

VERGLEICHENDE PERIGLAZIALMORPHOLOGIE IM SOMMERREGENGEBIET DER ATACAMA

Mit 9 Abbildungen, 1 Photo und 2 Tabellen

HILMAR SCHRÖDER

Summary: Comparative geomorphology of the periglacial in the summer rainfall area of the Atacama

The periglacial processes in the summer rainfall area in the High Andes of Chile between Parinacota 18°10'S and Lullaillaco 24°43'S and resulting periglacial phenomena are presented here. The landforming processes reflect the extremely arid recent and present climate. The range of periglacial landforms, the vertical distribution and association of which is described here, results from the interactions of climate and bedrocks. The upper periglacial limits are the highest of the world. Due to the extreme aridity, glaciers to the south of 21°12'S and rock glaciers to the south of 21°32'S cannot form today. Therefore, their absence is not due to insufficiently low temperatures, but to lack of humidity.

Zusammenfassung: Die periglaziale Oberflächenformung und der sich daraus ergebende periglaziale Formenschatz werden im Bereich des Sommerregengebietes der Hochanden in Chile vom Parinacota 18°10' s. Br. bis zum Lullaillaco 24°43' s. Br. vorgestellt. Die Formungsprozesse spiegeln das subrezent und rezent extrem trockene Klima wider. Aus den neigungsdifferenzierten Wechselbeziehungen mit Klima und Gestein ergeben sich eine Vielzahl von Periglazialformen, deren höhenwärtige Verteilung und Vergesellschaftung beschrieben werden. Die periglazialen Höhengrenzen sind die höchsten unserer Erde. Die extreme Trockenheit führt dazu, daß sich südlich von 21°12' s. Br. keine Gletscher und von 21°32' s. Br. keine Blockgletscher rezent mehr bilden können. Die fehlende Gletscher- und Blockgletscherbildung ist also nicht Folge der Temperaturverhältnisse, sondern Folge der nicht ausreichenden Feuchtigkeit.

1 Vorbemerkungen

Die wohl trockenste Wüste der Erde – die Atacama – beherrscht das Landschaftsbild des großen Norden Chiles von der häufig kühlen, nebelumhüllten Küste des Pazifiks bis in die frostgeprägten Hochländer Südpersus, Westboliviens und Nordwestargentiniens. Dabei erreichen die Beckenlagen auf dem Altiplano schon Höhen zwischen 3500 und 4000 m. Ihnen sitzen häufig mächtige, meist recht junge, z. T. heute noch aktive Vulkankegel auf. Deren Höhen liegen überwiegend zwischen 5500 und 6500 m. Der Lullaillaco (24°43' s. Br.; 68°32' w. L.) ist mit 6739 m der höchste Gipfel im Arbeitsgebiet. Da er mit dieser beachtlichen Höhe der höchste unvergletscherte Gipfel ist, wird angenommen, daß in diesem Bereich die aride Diagonale den Hauptkamm der Anden quert (VEIT 1995, RICHTER 1996, SCHRÖDER u. SCHMIDT 1997). Nach Norden haben wir dann mit zunehmenden Niederschlägen während der warmen Jahreszeit (Sommerregengebiet) von Dezember bis März bei extrem hoher Episodizität zu rechnen. Die Gesamtmengen betragen nach VUILLE (1996) zwischen 21° und 23° s. Br. in 4000 m Höhe etwa um die 400 mm/a. In den Gipfelbereichen und in Richtung Parinacota (18°10' s. Br.) dürfte sich dann ein Zuwachs auf etwa 600–800 mm/a ergeben. Trotz enormer Kälte und den für die Atacama beachtlichen Niederschlagsmengen sind die vergletscherten Flächen nach

Norden bis etwa 15° s. Br. äußerst gering, so daß oberhalb von ca. 4000 m eine mächtige Zone periglazialer Formung das Sommerregengebiet der Atacama durchzieht.

2 Ziele der Untersuchungen

Seit den grundlegenden Arbeiten von TROLL (1944, 1947) ist die vergleichende Betrachtung von Periglazialformen Bestandteil der Hochgebirgsforschung. Um so erstaunlicher ist es, daß zwar weitestgehend die Mechanismen und die Genese frostbedingter Oberflächenformen geklärt werden konnten (WEISE 1983), daß aber die räumlichen Verteilungsprinzipien weniger Beachtung fanden. Erst in jüngster Vergangenheit erhält man aus der Literatur häufiger Hinweise, daß vor allem in den Gebirgen, in denen Gipfel- und Hochlagenklimastationen selten oder nicht vorhanden sind (und dies gilt für den größten Teil der Region), Rückschlüsse aus den Verteilungsmustern und Formungsmechanismen des Periglazials auf Veränderungen in Bodentemperatur- und Bodenwasserhaushalt und damit auf die Verteilung von Klimaelementen im Raum gezogen werden können (SCHRÖDER, GUNYA u. FICKERT 1996; KOKAREV, SCHESTEROVA u. SCHRÖDER 1997, 1998; BARTELD 1997; FICKERT 1998). Die traditionelle Denkweise von TROLL in der vergleichenden

