignificantlymente más al norte. La vegetación comienza entre los 3.700 y 3.800 m. de altitud con *Acantholippia punensis*, *Atriplex imbricata* y *Cristaria andicola*. Esto indica que más abajo el clima debe ser aún más árido. Las coberturas vegetacionales extraordinariamente bajas que, a excepción de las vegas, no sobrepasan los 12%, son las más bajas del piso alto de la Puna de Atacama. La cobertura máxima es alcanzada a los 4.250 m. de altitud. Ahí se encuentran –además de *Stipa frigida*, que es ubicua entre los 3.900 y 4.910 m.– *Mulinum crassifolium*, *Adesmia spinosissima*, *Parastrephia quadrangularis* y *Fabiana bryoides*. La disminución de la cobertura vegetal desde los 4.250 m. hacia arriba no se debe necesariamente a un aumento en la aridez, sino más bien es la consecuencia del descenso de temperatura. Lo anterior, concuerda con lo observado en las dos estadías en terreno en invierno y verano tardíos. Esto también se comprue-

ba por el hecho que con la transición a la zona de lluvias invernales, el número de especies y la cobertura vegetal siguen disminuyendo. A modo de ejemplo, la cobertura máxima de la vegetación entre Copiapó y el Paso de San Francisco alcanza sólo aproximadamente el 4%. Los fenómenos de soliflucción llegan hacia abajo hasta los 3.000 m. de altitud, mientras que existen a partir de los 4.000 m., aproximadamente, en el Cerro Sillajhuay (5.982 m.) a 19°45'S en la zona de lluvias estivales en la Cordillera Alta.

7. LA CARACTERIZACION CLIMATICA DEL LLULLAILLACO

7.1. Condiciones básicas

En el lado occidental de la Cordillera de los Andes, el eje de máxima aridez de América del Sur debe su existencia a una combinación única de factores geográfico-climatológicos: El macizo de montaña de los Andes centrales, que se eleva continuamente sobre los 4.000 m. de altitud, forma una barrera bastante efectiva para la humedad y desacopla el lado occidental en gran medida de los sucesos meteorológicos del resto del continente. La disposición curva de la cordillera en el norte de Chile y sur del Perú y la dinámica más grande de la circulación del hemisferio del Sur son responsables de la estabilidad espacial y persistencia extraordinaria del anticiclón del sudeste del Pacífico, lo cual implica una subsidencia fuerte durante todo el año, con calentamiento, desecación y estratificación estable del aire.

Es especialmente marcado el eje de máxima aridez directamente al norte del área de investigación en el desierto de Atacama, una de las zonas áridas más extremas del planeta en términos hídricos y térmicos. En las partes altas del macizo del Llullaillaco la aridez, insolación y escasez de nubosidad aún son suficientemente intensivas como para imposibilitar una glaciación reciente hasta por encima de los 6.700 m. de altitud (véase sección 8.2, Weischet 1966, Miller 1976, Abele 1987, Messerli *et al.* 1993, Schrott 1994).

Para entender la morfodinámica periglacial en la parte alta del Llullaillaco, hay que considerar el régimen pluvial, además de los balances de radiación y de calor del suelo en diferentes pisos altitudinales y bajo diferentes pendientes y exposiciones, los cuales juegan un rol elemental. Lamentablemente todavía no están disponibles estos

datos climáticos del área de estudio. Sólo recientemente se ha tratado de llenar este vacío mediante una estación automática instalada en el pie occidental del Llullaillaco bajo dirección francesa. Las estaciones climáticas de la Dirección General de Aguas se encuentran todas mucho más bajas y a distancias entre los 125 km. (Peine, 2.480 m.) y 150 km. (Refresco, 1.850 m.). Además no se registran las temperaturas del suelo en estas estaciones.

A pesar de esto, se recurrió a datos climáticos registrados en el extremo septentrional del Salar de Atacama a unos 220 km. de distancia, con fin de alcanzar una caracterización climática del área. Estos datos fueron obtenidos entre 1991 y 1994 por Schmidt (1992) hasta casi los 6.000 m. de altitud en el marco del proyecto *Climaecología Atacama* (director: M. Richter, Erlangen), financiado por la Sociedad Alemana para la Investigación (DFG). Se utilizaron temperaturas medias en intervalos de media hora a lo largo de varios años, provenientes de las estaciones Jorquencal (4.270 m.), Yareta (4.920 m.) y Sairécabur (5.820 m.).

Mientras que respecto de las condiciones hídricas en el área de estudio quedan muchas preguntas abiertas, se pueden suponer condiciones de radiación comparables al norte del salar y en la zona de estudio. Debido a las condiciones básicas (lugar, altitud, geología, sustrato, vegetación, etc.), en principio también se debieran esperar temperaturas del suelo comparables. Mediciones climáticas durante varios días, efectuadas en el área de estudio en invierno tardío / primavera y verano tardío a diferentes altitudes, comprobaron la similitud esperada del clima edáfico de las zonas altas del dominio periglacial al norte y al sur del Salar de Atacama.

En septiembre y octubre de 1995 estaban disponibles para este fin sensores para la medición de la temperatura del suelo y registradoras de datos de la marca Thies. Con los mismos instrumentos se pudo realizar una secuencia de mediciones de tres semanas en el Paso de San Francisco (4.300 m.) a 150 km. más al sur, con el fin de diferenciar el área de estudio frente a los climas de lluvia invernal de dominio ciclónico. Estos instrumentos ya no estaban disponibles en febrero y marzo de 1996. Por ello, durante la segunda estadía en terreno se midieron a mano con instrumentos de AMR las temperaturas del suelo y la humedad y temperatura del aire con un termohigrógrafo simple. A pesar de las dificultades técnicas y metodológicas, la evaluación de los datos mostró que en conjunto con las observaciones en terreno ya se pueden obtener conclusiones suficientemente

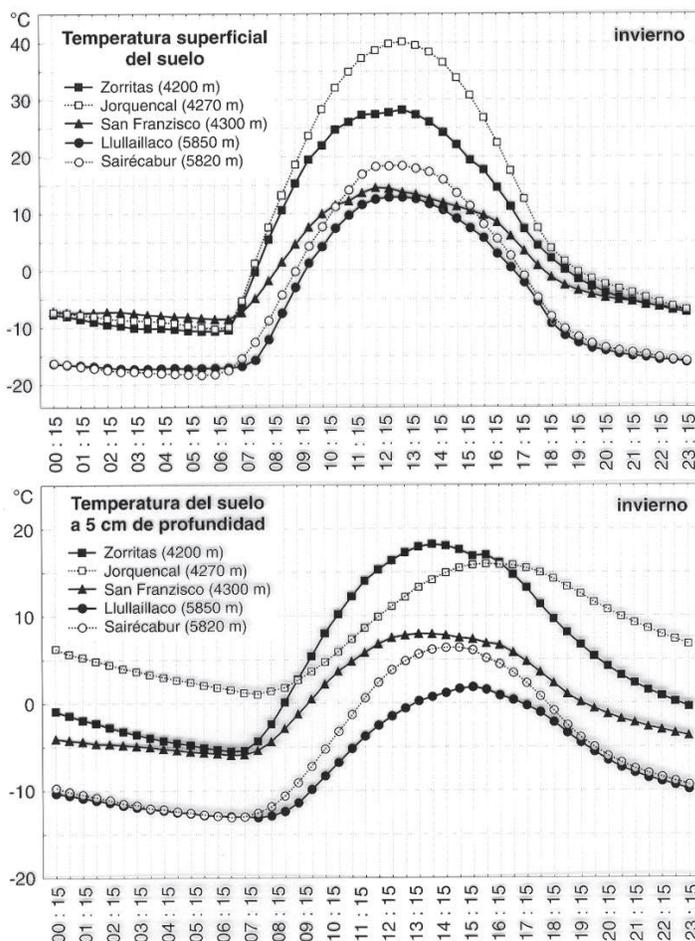
exactas acerca del clima (del suelo) en el área de estudio.

7.2. Comparación de los resultados

Una característica climatológica importante de los Andes tropicales marginales-subtropicales, es su clima de radiación extrema, aparte de la aridez marcada. La radiación extraterrestre es un 7% mayor en comparación con el verano del hemisferio Norte, porque sólo pocos días separan el solsticio de verano del perihelio actual (7 de enero). Como consecuencia de la ubicación en alta montaña (bajas pérdidas por extinción producto de una delgada capa de aire óptica) y la aridez extrema (muy bajo contenido de vapor de agua en el aire, y extrema escasez de nubosidad, aun por sobre los 4.000 m.), la radiación global alcanza valores mensuales y anuales extremos en el área de estudio: los máximos diarios medios de radiación global en diciembre, el mes de mayor radiación, se encuentran entre casi 1.200 y 1.300 W/m², dependiente de la altitud, es decir, el 90 a 94% de la constante solar (1.367 W/m²). En junio, el mes de menor radiación solar, aún se alcanzan unos 800 W/m² o más. Esto significa que los máximos de radiación en invierno del hemisferio Sur alcanzan en *todos* los días en promedio los valores de un día despejado de pleno verano en Europa Central. A pesar de las altas pérdidas debidas al sobrecalentamiento intensivo del suelo, poca nubosidad y aire seco, el balance total de radiación, que es de gran importancia para el clima edáfico, también presenta valores máximos muy altos a mediodía. Sin embargo, en las noches generalmente despejadas, las mínimas nocturnas alcanzan un promedio anual menor de -100 W/m². La insolación extrema durante el día y la irradiación libre por la noche suman una amplitud media diaria del balance total de radiación de casi 800 (!) W/m², en el promedio anual.

