

Procesos geomorfológicos en sedimentos holocénicos bajo la influencia de la salinidad en el piso alto de los Andes, II Región de Antofagasta, Chile

HILMAR SCHRÖDER

Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Alemania

RESUMEN

Se presenta el desarrollo de formas geomorfológicas en la vertiente noroccidental del Llullaillaco (6.739 m.s.n.m.) bajo la influencia de la salinidad, la precipitación y la temperatura en el periglacial más alto y más expuesto a insolación de nuestro piónera. La salinidad y los procesos geomorfológicos reflejan el clima extremadamente árido reciente y subreciente. En los ejemplos de suelos estructurados y estriados y terrazas de soliflucción se describirá la influencia de la salinidad. Según los fenómenos identificados, se puede distinguir entre los pisos altitudinales subandino (por debajo de los 4.100 m), andino (4.100-4.700 m), periglacial inferior (4.700-5.800 m), periglacial medio (5.800-6.300 m) y periglacial superior (por encima de los 6.300 m).

ABSTRACT

The development of the geomorphological forms on the north-western slope of Mt. Llullaillaco (6.739 m a.s.l.) under the influence of salinity, precipitation and temperature of the highest and the most exposed to radiation of the periglacial of Earth are presented. The salinity and the geomorphological processes reflect the subrecent and present extremely arid climate. The influence of salinity on the development of patterned ground, striped ground and terraces of solifluction, as examples, is described. The phenomena identified allow to differentiate between the subandine (below 4,100 m), andine (4,100 - 4.700 m), lower periglacial (4.700 - 5.800 m), medium periglacial (5,800 - 6.300 m) and upper periglacial (above 6,300 m) altitudinal tones.

INTRODUCCION

Los procesos geomorfológicos en el piso de alta montaña de la Cordillera de los Andes presentan en la Puna de Atacama chilena una característica particular que es consecuencia de un factor que no debe ser descuidado: la haloclastía. Sin embargo, los nitratos no son las sales más frecuentes -como muchas veces se presume por error-, sino que además de yeso y halita, cuyos efectos morfológicos son insignificantes (Goudie y Watson, 1990), se encuentran tenardita y trona (Schroder, Makki y Ciutura, 1996).

Las investigaciones experimentales de Goudie (1974) mostraron la importancia de la haloclastía frente a otros tipos de meteorización mecánica. No obstante, Goudie no pudo abordar las interrelaciones -por ejemplo con la congelación-, pero facilitó considerablemente la interpretación de observaciones de pequeñas formas de meteorización en terreno (Tichy, 1980).