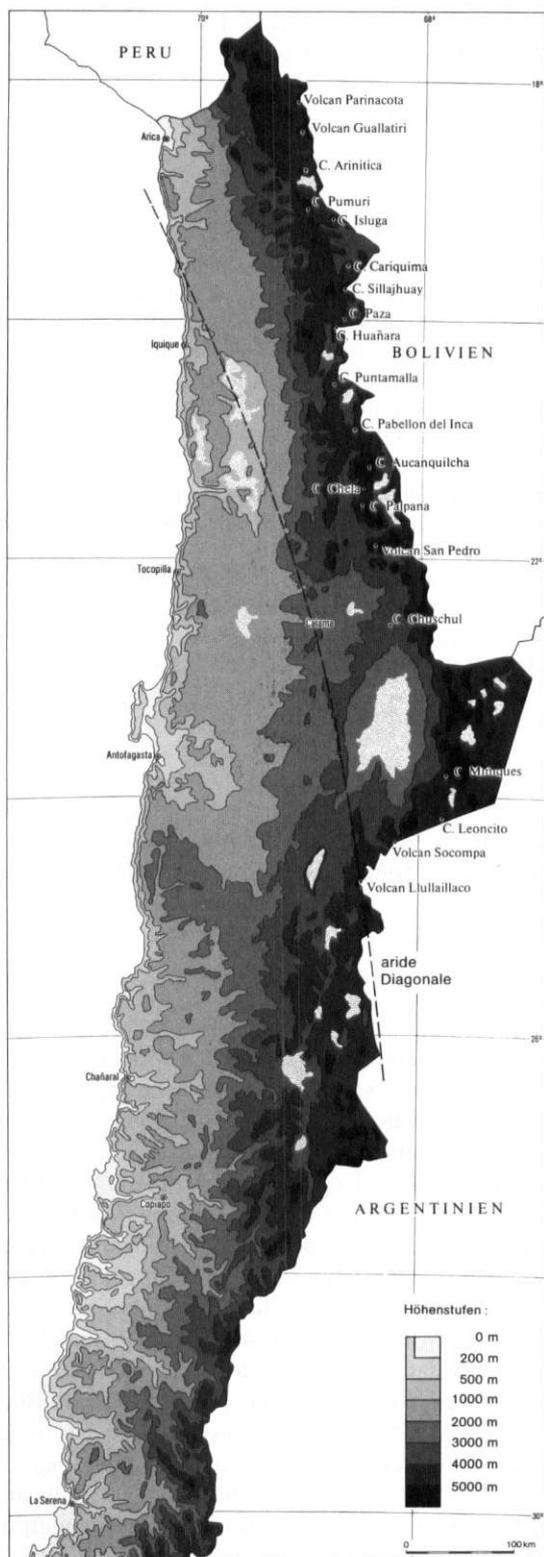


Abb. 1: Der große Norden Chiles
The Great North of Chile

Hochgebirgsgeographie – welche klimatischen Bedingungen schaffen welchen periglazialen Formenschatz? – wird zunehmend erweitert durch die Fragestellung: Welche quantitativen Veränderungen von Klimaelementen im Raum führen zu einem veränderten periglazialen Formungsmechanismus? Lassen sich Schwellenwerte angeben?

Höhenstufengliederungen im Trockengebiet der Anden liegen u. a. von BARSCH u. HAPPELT (1985), GARLEFF u. STINGL (1985), VEIT (1991), SCHRÖDER u. MAKKI (1998) und – was den tropischen Bereich betrifft – von LAUER u. ERLBACH (1986) und LAUER (1988) vor. Sie alle haben überwiegend im Winterregengebiet bis zur ariden Diagonale gearbeitet. Der Anstieg der periglazialen Höhenstufen ist demnach auf eine Temperaturzunahme von Süden nach Norden zurückzuführen. Der Übergang von der Stufe gelegentlicher Frostwirkungen ohne erkennbare frostbedingte Materialbewegungen (untere montane Stufe) zur Stufe häufiger Frostwirkungen mit erkennbaren frostbedingten Materialbewegungen (obere montane Stufe) steigt von 3500 m bei 30° s. Br. (VEIT 1991) auf 4100 m in der ariden Diagonale bei ca. 25° s. Br. an (SCHRÖDER u. MAKKI 1998). Weiter nördlich fallen nunmehr die Niederschläge nicht mehr fast ausschließlich in der kältesten Zeit des Jahres und stehen damit der frostbedingten Formung nach der Schneeschmelze zur Verfügung, sondern sie fallen ganz überwiegend in der wärmsten Jahreszeit, so daß häufiger Schmelzvorgänge und schnelle Sublimation eine Rolle spielen. Die Höhenstufung im Sommerregengebiet wurde bisher noch keiner Detailuntersuchung unterzogen, obwohl unter vegetationsgeographischen Gesichtspunkten die Höhengradienten bekannt sind. RICHTER (1996) unterteilt deshalb in Mattenstufe, Tundra und subnivale Frostschutt, ohne innerhalb der letzteren Stufe zu differenzieren.

Ein weiteres Anliegen der Untersuchungen ist es, Indizien über das Ausmaß der pleistozänen, holozänen und rezenten Vergletscherung im Bereich der ariden Diagonale zu bekommen, die Ergebnisse der Geländebegehung von GRAF (1991) nach Süden zu erweitern und die fast ausschließlich auf Luftbildinterpretation beruhenden Moränenstände von JENNY u. KAMMER (1996) zu bestätigen oder zu verwerfen.

Insbesondere die Arbeiten von KESSLER (1985), VEIT (1991, 1995, 1998), MESSERLI et al. (1992, 1993), SCHRÖDER u. SCHMIDT (1997), KUHLEMAYER (1998) und VEIT, GROSJEAN u. MESSERLI (1998) haben Aufschluß über die jungpleistozäne und holozäne Landschaftsentwicklung gebracht. Dabei ist heute weitestgehend unstrittig, daß jeweils eine hoch- und eine spätpleistozäne Feuchtphase um 28 000 B. P. und um

Tabelle 1: Niederschlagssummen ausgewählter Klimastationen im Sommerregengebiet der Atacama

(Daten der Dirección de Agua de Chile und der Servicio Nacional de Meteorológica e Hidrología de Bolivia)
Annual precipitation of some climatic stations in the summer rainfall district of the Atacama

Station	Geogr.	Geogr.	Höhe (m über Meer)	Jahres- summe (mm)	Winter- N (in %)	Daten	
	Breite (° S)	Länge (° W)				von	bis
Parinacota	18.20	69.26	4390	291,8	4	1983	1992
Putre	18.20	69.58	3530	166,1	5	1976	1993
Arica	18.48	70.32	20	0,6	33	1974	1992
Macha	18.82	66.02	3480	420,4	12	1979	1988
Codpa	18.83	69.75	1800	12,6	4	1969	1993
Ayoma	18.87	66.13	3470	464,9	10	1979	1988
Colchane	19.28	68.56	3965	122,3	2	1975	1993
Mocha	19.82	69.28	2150	14,2	5	1988	1992
Iquique	20.22	70.13	90	0,2	53	1984	1991
Linzor	22.20	67.98	4096	172,2	7	1973	1993
Toconce	22.26	68.18	3350	98,4	7	1975	1993
Calama	22.47	68.32	2260	4,6	59	1965	1993
Tocanao Reten	23.18	68.02	2430	41,4	15	1975	1988
Antofagasta	23.68	70.42	50	4,4	86	1978	1993
Monturaqui	24.33	68.43	3550	58,4	0 ?	1974	1979