La transformación de la energía solar en calor sensible y latente se produce a través del suelo, que funciona como almacén intermediario. Los suelos iniciales libres de vegetación, son responsables del acoplamiento directo de las temperaturas superficiales del suelo a la evolución de la insolación en el curso del día: Los valores máximos del día se alcanzan durante o poco después del máximo de radiación global del mediodía (figura 5). El gran aporte de energía solar se refleja en las extraordinarias amplitudes diarias. Las máximas de temperatura medidas inmediatamente en la superficie, se encontraban a comienzos de febrero y a los 4.200 m. de altitud (Quebrada de las Zorritas) alrededor de 28°C, y las mínimas regularmente más de 10 K debajo de 0°C. Incluso a los 5.850 m. de altitud en el Llullaillaco, se

FIGURA 5



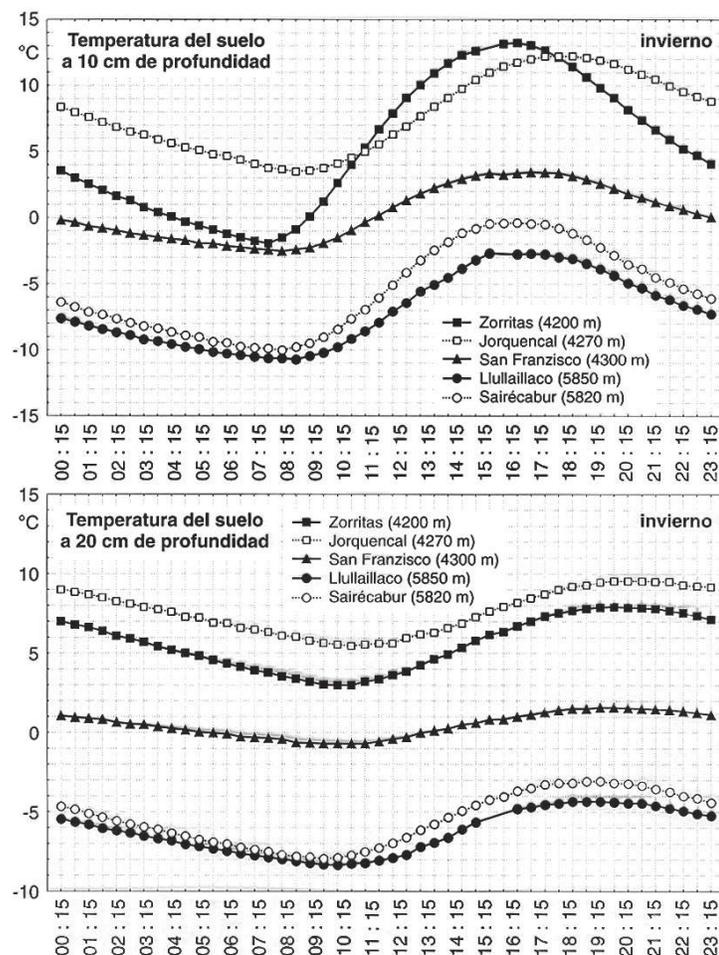
Evolución media diaria de las temperaturas superficiales del suelo y de la temperatura del suelo a 5 cm. de profundidad: comparación de las mediciones entre el 23/9 y 2/10/1995 en Las Zorritas (4.200 m.), San Francisco (4.300 m.) y Llullaillaco (5.850 m.), con los valores del mismo período de los años 1992 y 1993 de las estaciones Jorquencal (4.270 m.) y Sairécabur (5.820 m.).

descongela el suelo, por lo menos superficialmente durante el día (máxima del día: 12,5°C). De esta manera, las oscilaciones en la superficie durante el día alcanzan, en promedio, a los 4.200 m. de altitud casi 40 K, a los 5.850 m. de altitud todavía 28 K, lo que cabe destacar. Adicionalmente, se ha mencionado que al norte del Salar de Atacama, las mayores amplitudes diarias del año se dan en noviembre y diciembre con un valor mayor de 50 K a la altitud de la estación Jorquencal (4.270 m.). Las máximas de temperatura debajo de la superficie presentan un desfase respecto de la máxima superficial, que depende de la profundidad y de las propiedades del suelo (figura 6). La

temperatura a 20 cm. de profundidad alcanza su máxima muy tarde, entre las 20 y 21 hrs., y el valor extremo a 50 cm. (sin fig.) es muy débil y sólo se presenta el día siguiente por la mañana, entre las 7 y 11 hrs.

Concuerdan bastante bien las temperaturas medias del suelo de los lugares de medición más altos, en el Llullaillaco a los 5.850 m. y en el Sairécabur a los 5.820 m. de altitud: Son muy parecidas las temperaturas nocturnas del suelo en todas las profundidades. Sin embargo, hasta los 10 cm. de profundidad son un poco más bajas las máximas medias del día en el Llullaillaco. Ello se debe a una humedad inusitada del suelo

FIGURA 6



Evolución media diaria de las temperaturas del suelo a 10 y 20 cm. de profundidad: comparación de las mediciones entre el 23/9 y 2/10/1995 en Las Zorritas (4.200 m.), San Francisco (4.300 m.) y Lullailaco (5.850 m.), con los valores del mismo período de los años 1992 y 1993 de las estaciones Jorquencial (4.270 m) y Sairécabur (5.820 m.).

durante el período de medición –restos de nieve en lugares protegidos recordaron que había caído nieve una semana antes de la estadía en terreno–, de manera que agua de deshielo pudo infiltrarse algunos centímetros (permafrost) durante el día. Producto de su evaporación, aumenta la transmisión de energía en la superficie del suelo (disminución del Bowen Ratio, véase Richter y Schröder 1991), y las capas cercanas a la superficie se enfrían. Este efecto se pierde a 50 cm. de profundidad, difiriendo las medias diarias sólo en 0,1 K (-5,9 y -5,8°C).

A pesar de que cada noche se congela la superficie del suelo, a principios de primavera están

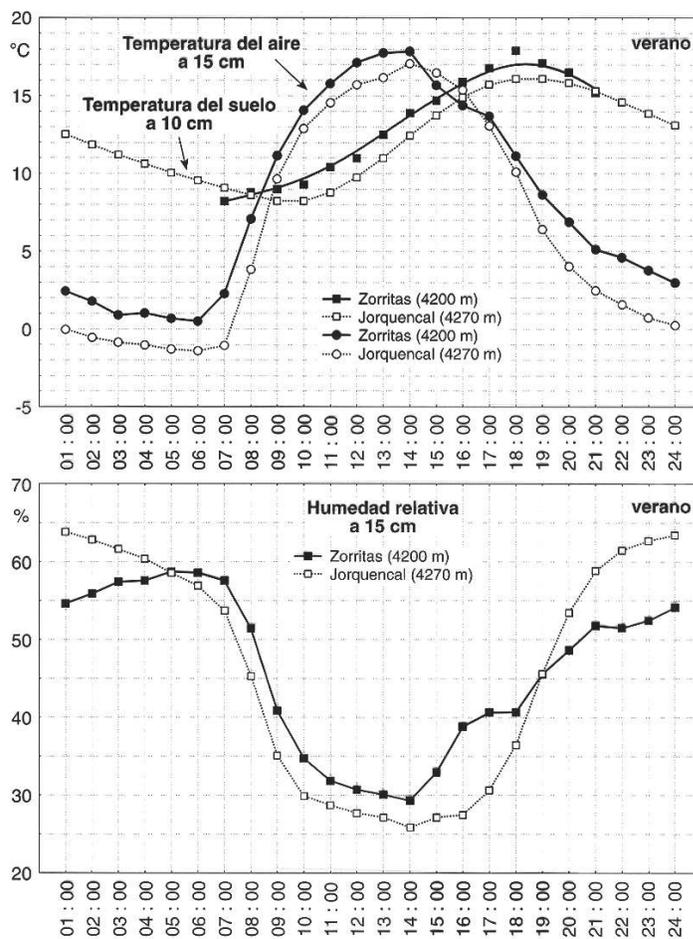
claramente por sobre el 0°C las temperaturas a 50 cm. de profundidad a altitudes de 4.200 m. (Las Zorritas) y 4.270 m. (Jorquencial), alcanzándose 6,1 y 7,0°C, respectivamente. En esta profundidad, las temperaturas medias de estas dos estaciones no difieren por más de 1 K a ninguna hora del día. Comparando las evoluciones de las temperaturas, se hace sentir el humedecimiento profundo del sustrato en la Quebrada de las Zorritas: La evaporación elevada provoca una disminución marcada en la temperatura superficial diaria. Sin embargo, a 5 y 10 cm. de profundidad el mejor acoplamiento energético en el suelo húmedo produce, en comparación con la estación Jorquencial,

un aumento en las amplitudes diarias y un desfase claramente reducido de la temperatura máxima respecto de la mayor insolación a mediodía. Cambia completamente la situación en el Paso de San Francisco: Tanto las máximas diarias de temperatura superficial como los promedios a 50 cm. de profundidad, se encuentran, respectivamente, 10-25 y 5-6 K debajo de los valores para las dos estaciones más septentrionales. Hasta qué punto ello sólo fue una consecuencia de condiciones meteorológicas particulares, lamentablemente no se pudo examinar mediante mediciones comparativas en verano.