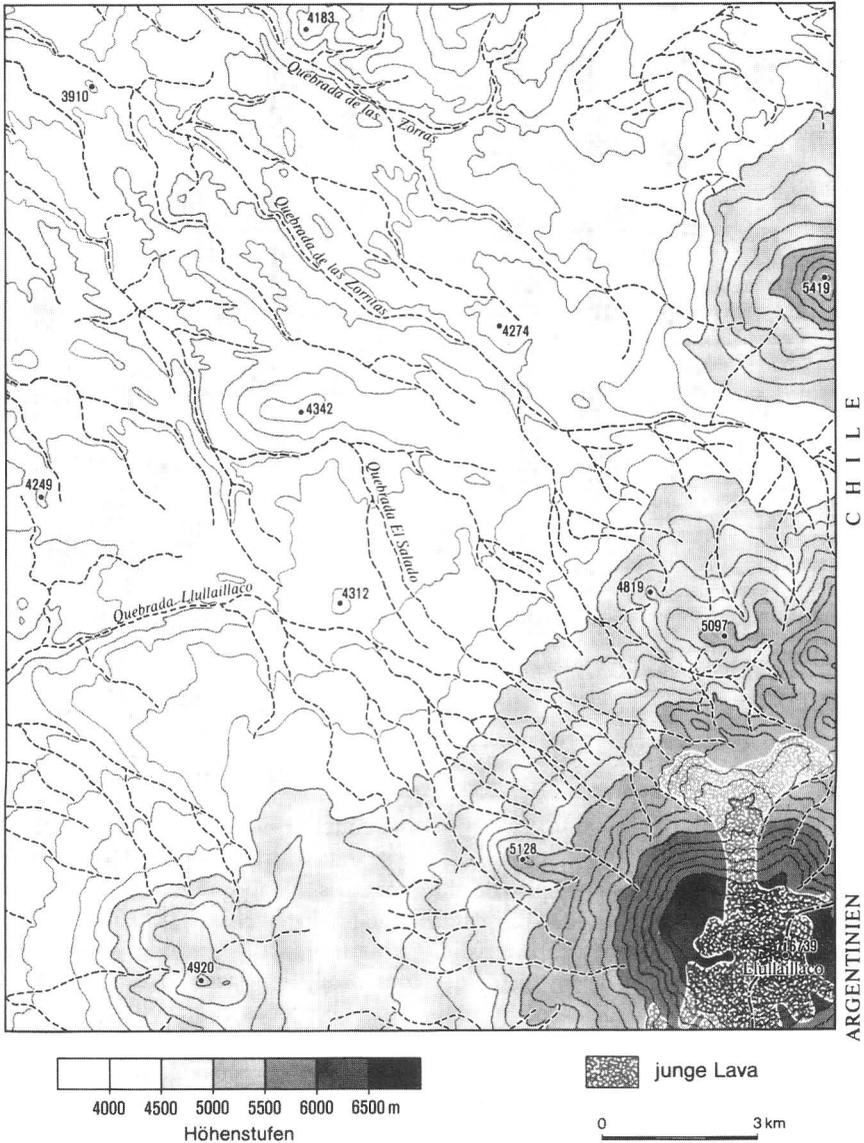
Las sales de Atacama han sido descritas por Stoertz y Ericksen (1974), Abele (1984, 1990) y

Beuttel (1997), entre otros. En todos estos casos se trata de trabajos en altitudes debajo de los 4.000 metros. Dado que los procesos de hielo-deshielo no producen efectos debajo de los 4.000 m, aproximadamente (Schroder y Makki, 1998), las interrelaciones con la congelación no podían ser abordadas en aquellos estudios.

Los trabajos en terreno fueron realizados en la vertiente noroccidental del Llullaillaco (24°43'S, 68°33'W) en altitudes entre los 4.000 y 6.200 m (figura 1). El Llullaillaco es el cerro más alto del planeta que no presenta un glaciar. En sus inmediaciones el eje andino de máxima aridez atraviesa el cordón principal andino (Hoffmann, 1992; Jenny y Kammer, 1996; Richter, 1996; Schroder, 1996; Schmidt, 1998). Este eje es consecuencia de extensos mecanismos de circulación que traen en verano humedad de carácter tropical-convectivo desde NE y en invierno humedad de carácter extratropical-advectivo desde SW al desierto de Atacama. Acercándose al eje de máxima aridez, las precipitaciones disminuyen, sin que se pueda excluir que particulares situaciones meteorológi-

FIGURA 1

LAS ALTITUDES EN LA VERTIENTE NOROCCIDENTAL DEL LLULLAILLACO
("IUNGE LAVA" = LAVA JOVEN)



cas puedan causar precipitaciones advectivas en invierno al NE y precipitaciones convectivas en verano al SW del eje de máxima aridez. Vuille (1996) estima precipitaciones medias anuales menores que 10 mm para las bajas altitudes de la zona central de Atacama. A 22-23°S y 4.000 m de altitud, él supone aproximadamente 150 mm, siendo el 80% de estas precipitaciones estivales. Si se extrapolan con el necesario cuidado los datos de Vuille (1996) al Lullillaco, hay que suponer precipitaciones menores que 100 mm a 4.000 m de

altitud, y en 6.000 m precipitaciones de unos 200 mm por año. En mayores altitudes, las precipitaciones caen casi sólo como nieve. En las proximidades del eje andino de máxima aridez, las precipitaciones son extremadamente episódicas, lo que hace difícil indicar precipitaciones medias para ciertos períodos.