13 000 bis etwa 8200 B. P. kräftige Gletschervorstöße mit sich brachte. Nach einer deutlich trockeneren Phase im Mittelholozän von 8200–3700 B. P. kam es dann am Südrand der Atacama vor ca. 3000 Jahren zu wiederum feuchteren Bedingungen (VEIT 1995), die sich ca. 500 Jahre später auch in der ariden Diagonale bemerkbar machten (SCHRÖDER 1996, SCHRÖDER u. MAKKI 1998). Dabei bleibt ungeklärt, ob eine zunehmende Feuchtigkeit von Süden bis ins Sommerregengebiet wirksam war oder ob es lediglich zu einer Einengung der ariden Diagonale gekommen ist, die sich durch erhöhte Niederschläge bemerkbar machen mußte.

3 Das Arbeitsgebiet und sein Klima

Die aride Diagonale der Atacama verläuft etwa von Iquique an der chilenischen Küste durch die Tamarugal über Calama südwestlich des Salars de Atacama zum Llullaillaco (Abb. 1). Nach RICHTER (1996) fallen dort jeweils zu 50% Sommer- und Winterregen. Die absoluten Niederschlagsmengen verringern sich deutlich mit Annäherung an die aride Diagonale (ENDLICHER 1983). Iquique erhält im langjährigen Mittel 1 mm, Calama 4 mm Jahresniederschlag. Weiter im Südwesten existieren keinerlei zuverlässige Stationen. Aus dem Umkreis des Llullaillaco liegt nur eine fünfjährige Meßreihe der DGA (Dirección de Agua de Chile) von 1974–1979 vor. Sie gibt für die Station Monturaqui ca. 50 km nördlich des Llullaillaco in 3550 m

Höhe Jahresniederschlagssummen von 58,4 mm ohne jegliche Winterniederschläge an, was wohl bezweifelt werden muß. Die extreme Lebensfeindlichkeit in diesem Gebiet hat zur Folge, daß erst im Radius von ca. 200 km vom Llullaillaco langjährige Meßreihen vorliegen, deren Übertragbarkeit sehr zweifelhaft erscheint, da es sich ausschließlich um Becken- bzw. Küstenstationen handelt.

Ganz anders im Sommerregengebiet: jener Raum, der sich nordöstlich der ariden Diagonale befindet, ist durch einen recht schnellen Anstieg der Niederschläge während der wärmsten Jahreszeit charakterisiert. Ursache ist die starke Aufheizung des bolivianischen Altiplano, in dessen Folge es zu Konvektionsniederschlägen kommt (AMMANN 1996). Die Wasserdampfsperre des Andenhauptkammes ist jedoch auch hier beträchtlich. So fallen vor dem Andenhauptkamm in Macha oder Ayoma über 400 mm Jahresniederschläge, wogegen auf der Leeseite in vergleichbarer Breitenlage in Codpa nur 12,6 mm fallen (vgl. Tab. 1).

Aus den Niederschlagsdaten geht hervor, daß ein deutlicher Rückgang der Niederschläge von Ost nach West, von Nord nach Süd und mit abnehmender Höhe zu verzeichnen ist. Alle Stationen befinden sich in Beckenlagen, bei denen ein lokaler Leeeffekt zu verzeichnen ist. In den Hoch- oder gar Gipfellagen ist mit beträchtlich mehr Niederschlägen zu rechnen.

Neben den Niederschlägen ist für die periglaziale Formung der Bodentemperaturverlauf in den oberen ca. 50 cm wesentlich. Hierzu liegen recht umfangreiche Untersuchungen von SCHRÖDER u. SCHMIDT (1997)