Como ya se mencionó, en la segunda estadía en terreno sólo estaban disponibles termohigrógrafos

e instrumentos manuales para la medición de temperaturas del suelo. La figura 7 compara los resultados más importantes con las mediciones correspondientes de la estación Jorquencal: Como antes, las temperaturas de la estación de Las Zorritas (4.200 m.) a 15 cm. sobre y 10 cm. bajo la superficie, difieren por 1 a 2 K de lo registrado en la estación Jorquencal (4.270 m.). Teniendo en cuenta el período de tiempo muy corto de las secuencias de datos, esas diferencias pueden ser consecuencia de variaciones meteorológicas, a pesar de que las condiciones climáticas están estables durante todo el año en el área de influencia del anticiclón subtropical del sudeste del Pacífico. Por otra parte, la gran porción de insolación directa hace

FIGURA 7



Evolución media diaria de las temperaturas del aire a 15 cm. sobre la superficie, y de las temperaturas del suelo a 10 cm. de profundidad (arriba), y la evolución media diaria de la humedad relativa del aire a 15 cm. sobre la superficie (abajo): comparación de las mediciones entre el 15/3 y 22/3/1996 (aire) y del 18/3/1996 (suelo) en Las Zorritas (4.200 m.), con los valores del mismo período de los años 1992 a 1994 de la estación Jorquencal (4.270 m.).

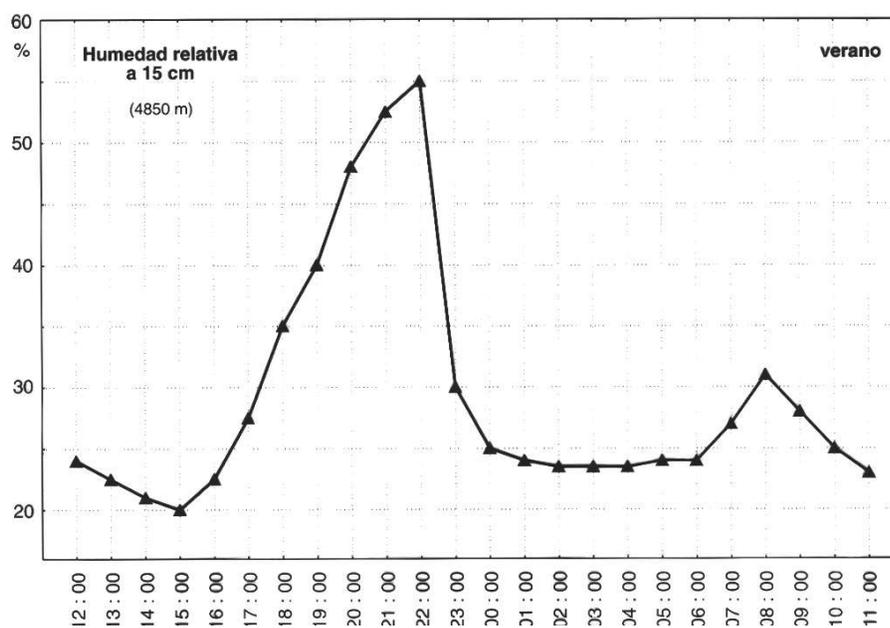
que pequeñas diferencias en la exposición jueguen un rol decisivo para el balance de radiación y temperatura: en la estación de Las Zorritas se midió en una vertiente levemente inclinada hacia el noroeste, en contraste con Jorquencal. La oscilación media diaria alcanza aún en verano tardío en ambos lugares valores de 17,4 a 18,5 K. En esta época, por lo menos las temperaturas a 15 cm. sobre el suelo a la altura de Las Zorritas, quedan sobre 0°C durante todo el día. A pesar de que las temperaturas de la estación de Las Zorritas sobrepasan las de Jorquencal levemente, la primera presenta humedades relativas del aire un poco más altas, con excepción de las horas de la noche, cuando las temperaturas más bajas de la estación de Jorquencal producen humedades relativas de hasta 65%. Sin embargo, una evaluación más en detalle muestra que esa diferencia fue causada por un ascenso marcado de la humedad relativa nocturna de los últimos dos días de medición, en el cual subió de un promedio de 50% a casi 100%. Al fin, fuertes nevadas forzaron la interrupción de las mediciones en terreno.

No obstante, las humedades relativas de los dos lugares se diferencian por una cuestión importante: Los valores máximos de Jorquencal se alcanzan a medianoche, mientras que el máximo de Las Zorritas coincide con la hora del mínimo de temperatura poco antes de la salida del sol, como es

de esperar. Este fenómeno destaca aún más a mayores altitudes, en donde también se presenta en el Llullaillaco: A los 4.900 m. de altitud, varias veces se registró una evolución extrema de la humedad relativa del aire tal como se puede apreciar en la figura 8. La humedad del aire aumenta rápidamente a partir de las 15 hrs. y llega a su máximo por la noche hacia las 22 hrs. Durante las dos horas siguientes, cae inesperadamente desde más de 50% a menos de 25%.

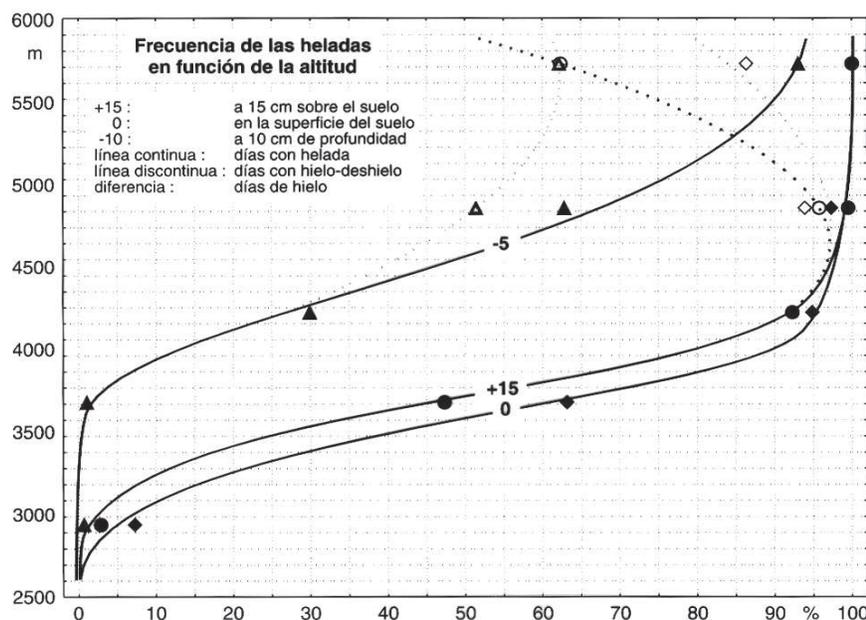
Para el área al norte del Salar de Atacama, se identificó este desarrollo extraordinario de la humedad relativa del aire en el curso del día, como un efecto de los vientos de vertiente y sus ciclos diarios. Esto indica que también en el caso del macizo del Llullaillaco, una circulación de vientos de vertiente juega un papel clave en el sistema climático andino: Es decisivo el desarrollo de una corriente de origen termooográfico entre la costa y la Cordillera Alta como consecuencia del fuerte recalentamiento diurno de las superficies rocosas que casi totalmente carecen de vegetación. El clima local entero se desarrolla en la capa base de esta corriente, de pocos cientos de metros de espesor. El viento es el principal portador de energía, dado que muy poca humedad está disponible para un transporte de energía latente. La velocidad del viento disminuye al atardecer, de manera que asciende rápidamente la humedad del aire, mientras

FIGURA 8



La humedad relativa del aire a 15 cm. sobre la superficie: la medición del 9/3 al 10/3/1996 de las estribaciones meridionales del Llullaillaco a los 4.850 m. de altitud.

FIGURA 9



Frecuencia de días con helada a 15 cm. de altura, en la superficie del suelo y a 5 cm. de profundidad, en función de la altitud sobre el nivel del mar.

la temperatura del aire desciende y la corriente del aire tiene carácter anabático. Cuando finalmente cambian los vientos de vertiente y comienzan a actuar las corrientes de aire catabáticas, se imponen en las cumbres cordilleranas para el resto de la noche los vientos sinópticos de la atmósfera libre con sus vientos secos del oeste. Por lo tanto, el máximo de humedad relativa del aire en la zona de las cumbres se presenta a comienzos de la noche y tiene un carácter moderado.