En un clima árido, especialmente en las zonas áridas cálidas de nuestro planeta, el ascenso capilar de las sales disueltas en la solución del suelo produce salinización durante el día en forma de

acumulaciones de sal en las capas superiores de los productos de meteorización. La cantidad de sal cerca de la superficie o en aquella depende del monto de precipitaciones, la duración del clima árido, la posición en el relieve, la permeabilidad de las capas para el agua, la disposición geogénica de los materiales iniciales de meteorización, el monto de entrada de aguas freáticas salobres y la salinidad de las aguas subterráneas.

Atloramientos de sedimentos psamíticos son relativamente pobres en sal. Esto se debe a que incluso en los desiertos más áridos del planeta caen precipitaciones esporádicas, las cuales llevan hacia mayores profundidades las sales existentes en los sedimentos gruesos. Dado que los poros de gran volumen dificultan el ascenso capilar, se produce cristalización subterránea, reduciéndose de esta manera la salinidad superficial.

La superficie de los sedimentos pelíticos, en cambio, obstaculiza la infiltración del agua. Los poros, que muchas veces se encuentran encenagados, dificultan el transporte de sales a capas más profundas, de manera que después de la próxima desecación se encuentran más sales en la superficie en comparación con los sedimentos psamíticos. Los poros se encenagan principalmente por partículas relativamente sueltas. La presión de cristalización es suficiente para reabrir viejos canales capilares, por lo que después de poco tiempo nuevas sales pueden ascender sin encontrar normalmente obstáculos.

SUELOS ESTRUCTURADOS Y ESTRIADOS

Cuando este proceso actúa durante largos períodos, como siempre ocurre en los desiertos interiores cálidos de la Tierra, se produce un efecto acumulativo. En zonas ricas en materiales finos, el ascenso de aguas capilares es mayor y, por lo tanto, sube la concentración de sales, lo que genera un aumento en la haloclastía. Dado que la presión de cristalización crea competencias espaciales -similares a los casos del desarrollo de suelos celulares (Hogbohm, 1914; Rafiqpoor, 1994) o suelos estructurados (Schroder, Gunia y Fickert, 1996)-, se desarrollan formas poligonales, cuya existencia en el Llullaillaco ya fue mencionada por Schroder y Makki (1998), pero que no han sido sometidas a un análisis morfométrico completo.

En el Llullaillaco, estructuras poligonales son ubicuas en superficies horizontales de todas las altitudes. Sin embargo, la porción de las estructu-

ras producidas por la presión de cristalización disminuye fuertemente cuando aumenta la altitud (tabla 1).

Tabla I

Salinidad (en g/kg) en suelos estructurados y suelos estriados en diferentes altitudes

Altitud	En la superficie del centro del polígono	En el anillo exterior del polígono
4.000 m	44,55	6,13
4.470 m	27,31	4,74
4.930 m	8,16	1,13
5.410 m	0,52	0,48
5.950 m	0,64	0,69

Mientras se observan hasta unos 5.000 m de altitud salinidades elevadas en los centros de polígono frente a los anillos exteriores, aunque los valores disminuyen rápidamente. por sobre los 5.000 m el contenido de sales hidrosolubles se reduce a su valor básico geogénico. Este corresponde aproximadamente a una magnitud que se presenta a 4.000 m de altitud en lugares libres de aguas freáticas (Schroder, Makki y Ciutura, 1996).