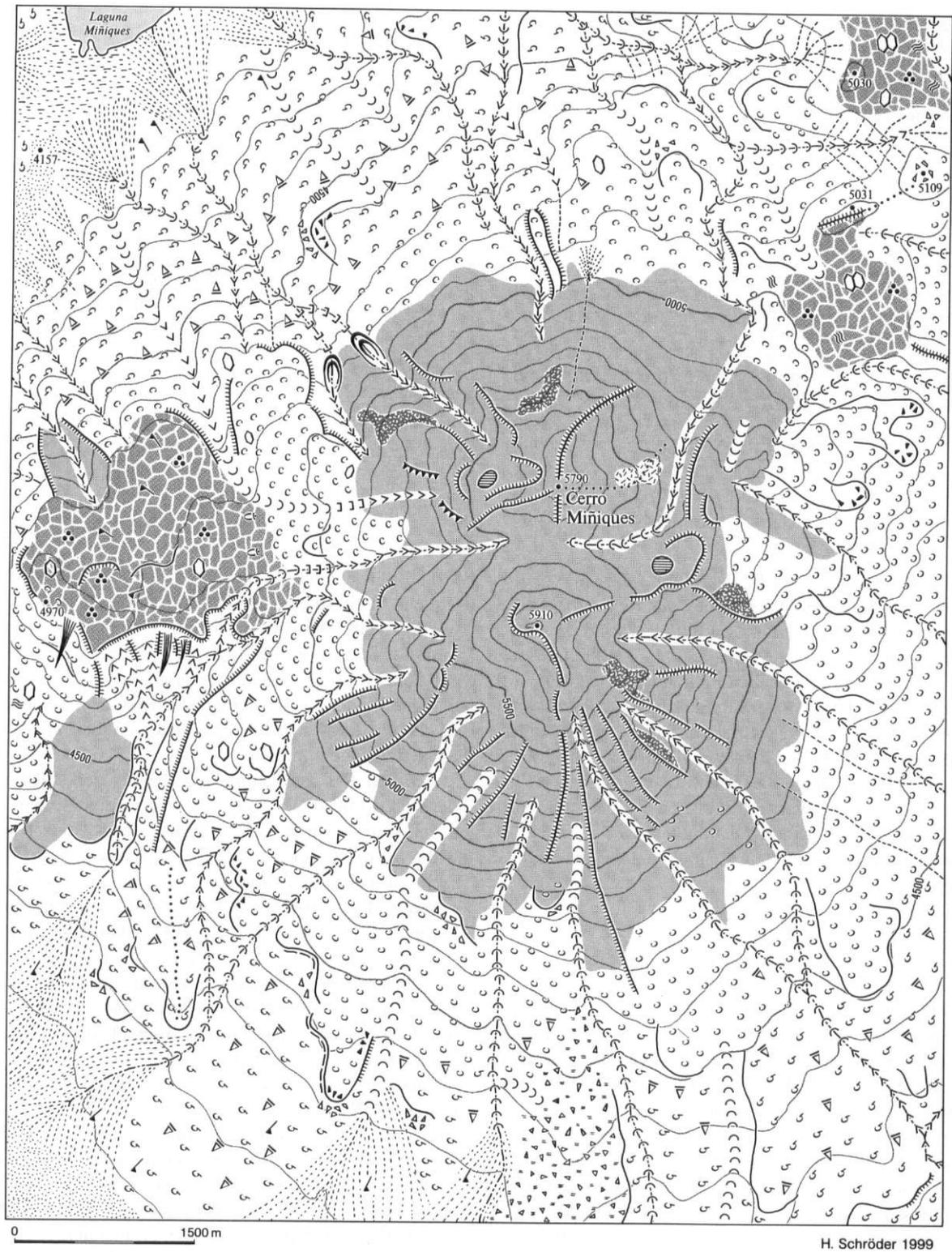


Abb. 2: Geomorphologische Karte des Cerro Miniques (Legende S. 124)
Geomorphology of the Mt. Miniques area

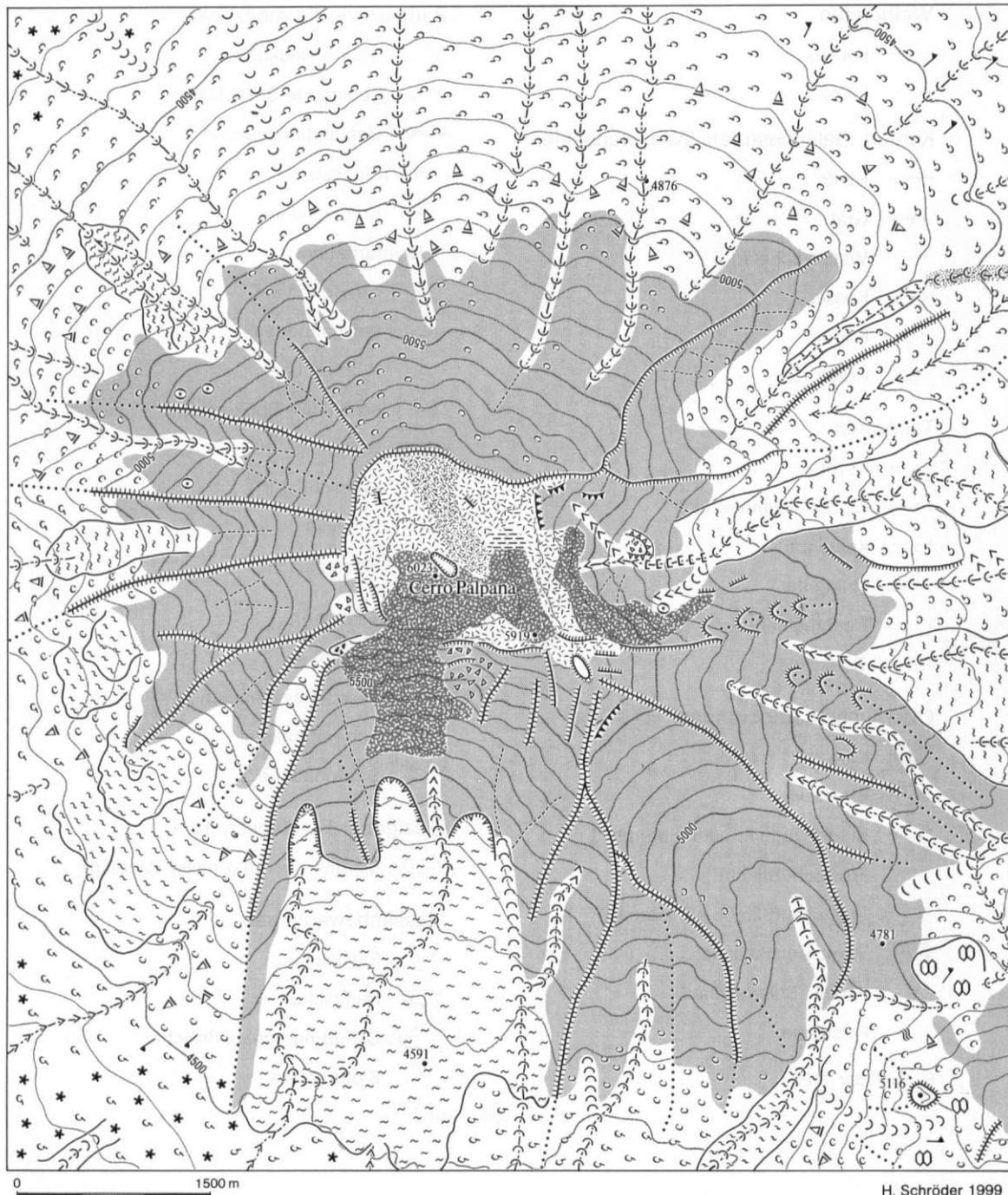


Abb. 3: Geomorphologische Karte des Cerro Palpana (Legende S. 124)