7.3. Intento de una zonificación altitudinal del clima edáfico

Debido a las secuencias de datos climáticos relativamente cortas, la caracterización climática del área de estudio tiene que ser un primer intento. No obstante, la comparación con los datos climáticos de varios años de las estaciones altas al norte del Salar de Atacama mostró una conformidad notable. Por encima de los 4.000 m., las condiciones climáticas de la vertiente occidental de los Andes tropicales marginales a subtropicales son mucho más parecidas de lo que se espera frente a las latitudes diferentes. Sólo en el Paso de San Francisco (27°S), las temperaturas a principios de primavera a 50 cm. de profundidad, casi no influidas por las condiciones meteorológicas,

sugieren un clima moderado de radiación y temperatura. Dado que esta observación es corroborada por los resultados de los levantamientos (clima-) morfológicos en terreno, seguramente se justifica la aplicación de la zonificación altitudinal del clima edáfico del área de las estaciones Jorquencal (4.270 m.), Yareta (4.920 m.) y Sairécabur (5.820 m.) a la zona de estudio.

De acuerdo con esto, aun durante el mes de menor frecuencia de heladas, ocurren heladas del suelo en más del 75% de los días en el piso de la cubierta vegetal máxima entre los 4.200 y 4.300 m. Hasta esas altitudes, se trata casi exclusivamente de heladas nocturnas. Sólo a partir de los 4.900 m. de altitud hay días en que las temperaturas no exceden de 0°C (días de hielo). A los 5.850 m. de altitud se presenta cada día una helada, pero la insolación alta hace que tan sólo en el 15% de los días del año, en promedio, se produzcan congelaciones permanentes en la superficie del suelo; aún a esta altitud, el 85% de los días son días con hielo-deshielo durante los que el suelo se descongela al menos superficialmente. A los 5 cm. de profundidad, este valor ya desciende a un 60%. Esto corresponde a las condiciones a 2 m. de altitud: Ahí se observa durante el 65% de los días, una congelación permanente, y en el 35%, alternancias de hielo-deshielo (figura 9).

El piso de máxima frecuencia de heladas superficiales coincide con la primera ocurrencia de heladas permanentes entre los 4.300 y 4.900 m., alcanzándose más de 350 (!) días con hielo-deshielo al año. Teniendo en cuenta las grandes amplitudes diarias de la temperatura, la deflación continua y la falta de una cubierta de nieve moderadora, desde el punto de vista climático, hay que esperar a esta altitud condiciones óptimas para una morfodinámica periglacial, con las temperaturas medias anuales alrededor de los 5°C (Weise 1983). Sin embargo, parece que con el aumento en la disponibilidad de agua precipitada hacia arriba, la zona central de la meteorización se eleva a por encima de los 5.000 m. de altitud. Habla en favor de ello el hecho de que, a menores altitudes, la profundidad de penetración de las heladas se restringe a la capa superior del suelo, pocos centímetros en profundidad: A 5 cm. debajo de la superficie del suelo, se producen heladas sólo a partir de los 3.700 m., en el promedio del año, y el piso altitudinal de mayor frecuencia de heladas asciende hasta los 5.600 a 6.000 m. de altitud.

8. LOS PISOS ALTITUDINALES Y LA MORFOGENESIS DEL LLULLAILLACO

8.1. Los pisos periglaciales del Llullaillaco

Los climas holocénico y reciente son responsables de la zonificación altitudinal del Llullaillaco. En la sección 8.2 se tratará el clima holocénico, que juega un papel esencial para la morfogénesis; la sección presente se restringe a los climas subreciente –desde unos 5.600 años antes del presente– y reciente.

Pese a su gran importancia para los fenómenos periglaciales, aún son muy escasos los conocimientos acerca del clima subreciente. Las clasificaciones e indicaciones de Porter (1981), Heine (1985), Mercer (1985), Markgraf (1985), Stingl y Garleff (1985), Villegran (1988), Villegran y Varela (1990) y Grosjean, Messerli y Schreier (1991) se refieren a la fase altiglacial de la glaciación Würm y las fluctuaciones de humedad y temperatura postglaciales hasta 5000 A.P., aproximadamente. Para el holoceno joven en el valle de Elqui (30°S), Veit (1991, 1998) indica condiciones cálidas, semiáridas, temporalmente húmedas, con una baja de temperatura de 1 a 2 K. El período entero se caracteriza por una leve aridización. Según Garleff *et al.* (1991), en el lado occidental de la Cordillera de los Andes a 30°S, se insinúa una fase más húmeda a partir de 3000 A.P. Dado que esta zona se encuentra en la zona de vientos del oeste

ciclonales extratropicales, el máximo de la fase húmeda puede haber causado efectos dilatados en el Llullaillaco, a unos 5 a 6° de latitud más al norte.

En la Quebrada de las Zorritas a 4.000 m. de altitud fue cartografiada y luego datada, una terraza arcillo-limosa con cintas delgadas de humus y depósitos de torrente intercalados (figura 10). En su perfil se sacó un total de 20 muestras, de las cuales cuatro fueron datadas con el método de ^{14}C ³. Las acumulaciones sucedieron en un período entre $2436,8 \pm 49$ años A.P. y $1593,1 \pm 36$ años A.P. En un período de 850 años, aproximadamente, fueron depositadas 18 capas intercaladas de arcilla y humus. Las dataciones de las dos muestras que se encuentran aproximadamente en la mitad del ciclo de acumulación, indican que se trata de un ritmo relativamente regular de acumulaciones de arcilla y humus (tabla 2). Dado que varios depósitos de torrente lenticulares están intercalados irregularmente, se puede suponer que deben haber ocurrido varios desagües intensos. Después de esta fase de desagües más fuertes y acumulaciones lacustres tranquilas, las condiciones climáticas convergieron a las actuales. Dado que en el presente la vegetación muestra coberturas muy bajas, carecen casi completamente de vegetación los derrubios de vertiente que actualmente se encuentran en la superficie (acumulación de los últimos 1.500 años). Por lo tanto, los errores en las dataciones ^{14}C debidos a raíces más jóvenes deben ser insignificantes o nulos. Por ello, las dataciones ^{14}C en la zona central de Atacama se caracterizan, producto del clima, por una fiabilidad que no puede ser alcanzada en otras zonas de la Tierra. Habiendo usado además el error 2-sigma, las dataciones poseen una gran exactitud.

Tabla 2

Dataciones ^{14}C de sedimentos arcillo-limosos de una terraza a los 4.000 m de altitud en la Quebrada de las Zorritas

Muestra	Edad A.P.	Edad calendario calibrada, error 2σ	de promedio, error 2σ
tn-1	$1593,1 \pm 36$	412 - 550	481 ± 69
tn-9	$2097,9 \pm 42$	194 - 0	97 ± 97
tn-11	$2214,4 \pm 42$	382 - 176	275 ± 103
tn-18	$2436,8 \pm 49$	762 - 400	581 ± 181

³ Se agradecen las dataciones ^{14}C al profesor KRETSCHMER y al señor MORGENTROTH de la cátedra de Física Experimental de la Universidad de Erlangen-Nürnberg.

FIGURA 10

LIMOS LACUSTRES EN LA QUEBRADA DE LAS ZORRITAS A 4.000 M.



Este período más húmedo juega un papel decisivo en el desarrollo de las formas periglaciales. Las temperaturas en el área del Llullaillaco son tan bajas que en el presente puede caer nieve hasta los 4.000 m. de altitud, por lo cual una mayor humedad y una eventual transición de precipitaciones esporádicas a periódicas significan que en ese tiempo se podían formar regularmente cubiertas de nieve. La mayor humedad bajo temperaturas constantes o parecidas debe haber estimulado los procesos formadores periglaciales y aumentado la denudación de vertiente. Sólo de esta manera se puede explicar el hecho de que se observan suelos de sustrato ordenado hasta una altitud de 3.900 m., a pesar de que hasta los 4.300 m. no existen formas recientes en las planicies. Este piso inferior, cuyo límite superior en el Llullaillaco se encuentra a los 4.300 m. de altitud, fue denominado por Veit (1991) a los 30°S, piso de movimientos de material de poca profundidad (Piso Altitudinal Subandino). Su límite superior se encontró a los 3.500 m. En el Llullaillaco, se debe tratar de un piso en reposo de formación periglacial casi completo en las planicies, producto de la mayor aridez. En vertien-

tes de fuerte pendiente, sin embargo, se observan bancos de piedra hacia abajo hasta los 4.100 m. de altitud, cuyo cubrimiento fue iniciado en el tiempo subreciente y que predominantemente fueron retocados por procesos gravitativos. La combinación de estos procesos junto a la acción permanente de procesos eólicos y en parte el lavado esporádico, produjo en total la denudación de las vertientes en las terrazas de al menos 1.500 años de edad, de manera que el área entre los 4.100 y 4.300 m. puede ser denominada zona de criodenudación. A partir de los 4.300 m., se presentan más ampliamente las formas pequeñas de la formación de suelos estructurados. Además de las franjas de piedras y polígonos débiles, se puede observar el engranaje de bancos de piedra y crioplanación. No sólo los ejes en profundidad de las fracciones gruesas sobre las superficies planas están orientados verticalmente, sino que esto también se observa en el área de los bloques cubiertos. Esta área denominada Piso Altitudinal Andino por Veit (1991), termina en el Llullaillaco a los 4.700 m. en el lado chileno, y a los 4.950 m., aproximadamente, en el lado argentino más árido (tabla 3).