En el análisis hay que considerar que los tres lugares de muestreo más bajos se encuentran en la terraza baja de la Quebrada de las Zorritas, y que se sacaron las muestras a 5.410 m de altitud en un dorso del cerro Iris y a 5.950 m de altitud en una altiplanicie. Mientras podemos presumir una influencia de la presión de cristalización en la formación de los suelos poligonales hasta aproximadamente 4.500 m de altitud a 4.200 m no se presenta ninguna estructura en aquellas superficies que sólo muestran salinidades básicas geogénicas, hay que suponer que en mayores altitudes únicamente las alternaciones hielo-deshielo son responsables para la formación de suelos poligonales. Esto es apoyado por mediciones de temperaturas del suelo hechas por Schroder y Schmidt (1997). Mientras la probabilidad de ocurrencia de heladas en 5 cm de profundidad a 4.000 m s.n.m. es de aproximadamente 10%, a 5.000 m de altitud ya alcanza poco más del 70% y en 6.000 m más del 95%.

COLADAS DE SOLIFLUXION

En las superficies inclinadas se produce una salida de sales en las zonas basales de las coladas de solitluxión y un elevado ascenso capilar en los alrededores de los ejes longitudinales. Esto se

explica de la siguiente manera: Cuando tiene lugar un transporte lateral de agua -lo que generalmente ocurre después de las raras caídas de nieve y un calentamiento repentino durante la mañana- la infiltración se detiene en el actual frente de helada, y el agua sólo puede fluir sobre éste en el normalmente muy poroso subsuelo, siguiendo el gradiente. La distribución de las sales en la superficie es muy regular. En los centros de las coladas de solifluxión, los cuales son ricos en materiales finos, encontramos las salinidades más altas. Hacia afuera se observa una disminución, con la consecuencia de que en el margen constituido por materiales gruesos las salinidades son las más bajas. Este fenómeno sugiere una formación sinéctica.

La figura 2 muestra un ejemplo de los 5.100 m de altitud. En esta altitud no sólo tenemos las coladas de solifluxión más marcadas del Lullaillaco, sino también la distribución más regular de las sales en las coladas de solifluxión. Esto se debe a que podemos suponer que con una disminución de la altitud aumenta la profundidad del frente de helada y en particular del frente del permafrost, de manera que las aguas de deshielo -cuyos montos disminuyen con las precipitaciones- percolen cada vez más frecuentemente y lleguen a las capas de aguas freáticas. Por otra parte, en mayores altitudes la salinidad se reduce a su nivel básico geogénico. Además, el frente de permafrost asciende, por lo que el desarrollo de coladas de solifluxión ya no puede ocurrir con intensidades comparables.

ZONIFICACION ALTITUDINAL

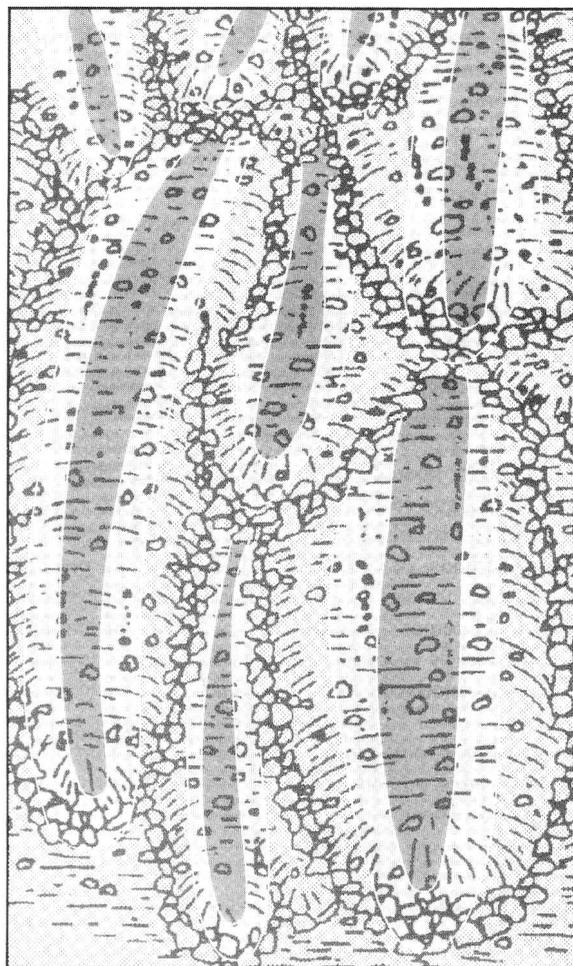
Desde el punto de vista de la morfodinámica reciente, existen zonificaciones altitudinales de la Atacama alta de Garleff y Stingl (1984) para el lado argentino, de Veit (1991) para la zona de lluvias invernales chilena y de Schroder y Makki (1998) para la zona del eje andino de máxima aridez. Todos estos autores clasifican según la intensidad de la formación morfológica por heladas. Tomando además en consideración la salinidad, se obtiene la zonificación altitudinal presentada en la tabla 2.