Geomorphology of the Mt. Palpana area

am Lullaillaco, von SCHMIDT (1998) am Sairecabur und von SCHRÖDER, KRÖBER u. BOLCH (1998) am Sillajhuay (Alto Toroni) vor. Von ihnen wurden Bodentemperaturmeßfühler in verschiedenen Tiefen bei ca. jeweils 4200 m Höhe, 4900 m Höhe und zwischen

5700 und 5850 m Höhe aufgestellt. Kurz zusammengefaßt läßt sich feststellen, daß im unteren Bereich der periglazialen Höhenstufe äquatorwärts eine Temperaturerhöhung um 2–3°C beobachtet werden kann, die zur Folge hat, daß die Frostwechselwahrscheinlichkeit

Wölbungen

- konvex
- - - konkav

Kanten, Geländestufen, Wasserscheiden

- ▄ Kante
- ▄▄▄ Grat
- ⋯⋯⋯ Wasserscheide
- ⊖ Kessel
- ⊕ Kuppe
- ⊖ Kratersee

Talformen

- >>>> Kerbtal
- >>>> Kerbtal asymmetrisch
- ┆┆┆┆ Kastental
- >>> Muldental
-)))) Flachmuldental
- - - - Tiefenlinie

Oberflächen autochthoner Formung

- Lava
- ⊖ Blocklava
- ⊖ Blocklava mit Asche überdeckt
- ⊖ Frostschuttfläche
- ⊖ Frostschuttfläche mit Aschen
- ⊖ Vergesungsfläche
- ▄ Firneis, Büßerschnee
- ⊖ Felsdome

H. Schröder 1999

Periglazialer Formenschatz

- ⊖ freie Solifluktion
- ⊖ gehemmte Solifluktion
- ▄ Denudationstrichter
- ▄ Blockstau
- ▄ Kryoplanation
- Kryoturbation
- ▄ Streifenböden
- ⊖ Polygonböden
- ⊖ Auffrierhügel
- ▄ solifluidale Spülterrassen
- Glatthang
- ⊖ Kryoschliff
- ▄ Frostkliff
- ⊖ Blockgletscher

Fluviale Formen

- ⋯⋯⋯ Spülrinnen
- ⊖ Sandschwemmebene
- ⊖ Schwemmkegel
- ⊖ Salztonebene

Glazigener Formenschatz

- ⊖ Moränen mit maximaler Randlage

Massenbewegungen

- ⊖ Blockschutt
- ⊖ Hangschutt
- ⊖ Schuttmassenabrißnische
- * Bioturbation

Legende zu Abb. 2 und 3

in 4200 m Höhe von 75% am Llullaillaco auf unter 30% am Sillajhuay abnimmt. Da am Sillajhuay bisher nur kurze Meßreihen auswertbar vorliegen, ist dieser Wert eine Schätzung, die auf den Untersuchungen von SCHRÖDER u. SCHMIDT (1997) und SCHMIDT (1998) beruht. Die tägliche durchschnittliche Eindringtiefe des Frostes liegt am Llullaillaco bei über 10 cm, wogegen sie am Sillajhuay auf die Oberfläche beschränkt ist. Treten Schneedecken auf, so kommt es am Sillajhuay

in der Nacht in 4200 m Höhe im Durchschnitt an der Bodenoberfläche nicht zu Frösten.

Mit zunehmender Höhe gleichen sich die Bedingungen an. In 4900 m Höhe liegt die Frostwechselwahrscheinlichkeit bei allen Stationen über 98%. Noch in 5 cm Tiefe muß mit einer Wahrscheinlichkeit von 70–80% in der ariden Diagonale und mit 50–60% am Sillajhuay mit Frostwechsel gerechnet werden. Mit zunehmender Feuchtigkeit erweitern sich die frostfreien

Tabelle 2: Wesentliche Gipfel zwischen 18° s. Br. und 25° s. Br. im Andenhauptkamm und die Methode ihrer Erfassung

Important summits between 18°S and 25°S in the main line of the Andes and the methods of their mapping

Name	geogr. Breite in °s.Br.	geogr. Länge in °w.L.	Höhe in m ü.M.	LBI	Befahrung des Hangfußes	catenale Begehung bis 5000 m	über 5000 m	flächen- deckende Kartierung
Volcán Parinacota	18°10'	69°08'	6342		X			
Volcán Guallatiri	18°25'	69°05'	6063		X			
Cerro Arinitica	18°45'	69°03'	5597			X		
Cerro Pumuri	19°04'	65°02'	5484		X			
Cerro Isluga	19°09'	68°49'	5501	X			X	
Cerro Caricima	19°32'	68°40'	5390			X		
Cerro Sillajhuay	19°45'	68°42'	5982	X				X
Cerro Paza	19°59'	68°42'	5122		X			
Cerro Huañara	20°04'	68°45'	5038			X		
Cerro Puntamalla	20°32'	68°49'	4410			X		
Cerro Pabellon del Inca	20°54'	68°41'	5112		X			
Cerro Aucanquilcha	21°12'	68°28'	6176	X			X	
Cerro Chelo	21°24'	68°31'	5644				X	
Cerro Palpana	21°32'	68°32'	6028	X				X
Volcán San Pedro	21°53'	68°23'	6145		X			
Cerro Chuschul	22°36'	68°16'	4040			X		
Cerro Miniques	23°48'	67°45'	5910	X				X
Cerro Leoncito	24°10'	67°48'	5568		X			
Volcán Socompa	24°24'	68°15'	6051				X	
Volcán Llullaillaco	24°43'	68°32'	6739	X				X

LBI = Luftbildinterpretation

Phasen im Sommerregengebiet. Zwischen 5700 und 5850 m Höhe dominieren dann die Eistage, so daß auch im Sommerregengebiet in 50 cm Tiefe ganztägige Gefronnis beobachtet werden kann. Zwischen 20 cm Tiefe und der Oberfläche kommt es während der Sommermonate zum kurzzeitigen Auftauen in den späten Nachmittagsstunden.