Tabla 3

Zonificación altitudinal reciente del Llullaillaco en el lado noroccidental chileno

Altitud (m.)	Piso altitudinal reciente	Procesos y formas geomorfológicas recientes
6.300 - 6.739	Piso Periglacial Superior	Superficies de congelifración <i>in situ</i> con procesos desconocidos
5.800 - 6.300	Piso Periglacial Medio	Movimientos de material de poca profundidad con predominio de lavado en superficies de congelifración y terrazas de soliflucción; penitentes de nieve y nevé quebrado aislados
4.700 - 5.800	Piso Periglacial Inferior	Movimientos de material profundos (hasta el frente del permafrost), predominan soliflucción, formación de vertientes rectilíneas y de suelos estructurados
4.300 - 4.700	Piso Andino	Movimientos de material de poca profundidad con formas periglaciales incipientes y predominio de congestión de bloques; crioplanación
4.100 - 4.300	Piso Subandino / Andino	En las vertientes: movimientos de material débiles debidos a las heladas; criodenudación en superficies planas
menos de 4.100	Piso Subandino	Ausencia de movimientos de material debidos a las heladas

Nota: Los pisos altitudinales del lado suroriental argentino se encuentran unos 200 a 300 m. más arriba, producto de la mayor aridez. Sólo a partir de los 6.100 m., aproximadamente, se observa una igualización.

Más arriba sigue el Piso Periglacial propiamente tal. Ahí dominan la soliflucción, la formación de suelos estructurados y de vertientes rectilíneas. En la parte inferior aún se observa un gran número de bancos de piedra. La zona de formación óptima de bancos de piedra coincide aproximadamente con el límite superior del piso andino. A continuación son los movimientos solifluidales que modelan la superficie cada vez más. El piso de formación óptima de estos, se encuentra entre los 5.100 y 5.400 m. en el lado chileno y entre los 5.350 y 5.700 m. en el lado argentino, alcanzándose altos de frente de hasta 1 m. Hacia arriba, los altos de los lóbulos de soliflucción disminuyen de manera relativamente rápida. Esto supuestamente se debe sobre todo al hecho de que el permafrost continuo obstaculiza movimientos más intensivos. En marzo el frente de helada se encontró a 50 cm. de profundidad a los 5.400 m. de altitud, y a 30 cm a los 5.850 m. Comparando las mediciones climáticas en el Llullaillaco con aquellas del Sairécabur, las temperaturas máximas diarias del suelo a 5 y 10 cm. de profundidad son 2 a 3 K más bajas en las mediciones de invierno tardío que en verano tardío, pero a 20 cm. de profundidad sólo 1 K más bajas. Entre los 30 y 40 cm. de profundidad, las temperaturas deberían haber-

se igualado. Esto tiene como consecuencia que el frente del permafrost en el Llullaillaco y Sairécabur se encuentra aproximadamente en la misma profundidad. Por lo tanto, se puede suponer que el frente del permafrost está a 50 cm. a los 5.500 m. de altitud en el Sairécabur. A los 5.850 m., las diferencias deberían haber desaparecidos.

En la parte baja del piso periglacial raras veces se observan fenómenos de lavado. Luego, a partir de los 5.800 m., se observa que surcos de erosión modelan los lóbulos de soliflucción en mayor medida. En contraste a Veit (1991), quien pudo observar fenómenos de lavado en el piso periglacial entero, se distinguió entre los Pisos Periglacial Inferior con poco a nulo lavado, y Periglacial Medio caracterizado predominantemente por el lavado. Hacia mayores altitudes, las formas de meteorización *in situ* expanden en extensión. Las superficies de congelifración lavadas predominan en el modelado. El levantamiento cartográfico sólo pudo ser efectuado hasta los 6.300 m., por razones meteorológicas. Las formas de lavado ya empiezan a suspenderse a esta altitud, y las superficies de congelifración definen el aspecto exclusivamente. Queda pendiente hasta qué punto existe una asociación con otros procesos formadores en el Piso Periglacial Superior.

8.2. La morfogénesis del Lullaillaco

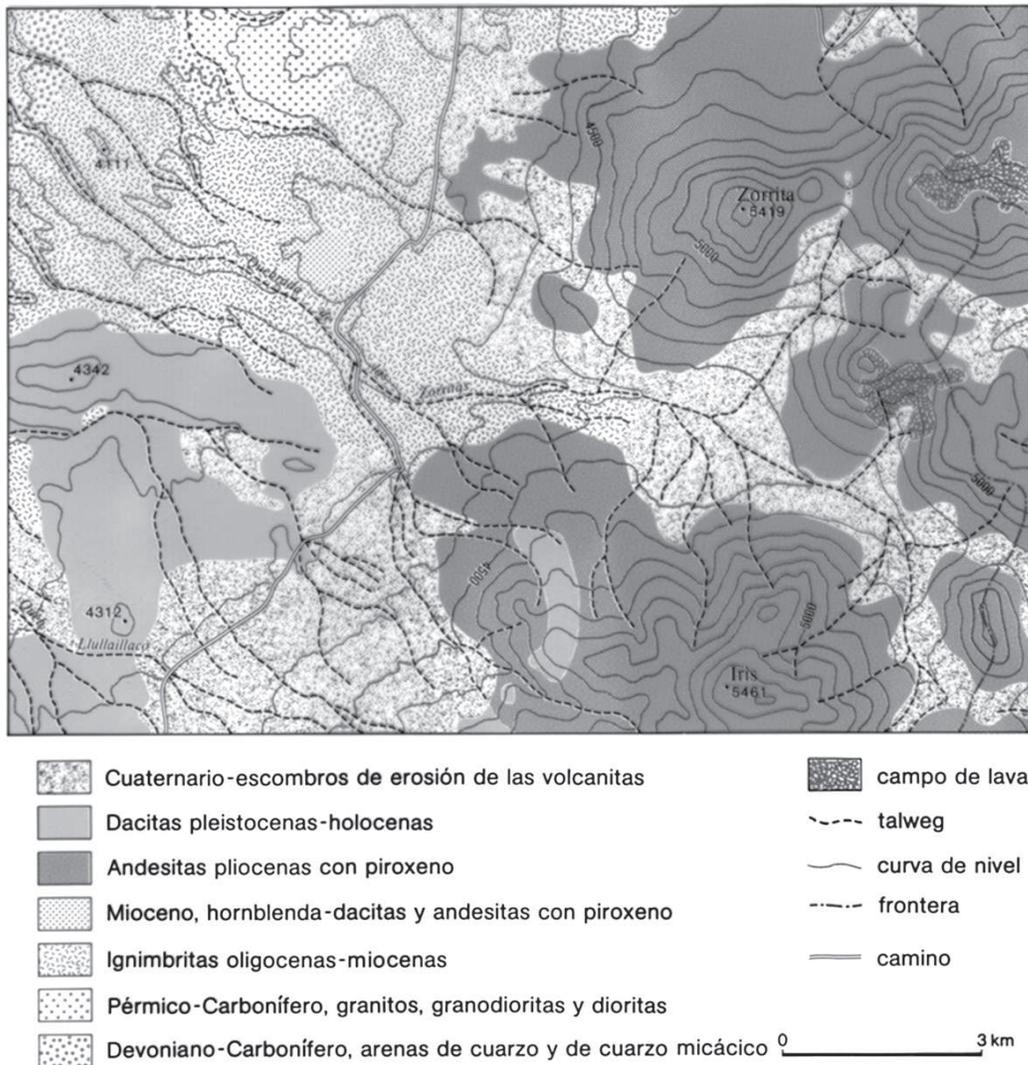
El Lullaillaco es una forma volcánica edificada desde el terciario medio (González-Ferrán 1995). Sus más antiguas volcanitas yacentes cerca de la superficie, son las ignimbritas oligocenas a miocenas en el curso medio de la Quebrada de las Zorritas (figura 11). Se encuentran fuera de la forma convexa del Lullaillaco y están en gran parte cubiertas de volcanitas jóvenes y escombros de erosión neógenos/cuaternarios. Afloran en la superficie en algunas partes de las faldas de la Quebrada de las Zorritas. No se pueden sacar conclusiones fiables acerca de los procesos de for-

mación oligocenos a miocenos en las ignimbritas, ya que las faldas del valle y los aplanamientos en las planicies vecinas tienen menor edad.