CONCLUSION

La zonificación altitudinal no considera las importantes diferencias dentro del mismo piso. Por ejemplo, estructuras poligonales debidas a la ac-

FIGURA 2

SALINIDAD EN TERRAZAS DE SOLIFLUXIÓN A 5.100 ID s.n.m.



Salzgehalt:
 ■ über 5g/kg
 □ 1-5g/kg
 □ unter 1g/kg

0 1 2m

ción de la sal sólo existen en sustratos influidos por un flujo intensivo de agua de evaporación. Los altiplanos secos en altitudes por debajo de los 4.100 m se caracterizan por una inactividad morfogenética casi total. Dentro del piso periglacial inferior, aproximadamente entre los 5.100 y 5.300 m, se presenta una zona de formación óptima de las coladas de solifluxión con distribución regular de la salinidad. El muestreo de suelos estructurados no evidenció diferencias significativas de la salinidad. En el análisis de la morfodinámica reciente se debe considerar que montos apreciables de tenardita y trona -sales de suma importancia para la haloclastía (Goudie y

Tabla 2

Pisos altitudinales en la vertiente noroccidental del Llullaillaco

Altitud	Piso altitudinal	Morfodinámica reciente
más de 6.300	piso periglacial superior	superficies de congelifración <i>in situ</i> de formación desconocida
5.800 – 6.300	piso periglacial medio	movimientos en masa de poca profundidad con flujos superficiales de agua en superficies de congelifración y coladas de soliflucción, sin dinámica debida a la acción de la sal
4.700 – 5.800	piso periglacial inferior	profundos movimientos en masa (hasta el frente del permafrost), predominan soliflucción debida a la acción de sal y heladas y formación de estructuras; formación de vertientes rectilíneas
4.100 – 4.700	piso andino	estructuras poligonales débiles debidas a la acción de la sal, movimientos en masa de poca profundidad debidos a la sal y las heladas, con <i>block ramparts</i> (bancos de piedra) y crioplanación predominantes
menos de 4.100	piso subandino	estructuras poligonales bien desarrolladas, debidas a la acción de la sal, ausencia de movimientos en masa debidos a heladas

Watson, 1990)- sólo se presentan en los pisos subandino y andino (Schröder, Makki y Ciutura, 1996). En mayores altitudes, a partir de aproximadamente 5.400 m, las sales cristalizadas consisten en hasta más del 90% de yeso, cuyos efectos mecánicos son prácticamente despreciables.

Los movimientos en masa debidos a la acción de la sal se explican por el efecto conjunto de las salinidades, los tipos de sales presentes (especialmente tenardita y trona) y movimientos debidos a las heladas. En la altitud, las salinidades y la presencia de los tipos de sal relevantes para la haloclastía aumentan. Sin embargo, hasta una altitud de 5.300 m se puede observar el sinérgesis de los eflorescimientos de sal y la formación de coladas de soliflucción.

BIBLIOGRAFIA

ABELE, G. (1984): Oberflächformen in der chilenischen und peruanischen Wüste unter Einfluss von Salzgehalt und Niederschlag. Zentr.-blatt Geol. Palaont., Teil I. 11112: 1497-1509, Stuttgart.

ABELE, G. (1990): Salzkruften, salzbedingte Solifluktion und Steinsalzkarst in der nordchilenischen-peruanischen Wüste, Mainzer Geogr. Studien, 34: 23-46, Mainz.