Faßt man zusammen, so läßt sich feststellen, daß es mit zunehmendem Abstand von der ariden Diagonalen zu deutlich gesteigerten Niederschlägen in den Höhenlagen kommt, daß sich andererseits aber die Temperaturverhältnisse mit zunehmender Höhe angleichen. Unterschiede in den Temperaturverhältnissen findet man vor allem an der Untergrenze der periglazialen Höhenstufe. Hier sind im Sommerregengebiet ganzjährig höhere Temperaturen auf gleicher Höhenlage zu erwarten.

4 Methodik

Zwischen Parinacota (18°10' s. Br.; 69°08' w. L.) und Llullaillaco (24°43' s. Br.; 68°32' w. L.) wurden insgesamt 20 Gipfel befahren, begangen, catenal oder flächendeckend geomorphologisch kartiert. Die Wahl der Methode richtete sich einerseits nach den wissen-

schaftlichen Erfordernissen – es sollten etwa gleich verteilt zuverlässige Informationen vorliegen –, andererseits nach den logistischen Gegebenheiten. Abgelegene Gipfel (z. B. Cerro Leoncito) oder schwer begehbar (z. B. San Pedro) wurden nur bis zum Hangfuß befahren und durch Ferngläser besichtigt. Andere wissenschaftlich wichtige Berge wurden bis zum Gipfel (Sillajhuay, Palpana oder Miniques) oder fast bis zum Gipfel (Llullaillaco) flächendeckend geomorphologisch kartiert. Eine Übersicht vermittelt Tabelle 2.

Während der Begehungen wurden zur Feststellung von kompakten Bodeneis Grabungen durchgeführt, die in Höhen bis ca. 5000 m über 50 cm tief und darüber jeweils bis zum Auftreten des kompakten Bodeneises angelegt wurden. Zusätzlich wurden am Sillajhuay, am Palpana, am Miniques und am Llullaillaco Bohrungen mit dem Eijkelkamp-Bohrset für heterogene Böden durchgeführt. Dies geschah überwiegend in Höhen zwischen 4500 m und 5250 m, um festzustellen, ob diskontinuierliches Bodeneis vorliegt.

5 Vergleichende Periglazialmorphologie des Cerro Palpana und des Cerro Miniques

Sowohl der Cerro Palpana (21°32', 68°32') als auch der Cerro Miniques (23°48', 67°45') sind relativ isoliert

stehende Einzelgipfel, die aus pleistozänen Daziten und Andesiten aufgebaut sind. Der Vulkanismus ist erloschen und der jeweilige Vulkankegel sitzt einer Ignimbritdecke auf, die eine durchschnittliche Höhenlage zwischen 3700 m am Palpana und 4100 m am Miniques aufweist. Die Neigung der Flanken versteilt sich hangaufwärts und erreicht jeweils kurz unterhalb des Doppel-Gipfels (Miniques) bzw. des Gipfelplateaus (Palpana) mit durchschnittlich $40\text{--}55^\circ$ ihre größte Steilheit. Die vergleichbare Form des Vulkankegels führt dazu, daß die verebnete Fläche über 5000 m nur unwesentlich voneinander abweicht. So beträgt sie am Palpana $4,7\text{ km}^2$ und am Miniques $4,5\text{ km}^2$. In Leelage zu den konvektiven Sommerniederschlägen über dem Altiplano befindet sich westlich des Miniques eine 4900 m hohe Verebnung, die aber das Niederschlagsgeschehen im Gipfelbereich nur unwesentlich beeinträchtigen dürfte. Auch die Höhe der Gipfellage weicht nur um etwas mehr als 100 m voneinander ab (Miniques 5910 m, Palpana 6028 m).

Der einzige markante Unterschied zwischen Palpana und Miniques ist die jeweilige Lage zur ariden Diagonale. Während der Miniques noch im Bereich der ariden Diagonale (höchstwahrscheinlich am Nordrand) liegt, befindet sich der Palpana ca. 330 km nördlich von der Stelle, an der die aride Diagonale den Andenhauptkamm zwischen Socompa und Lullaillaco quert.

Beide Gipfel wurden unmittelbar hintereinander, der Miniques zuerst, im August und September 1998 kartiert. Da die Arbeiten nach der trockenen Jahreszeit erfolgten, waren Erscheinungsformen, die auf saisonale Mikrosolifluktion in Oberflächennähe zurückzuführen sind, wie Steinstreifen, Kryoschliff oder Aufrierkegel nur auf der Plateaufläche in 4900 m Höhe am Miniques zu beobachten. Insbesondere die Steinstreifen treten nach den feuchten Sommermonaten als sehr häufige Erscheinungsform sogar in der ariden Diagonale auf (SCHRÖDER 1996, SCHRÖDER u. MAKKI 1998).

Vergleichen wir die Langzeitformen des Periglazials, so ist auffallend, daß die flächenhaften Wirkungen recht große Übereinstimmungen zeigen (Abb. 2 und 3). Gebundene Solifluktion tritt an beiden Gipfeln nicht auf; dazu sind die Deckungsgrade der Vegetation zu gering. Sie betragen in 4500 m Höhe am Miniques zwischen 10–15% und am Palpana zwischen 20–25%. Aufgrund des sehr ähnlichen Reliefs können unterschiedliche Wirkungen des Merriam-Effekts ausgeschlossen werden (RICHTER 1996). Die höheren Deckungsgrade am Palpana sind also ursächlich durch höhere Niederschläge bedingt. Die am Hangfuß auftretende gehemmte Solifluktion besitzt ihre Ober-



Photo 1: Der Blockgletscher am Osthang in 5300 m Höhe am Cerro Palpana

The rock glacier on eastern slope position at 5300 m a.s.l. of the Mt. Palpana

grenze auf dem Südhang flächendeckend bei 4450 m und fleckhaft bei 4650 m am Miniques. Am Palpana liegen die vergleichbaren Höhen etwa um 100 m höher. Bis zum Sillajhuay ($19^\circ 45'$ s. Br.) ist ein weiterer Anstieg um ca. 200 m zu beobachten. Die fleckhafte Verbreitung der gehemmten Solifluktion ist sogar vereinzelt bis in Höhen von 5250 m verbreitet (SCHRÖDER, KRÖBER u. BOLCH 1998). Ursachen dürften demnach nicht nur in den höheren Niederschlägen zu finden sein, sondern auch darin, daß nach Norden zunehmend die Niederschläge in der wärmeren Jahreszeit zur Verfügung stehen. Auch die stärkere Erwärmung der oberen Bodenhorizonte nach Norden (vgl. SCHRÖDER u. SCHMIDT 1997, SCHRÖDER, KRÖBER u. BOLCH 1998) dürfte sich positiv auf das Vegetationswachstum in größeren Höhen auswirken.