La siguiente fase eruptiva fue en el mioceno. En ésta, se produjeron hornblenda-dacitas y andesitas con piroxenos de manera local en los alrededores del Mistral (5.015 m., al suroeste del Lullaillaco; figura 3). El área de producción de las volcanitas miocenas también se encuentra fuera de la forma convexa actual del Lullaillaco. Constituye una forma de construcción local e independiente, cuya relación morfogenética con las ignimbritas más antiguas no pudo ser comprobada, debido a la separación geográfica. La presen-

FIGURA 11

LA GEOLOGIA DEL AREA DE LA QUEBRADA DE LAS ZORRITAS.



cia actual del Mistral no muestra formaciones claras de vertientes rectilíneas. Su carácter global tiene que ser clasificado como levemente convexo en la parte superior de la vertiente (con radios de curvatura grandes, $r = 600 - 3.000 \text{ m.}$). El área de formas convexas está caracterizada por superficies de congelifracción que se transicionan hacia lóbulos de solifluxión en la parte superior de la vertiente. Hacia la parte media de la vertiente, están asociados con estos bancos de piedra. La parte inferior de la vertiente consiste en curvaturas levemente cóncavas, caracterizadas principalmente por fenómenos de crioplanación.

La siguiente fase eruptiva se desarrolla en el plioceno. Las andesitas con piroxenos producidas en este período, cubren toda el área al norte del Llullaillaco, con excepción de los valles. Las cumbres en muchos casos alcanzan altitudes por sobre los 5.000 m., siendo el Cerro Iris, de 5.461 m. de altitud, el punto más destacado (fig. 3). Pese a que son más jóvenes que las volcanitas del Mistral, las faldas del Iris se caracterizan por vertientes rectilíneas muy marcadas (figura 12). También las andesitas pliocenas se encuentran fuera del área de la forma convexa del Llullaillaco mismo. Sus grandes altitudes a veces ya se deben al cubrimiento con volcanitas más jóvenes provenientes

del Llullaillaco, las cuales protegieron contra la erosión especialmente la zona al sur del Cerro Iris. Dado que todas las volcanitas más jóvenes no presentan siquiera una formación incipiente de vertientes rectilíneas, hay que suponer que un desarrollo muy marcado de las vertientes rectilíneas en el macizo del Iris sólo podía producirse como consecuencia de la edad pliocena. A pesar de la gran altitud –aproximadamente el 70 a 80% de la zona se encuentra por encima de los 4.500 m.– no existe ningún testimonio de una glaciación. La mayoría de las vertientes rectilíneas está desarrollada hasta la divisoria de las aguas, de manera que ya no existen escarpes de congelifracción. Por otra parte, en volcanitas más jóvenes de la cumbre principal del Llullaillaco, sí existen huellas de una glaciación en una altitud comparable. Las diferencias en el génesis supuestamente se deben a que la zona de acumulación del nevé (o de los glaciares fríos - véase más adelante) se ubicaba por encima de los 5.400 m. Consecuentemente no se pudieron formar superficies de nevé en el macizo del Iris, siendo la erosión exarativa criógena insignificante y en grandes partes inexistente. La formación periglacial de vertientes rectilíneas iba desarrollándose a través del pleistoceno entero con sus oscilaciones climá-

FIGURA 12

VERTIENTES RECTILINEAS EN EL CERRO IRIS



ticas. Se puede suponer que el desarrollo de las vertientes rectilíneas sigue funcionando aún en tiempos recientes. Los valles en el área de las andesitas pliocenas presentan en su mayoría un relleno que consiste en escombros de erosión cuaternaria procedentes de estas volcanitas. Cuando se produce el disectamiento hasta volcanitas más jóvenes en una cuenca fluvial, se genera el intercalamiento y la mezcla de estos productos de la erosión (curso superior de la Quebrada de las Zorritas a los 4.800 m. de altitud). La edificación de la forma convexa del Llullaillaco mismo comienza con la producción de cuarzo-biotita-dacitas plioceno-pleistocenas, cuya distribución se representa en el mapa geológico del Llullaillaco (figura 3; masas deslizadas más jóvenes y el retocamiento periglacial no son consideradas). Un cráter en el área del plateau occidental a unos 6.100 m. de altitud se puede relacionar claramente a una fase de producción. Las cuarzo-biotita-dacitas se acumularon sobre las andesitas pliocenas. No se pueden dar indicaciones fiables del espesor de las cuarzo-biotita-dacitas jóvenes, porque no se conoce la altitud de las andesitas del área de la cumbre principal.

El plateau, constituido por las cuarzo-biotita-dacitas plioceno-pleistocenas, comienza debajo de volcanitas más jóvenes a los 6.400 m. de altitud, y baja en el lado chileno de manera relativamente lenta hasta los 6.000 m., aproximadamente. (En esas altitudes está completamente cubierto el lado argentino de volcanitas más jóvenes.) Las formas de mesorrelieve se caracterizan, en términos generales, por ser muy llanos y extensos. Con los procesos aplanadores del relieve están correlacionados los sedimentos de los piedemontes del área chilena en el noroeste y oeste de la cumbre principal, los cuales se representan en figura 3 como escombros de erosión cuaternarios. Las líneas de cresta de los piedemontes retocados por la denudación y, en una fase de formación del relieve más joven, por la acción fluvial, fueron cartografiados como morrenas por Grosjean, Messerli y Schreier (1991). Ello llevó a la proposición errónea de una glaciación masiva de la cumbre principal en tres fases, de la cual no existe evidencia clara. El carácter planar sólo puede haberse desarrollado en el plioceno superior y pleistoceno antiguo, ya que la edificación de las altitudes superiores a los 6.000 m. se produjo lo más pronto en el plioceno, y los piedemontes que alcanzan los 4.800 a 5.000 m., están formados en su capa superior de escombros de erosión de las cuarzo-biotita-dacitas. Queda abierto hasta qué punto se reactivaron antiguos sistemas de formación de pla-

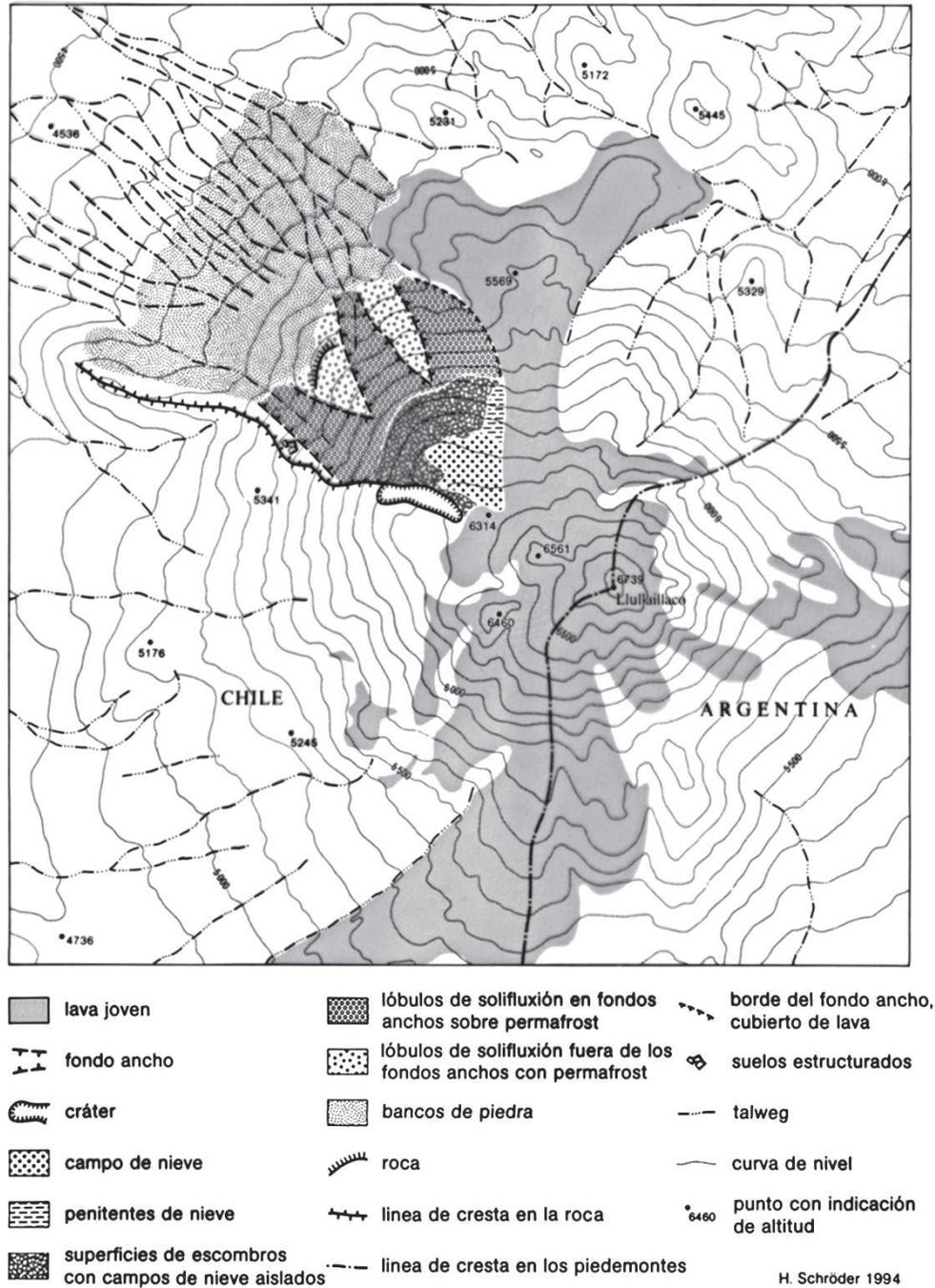
nicies y de valles, tal como aquellos documentados por Herve (1987), Abele (1989) y Fischer (1991), porque se desconoce la superficie de los escombros de erosión de las andesitas pliocenas en el área del Llullaillaco. Durante las fases húmedas del pleistoceno se produjo un aumento en la erosión fluvial, dado que los sedimentos de los valles son muy jóvenes y en la reconstrucción de valles de forma de V hay que suponer espesores de sedimentos de varias decenas de metros. Los períodos húmedos mencionados pueden deberse tanto a una mayor incidencia de corrientes de aire tropical monzónico desde el altiplano durante los períodos cálidos, como a una mayor frecuencia de corrientes ciclónicas durante los períodos fríos.