AMMANN, C. (1996): Aktuelle Niederschlagsmuster, Climate change in den trockenen Anden. Geographica Bernensia, G 46: 81-127, Bern.

BEUTTEL, J. (1997): Geomorphologie der Cordillera de la Sal, Chile. Tesis de Diploma, Inst. f. Geogr., Erlangen.

GARLEFF, K. Y H. STINGL (1984): Höhenstufen und ihre räumzeitlichen Veränderungen in den argentinischen Anden. Zentr.-blatt Geol. Palaont., Teil I, 11112: 1701-1707, Stuttgart.

GOUDIE, A.S. (1974): Further experimental investigation of rock weathering by salt crystallization and other mechanical processes. Z. f. Geomorph., N.F., Suppl. Bd. 20: 178-188, Berlin/Stuttgart.

GOUDIE, A.S. y A. WATSON (1990): Desert geomorphology. London, Mcmillan.

HOGBOHM, B. (1914): Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. Geol. Inst. Upsala, 12: 257-390 Upsala.

HOFFMANN, J. (1992): Kontinentale Luftdruck- und Niederschlagsregime Südamerikas. Teil 1: Das mittlere Luftdruckfeld und seine jahreszeitlichen Veränderungen in Südamerika. Erdkunde, 46: 40-51, Bonn.

JENNY, B. Y K. KAMMER (1996): Jungquartäre Vergletscherungen. Climate change in den trockenen Anden. Geographica Bernensia, G 46: 1-80, Bern.

RAFIQPOOR, M.D. (1994): Studien zur Morphodynamik in den Höhenstufen der Apolobamba-Kordillere (Bolivien). Erdwissensch. Forsch., 31 Stuttgart.

RICHTER, M. (1996): Klimatologische und pflanzenmorphologische Vertikalgradienten in Hochgebirgen. Erdkunde, 50: 205-237, Bonn.

SCHMIDT, D. (1998): Das Extremklima der nordchilenischen Hochatacama unter besonderer Berücksichtigung der Höhengradienten. Tesis de Doct., Inst. f. Geogr., Erlangen.

SCHRODER, H. (1996): Periglazial des Llullaillaco. Informe proyecto de DFG, Erlangen.

SCHRODER, H., A. GUNIA y T. FICKERT (1996): Vergleichende Periglaziomorphologie im zentralen Teil des nördlichen Tien-Shan. Mitt. Fränk. Geogr. Ges., Erlangen.

SCHRODER, H. y M. MAKKI (1998): Das Periglazial des Llullaillaco (Chile/Argentinien). Petrom. Geogr. Mitt., 142: 3-201, 2. Gotha.

- SCHRÖDER, H., M. MAKKI y M. CIUTURA (1996): Die Zusammensetzung und morphologische Wirksamkeit der Salze in der ariden Hohenregion der Atacama (Chile). Mitt. Frank. Geogr. Ges., 43: 259-273, Erlangen.
- SCHRÖDER, H. y D. SCHMIDT (1997): Klimanorphologie und Morphogenese des Lluillailaco (Chile/Argentinien). Mitt. Frank. Geogr. Ges., 44: 225-258, Erlangen.
- STOERTZ, G.E. y G.E. ERICKSEN (1974): Geology of Salars in Northern Chile. GeoJ. Surv. Prof. Paper, 8[1, Washington.
- TICHY, F. (1980): Konvergenzformen der Salzverwitterung an Küsten und in Trockengebieten. Tübinger Geogr. Studien, 80: 163-168, Tübingen.
- VEIT, H. (1991): Jungquartäre Relief- und Bodenentwicklung in der Hochkordillere im Einzugsgebiet des Rio Elqui (Nordchile, 30^oS). Bamberger Geogr. Schriften, 11: 81-97. Bamberg.
- VUILLE, M. (1996): Zur raumzeitlichen Dynamik von Schneefall und Ausaperung im Bereich des südlichen Altiplano, Südamerika. Geographica Bernensia, G 45, Bern.