Nicht geeignet für einen Vergleich ist die freie Solifluktion. Sie geht überwiegend hangneigungsbedingt in die aktive Glatthangbildung über, die oberhalb 5000 m völlig dominiert.

Markante Unterschiede zwischen der trockendiagonalnahen und trockendiagonalfernen Periglazialfazies treten bezüglich der Blockgletscherbildung und der solifluidalen Spülterrassen auf. Während wir nördlich des Palpana am Aucanquilcha und am Sillajhuay intensive Blockgletscherbildung mit einer Optimalausbildungszone zwischen 5250 und 5500 m vorfinden, liegt am Palpana in 5300 m Höhe trotz beträchtlicher Schuttansammlungen nur ein Initialblockgletscher mit geringen Unterschieden in der Neigung der Blockgletscherstirn und der Blockgletscheroberfläche (Photo 1). Weiter südlich konnten bisher keine Blockgletscher beobachtet werden. Auch beträchtliche Schuttansammlungen, vergleichbar mit den Mengen am Palpana, führen am Miniques nicht zur Ausbildung von Block-

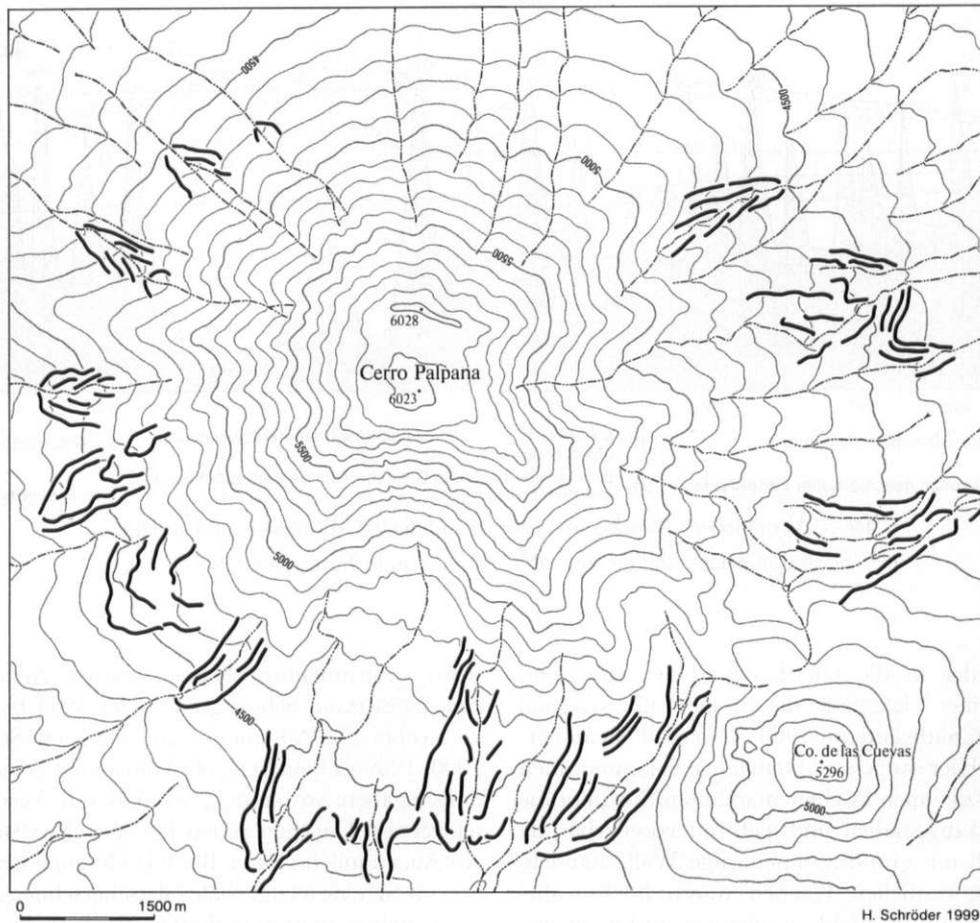


Abb. 4: Die jungquartären Vergletscherungen am Cerro Palpana

The late Quaternary glaciation of Mt. Palpana

gletschern. Die zur Verfügung stehende Feuchtigkeit ist wohl nicht ausreichend, um segregative Eisbildungsprozesse auszulösen. Ähnliches konnte schon am Llullaillaco (SCHRÖDER 1996) beobachtet werden. Blockgletscher besitzen also offensichtlich eine Trockengrenze.

Die zunehmende Feuchtigkeit mit der Höhe machte sich am Llullaillaco dadurch bemerkbar, daß auf schwach geneigten Flächen Solifluktuationsloben zunehmend überspült waren (solifluidale Spülterrassen). Ähnliches konnte auch in den Gipfelregionen des Sillajhuay und des Palpana beobachtet werden. Am Doppelgipfel des Miniques waren solifluidale Spülterrassen an den jeweiligen Flanken auch nicht ansatzweise kartierbar. Hier dominieren Glatthänge und Frostkliffs. Die Gipfelhöhe und -masse (Merriam-Effekt) ist wohl dafür nicht ausreichend. Auch treten am Palpana und Sillajhuay in den flachen Gipfellagen wieder vermehrt Frostschuttflächen auf, die am Llullaillaco oberhalb

6300 m dominieren. Am Miniques sind sie ebenfalls nicht vorhanden.