En la reconstrucción de las glaciaciones pasadas, los autores siempre se refieren a la extensión máxima de la última glaciación (Stingl y Garleff 1985, Garleff y Stingl 1985, Heine 1985, Kessler 1985, Kuhle 1985, Garleff *et al.* 1991, Graf 1991, Grosjean, Messerli y Schreier 1991 y Messerli *et al.* 1992). Sólo para la cordillera oriental boliviana existen conocimientos más detallados de varias extensiones máximas de las glaciaciones y sus fases de retroceso (Jordan 1985, Rafiqpoor 1994). Las informaciones muy escasas sobre el pleistoceno medio y antiguo en Atacama se explican por varias razones:

- Se debe haber tratado de una zona muy seca durante todo el pleistoceno, donde los glaciares –si existentes– se caracterizaban por tasas de exaración relativamente bajas.
- Las escasas formas glaciales desarrolladas, fueron casi completamente destruidas durante los interglaciales producto de los intensivos procesos periglaciales.
- Las pendientes en el área de los volcanes son, en gran parte, bastante fuertes, aumentando la intensidad de los procesos periglaciales, fluviales y gravitativos.
- Un gran número de volcanes estaba activo durante el pleistoceno entero, retocando todas las formas más antiguas.

Lo que se puede adscribir al altiglacial y tardiglacial, son los fondos anchos en el sentido de Lehmkuhl (1991/1992) en el lado noroccidental chileno (véase figura 13). Según Lehmkuhl, el desarrollo de fondos anchos está vinculado a glaciares del tipo frío-árido. En el Llullaillaco hay que suponer más bien campos de nieve en el área de acumulación, porque la forma de vertiente convexa no fue exarada. En la zona de ablación se produjeron bajas intensidades de exaración, produciéndose una tendencia a la formación glacial, lo cual puede indicar el límite inferior de la zona

FIGURA 13

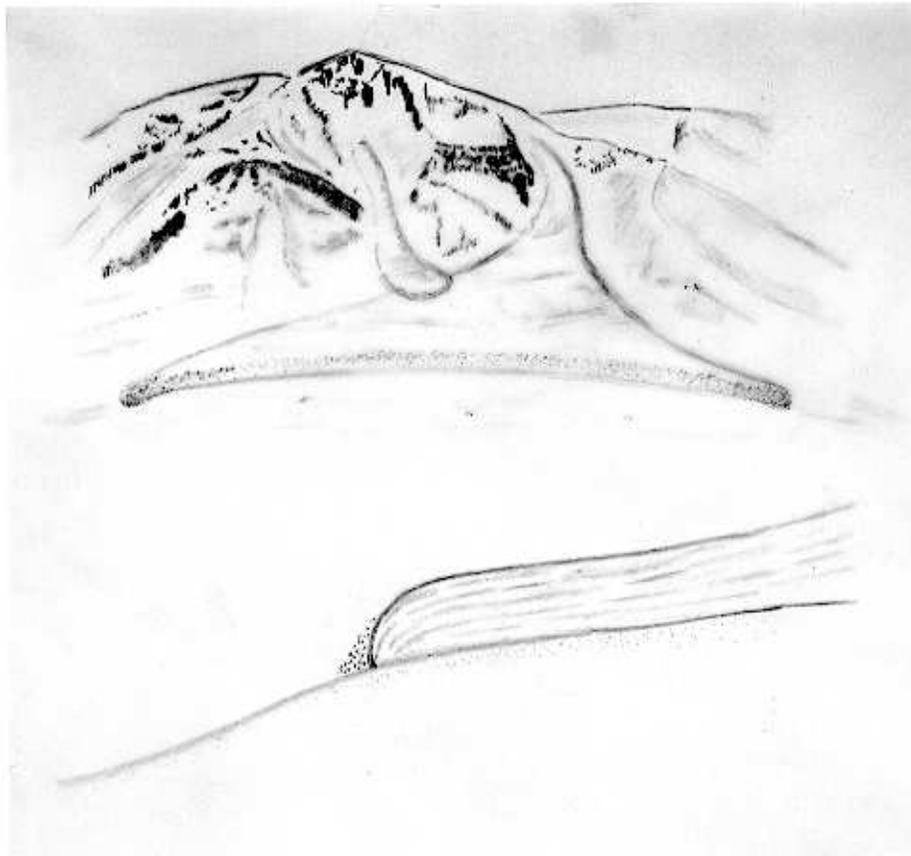
FONDOS ANCHOS DE LA VERTIENTE NOROCCIDENTAL
DEL LLULLAILLACO

pergélida durante el altiglacial. La línea de nevé también sólo es reconocible en la vertiente noroccidental. Se encontraba entre los 5.600 y 5.700 m. de altitud. Todos los fondos anchos terminan en

la misma altitud, a los 5.100 m. Las masas de lava de Lullaillo II se derramaron sobre el fondo ancho septentrional y, por lo tanto, son más jóvenes. El calor geotérmico producido durante

FIGURA 14

CROQUIS DE LAS MASAS DESLIZADAS PARECIDAS A UNA CORRIENTE DE BARRO;
LADO CHILENO DEL COLLADO MERIDIONAL DEL LLULLAILLACO



esa erupción puede ser la causa del derretimiento repentino de las masas de hielo. Tanto los sedimentos de los valles como las formas glaci-fluviales en las partes inferiores de los fondos anchos, las cuales constituyen una transición hacia los valles, indican tal derretimiento repentino.

Se determinó la edad de las magmatitas de Llullaillaco I a 41.000 ± 1.000 años y la de Llullaillaco II a 5.600 ± 250 años, análisis efectuado en la Universidad de Amsterdam a través del helio cosmogénico⁴. Debido a la altitud de los lugares de muestreo de más de 5.000 m. de altitud, existe una alta fiabilidad del método. Se pueden excluir influencias vegetales y glaciales. Además hay condiciones óptimas respecto de la exposición y el clima. La edad de Llullaillaco I de

41.000 ± 1.000 años es relevante desde el punto de vista morfogenético, porque este período no ha sido suficiente para un desarrollo incipiente de una vertiente rectilínea.

En el área argentina entera y en el sudoeste en el lado chileno no es cartografiable ninguna evidencia de glaciares del período altiglacial. Grosjean, Messerli y Schreier (1991) y Messerli *et al.* (1992) registraron morrenas débiles a los 4.900 m., 5.100 m. y 5.500 m. de altitud. Sin embargo, una cartografía más exacta y el análisis de los sedimentos y de la morfografía revelaron que se trata de masas deslizadas parecidas a una corriente de barro (figura 14), las cuales se presentan en todas partes donde no hay fondos anchos.

En consecuencia, parece evidente que el calentamiento geotérmico durante el derrame de las lavas de Llullaillaco II hace 5.600 ± 250 años en el área de los fondos anchos era menor, por lo cual no se produjeron deslizamientos parecidos a co-

⁴ Se agradecen las dataciones al Dr. Tibor J. DUNAI, de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Amsterdam.

rrientes de barro al descongelarse permafrost y nevé. Ello, sí, ocurrió en las demás partes del Llullaillaco, destruyendo así las formas glaciales antes existentes. Las masas deslizadas son más jóvenes que Llullaillaco I, ya que en el sector Este se encuentran se encuentran acumuladas por encima de esas masas de lava.

Desde Llullaillaco II hace 5.600 ± 250 años, se ha producido un intenso retocamiento de todas las formas por procesos periglaciales y en mayores altitudes también por el lavado. Por ello, los sedimentos de valle subyacentes –en los cuales no se encontró material apto para una datación– son formaciones correlacionadas al volcanismo de Llullaillaco. Los sedimentos de valle pendientes se deben a una oscilación de la humedad entre los 2.500 y 1.600 años A.P. El desarrollo de los fondos anchos posee una edad máxima de 41.000 años. Las formas periglaciales y de la red de drenaje en las masas deslizadas tienen, como máximo, 5.600 años de edad, siendo la haloclastia de gran importancia para el desarrollo de las formas (Schröder, Makki y Ciutura 1996).

BIBLIOGRAFIA

- ABELE, G. (1987): Die nordchilenisch-peruanische Andenwestabdachung. Eine Landschaft der Extreme. *Geographische Rundschau*, 39 (2): 98-106.
- ABELE, G. (1989): Hygrisches Klima und Talbildung auf der Westflanke der Zentralen Anden. *Geoökodynamik*, 10: 253-276.
- FISCHER, K. (1991): Oberpliozäne-pleistozäne Talbildung auf der Westabdachung der mittleren Anden zwischen 18° und 27° südlicher Breite. *Bamberger Geogr. Schriften*, 11: 69-80.
- GARDEWEG, M., CORNEJO, P., y J. DAVIDSON (1984): Geología del Volcán Llullaillaco, Altiplano de Antofagasta, Chile. *Rev. Geol. Chile*, 23: 15-31.
- GARDEWEG, M., RAMIREZ, C. F., y DAVIDSON, J. (1993): Mapa Geológico del Area del Salar de Punta Negra y del Volcán Llullaillaco. Santiago de Chile. Servicio Nac. Geol. y Minería, 5.
- GARLEFF, K., SCHÄBITZ, F., STINGL, H., y H. VEIT (1991): Jungquartäre Landschaftsentwicklung und Klimageschichte beiderseits der Aride Diagonale Südamerikas. *Bamberger Geogr. Schriften*, 11: 359-394.
- GARLEFF, K., y H. STINGL (1984): Neue Befunde zu jungquartären Vergletscherungen in Cuyo und Patagonien. *Berliner Geogr. Abh.*, 36: 105-112.
- GARLEFF, K., y H. STINGL (1985): Höhenstufen und raumzeitliche Veränderungen in den argentinischen Anden. *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, (11/12): 1701-1707.
- GARLEFF, K., y H. STINGL (Eds., 1991): *Südamerika. Geomorphologie und Paläökologie im jüngeren Quartär*. *Bamberger Geogr. Schriften*, 11, 394 pp.
- GONZALES-FERRAN, O. (1995): *Volcanes de Chile*. Santiago.
- GRAF, K. (1991): Ein Modell zur eiszeitlichen und heutigen Vergletscherung in der bolivianischen Westkordillere. *Bamberger Geogr. Schriften*, 11: 139-154.
- GROSJEAN, M., MESSERLI, B. y H. SCHREIER (1991): Seenhochstände, Bodenbildung und Vergletscherung im Altiplano Nordchiles: Ein interdisziplinärer Beitrag zur Klimageschichte der Atacama. Erste Resultate. *Bamberger Geogr. Schriften*, 11: 55-108.
- HEINE, K. (1985): Jungquartäre Klimaschwankungen auf der Südhalbkugel. *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, (11/12): 1751-1768.
- HERVE, M. (1987): Movimiento Normal de la Falla Papos, Zona de Falla Atacama en el Mioceno, Chile. *Rev. Geol. Chile*, 31: 31-36.
- JORDAN, E. (1985): Holozäne Gletscherschwankungen in den bolivianischen Kordilleren. *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, (11/12): 1585-1609.
- KESSLER, A. (1985): Zur Rekonstruktion von spätglazialen Klima und Wasserhaushalt auf dem peruanisch-bolivianischen Altiplano. *Zschr. Gletscherkunde u. Glaziologie*, 21: 107-114.
- KUHLE, M. (1985): Spuren der hocheiszeitlichen Gletscherbedeckung in der Aconcagua-Gruppe ($32-35^\circ$ S). *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, (11/12): 1635-1646.
- LEHMKUHL, F. (1991/92): Breitböden als glaziale Erosionsformen - ein Bericht über Vergletscherungstypen im Qilin Shan und Kunlun Shan (China). *Zschr. Gletscherkunde und Glaziologie*, 27/28: 51-62.
- LINDER, W. (1993): Interpolation und Auswertung digitaler Höhenmodelle mit Methoden der digitalen Bildverarbeitung. *Das Programmsystem MODELL*. *Vehtaer Stud. z. Angew. Geogr. u. Regionalwiss.*, 9: 31-37.
- MARKGRAF, V. (1989): Paleoclimates in Central and South America since 18000 B.P. based on pollen and lake-level records. *Quat. Science Rev.*, 8: 1-14.
- MERCER, J. H. (1985): Changes in the ice cover of temperate and tropical South America during the last 25,000 years. *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, (11/12): 1661-1665.
- MESSERLI, B., *et al.* (1992): Die Veränderungen von Klima und Umwelt in der Region Atacama (Nordchile) seit der letzten Kaltzeit. *Erdkunde*, 46: 257-272.
- MESSERLI, B., *et al.* (1993): Climate change and natural resource dynamics of the Atacama Altiplano during the last 18,000 years: a preliminary synthesis. *Mountain Research and Development*, 13 (2): 117-127.
- MILLER, A. (1976): The Climate of Chile. En: *Schwerdtfeger: The Climates of Central and South America*: 113-133.
- PORTER, S. (1981): Pleistocene glaciation in the Southern Lake District of Chile. *Quat. Res.*, 16: 263-292.
- RAFIQPOOR, M. D. (1994): Studium zur Morphodynamik in der Höhenstufe der Apolobamba-Kordillere (Bolivien). = *Erdwiss. Forschung XXXI*, Stuttgart.
- RICHTER, M. (1996): Klimatologische und pflanzenmorphologische Vertikalgradienten in Hochgebirgen. *Erdkunde*, 50: 205-238.
- RICHTER, M., y R. SCHRÖDER (1991): Klimatologische und vegetationskundliche Höhengradienten im Death Valley National Monument. *Erdkunde*, 45: 38-51.
- RICHTER, M., y H. SCHRÖDER (1998): Remarks on the Paleocology of the Atacama basing on the latest distribution patterns. *Bamberger Geogr. Schriften*, 15: 57-69.

- SCHMIDT, D. (1992): An der höchsten Klimastation der Erde. *Praxis Geographie*, 11: 38-19.
- SCHRÖDER, H. (1996): Das Periglazial des Llullaillaco. Erlangen, 75 pp.
- SCHRÖDER, H., MAKKI, M., y M. CIUTURA (1996): Die Zusammensetzung und morphologische Wirksamkeit der Salze in der ariden Höhenregion der Atacama (Chile). *Mitt. d. Fränk. Geogr. Gesellschaft*, 43: 259-273.
- SCHRÖDER, H., y M. MAKKI (1998): Das Periglazial des Llullaillaco. *Peterm. Geogr. Mitt.*, 142/2: 67-84.
- SCHRÖDER, H., Y D. SCHMIDT (1997): Die Zusammensetzung und morphologische Wirksamkeit der Salze in der ariden Höhenregion der Atacama (Chile). *Mitt. d. Fränk. Geogr. Gesellschaft*, 44: 225-258.
- SCHROTT, L. (1994): Die Solarstrahlung als steuernder Faktor im Geosystem der subtropischen semiariden Hochanden (Agua Negra, San Juan, Argentinien). = *Heidelberger Geogr. Arb.*, 94.
- SCHUT, G. H. (1976): Review of interpolation methods for Digital Terrain Models. Invited paper, Commission III, ISPRAS-Kongress, Helsinki, 23 pp.
- STINGL, H., y K. GARLEFF (1985): Spätglaziale und holozäne Gletscher- und Klimaschwankungen in den argentinischen Anden. *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, (11/12): 1667-1677.
- SZEKELY, A. (1986): Vergleichende geomorphologische Untersuchungen an Vulkanen der Tropen und Randtropen - ein Beitrag zur geomorphologischen Höhenstufung. *Geoökodynamik*, 7: 129-160.
- VEIT, H. (1991): Jungquartäre Relief- und Bodenentwicklung in der Hochkordillere im Einzugsgebiet des Río Elqui (Nordchile, 30°S). *Bamberger Geogr. Schriften*, 11: 81-97.
- VEIT, H. (1998): Holocene climatic changes and atmospheric palaeocirculation in the northwestern part of the "Arid Diagonal" of South America. *Bamberger Geogr. Schriften*, 15: 355-369.
- VILLEGRAN, C. (1988): Expansion of Magellanic Moorland during the Late Pleistocene: Palynological Evidence from Northern Isla de Chiloé, Chile. *Quat. Res.*, 30: 304-314.
- VILLEGRAN, C., y J. VARELA (1990): Palynological evidence for increased aridity in the central Chilean coast during the Holocene. *Quat. Res.*, 32: 198-207.
- WEISCHET, W. (1966): Die klimatologischen Entstehungsbedingungen der extremsten Wüste der Erde. *Freiburger Universitätsblätter*, 5 (5): 53-67.
- WEISE, O. R. (1983): Das Periglazial. Berlin, Stuttgart.
- WIESER, T. (1992): Das Digitale Geländemodell 'Polygrid' und seine Anwendungsmöglichkeiten bei Flächenstillegungs- und Extensivierungsprogrammen für den Raum Querfurt. Diss. Halle.