6 Vergleichende Glazialmorphologie des Cerro Miniques und des Cerro Palpana

Die markantesten Unterschiede in den Geländeformen des Palpana und des Miniques ergeben sich bei der Analyse der Moränenverbreitung. Beide Gipfel sind rezent nicht vergletschert, weisen jedoch in sehr unterschiedlichem Maße fossile Vergletscherungsspuren auf. Am Miniques gibt es in 5450 m und 5500 m Höhe jeweils einen Kratersee. Sie weisen eine umgebende Wandhöhe von ca. 150–200 m auf (Abb. 2). Das potentielle morphographische Nährgebiet würde zur Gletscherbildung ausreichen. Dazugehörige Moränen konnten jedoch nicht eindeutig identifiziert werden, da die Steilwandigkeit das Moränenmaterial sehr

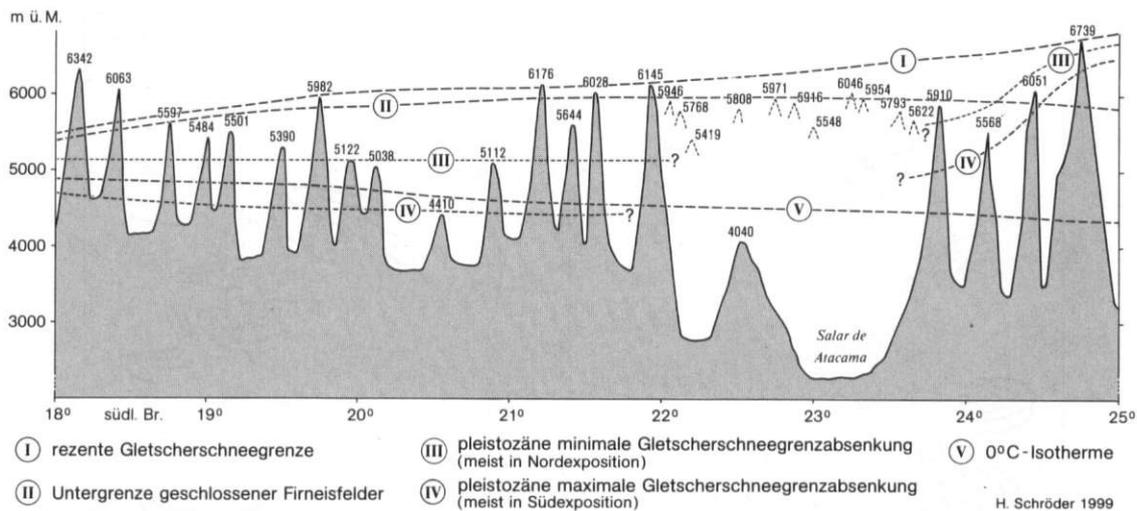


Abb. 5: Verschiedene Gleichgewichtslinien und die 0°C-Isotherme in Nordchile
Several snowlines and the annual 0°C-Isotherm in Northern Chile

schnell wieder in die Glatthangbildung einbezieht. Anders in einer Tiefenlinie, die aus einer überwiegend beschatteten Südwand am 4900 m hohen Plateau herauskommt. Hier sind etwa 500 m lange Seitenmoränen vorhanden, die auch in einer markanten Stirnmoräne enden. Rückzugsstadien sind nicht interpretierbar, da es sich auch um grundmoränenartige Wälle handeln könnte. Die restlichen Flächen waren höchstwahrscheinlich nur mit Firnfeldern oder wie am Llullaillaco durch nicht exarationsfähige kalte Gletscher bedeckt, die nur in der Lage sind, Breitböden (LEHMKUHL 1991/92) zu schaffen. Im Gegensatz zum Llullaillaco sind diese eventuellen Breitböden am Miniques nicht mehr kartierbar, da die präglazigene Glatthangbildung formgebend war und nach der Vergletscherung auch recht schnell wieder alle Vereisungsspuren in steileren Lagen überprägte.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß flächendeckende Vereisungszeugen am Miniques nicht vorhanden sind, die Angabe einer an Maximalvereisungen gebundenen letztglazialen Gletscherschneegrenze ist deshalb problematisch.

Völlig anders ist die Situation am Palpana. Die maximale Gletscherrandlage ist mit Ausnahme der Nordexposition gut kartierbar. Häufig sind drei, teilweise sogar vier deutliche Rückzugsstadien zu erkennen (Abb. 4). Die Vereisung reichte in Südexposition bis 4200 m und in West- und Ostexposition bis 4350 m hinab. In Nordwestexposition findet man Moränen bis etwa 4650 m, wogegen sie in Nordexposition ausfallen. Die Firnfeldbildungen waren hier nicht ausreichend, um eine exarative Wirkung zu erzielen. HASTENRATH

(1967) gibt am nördlich benachbarten Aucanquilcha eine pleistozäne Schneegrenze von 4800 bis 5200 m an, wobei die Absenkung zur rezenten Schneelinie 1000–1200 m betragen soll. Leider sind keine Expositionsangaben vorhanden, so daß ein Vergleich erschwert ist. Dagegen geben JENNY u. KAMMER (1996) am Aucanquilcha unter Berücksichtigung der Exposition für SE eine letztglaziale Gletscherschneegrenze an, die zwischen 4650 m und 5050 m schwankt. Ermittelt wurde die Gleichgewichtslinie nach der Accumulation Area Ratio (AAR 0,67) mit einem Flächenverhältnis Nähr- zu Zehrgebiet von 2:1. Verfährt man genauso und setzt man die Obergrenze des Akkumulationsbereiches am Plateaurand bei 5900 m an – eine eindeutige exarative Wirkung, die auf eine abfließende Plateauvereisung hinweist, konnte nicht beobachtet werden –, so ergibt sich am Palpana in Südexposition 4766 m, in Ost- und Westexposition 4867 m und in Nordwestexposition 5067 m Höhe für die pleistozäne Gletschergleichgewichtslinie. Nach HASTENRATH (1967) würde die rezent Gletschergleichgewichtslinie nur etwa 50–200 m über dem heutigen Gipfelniveau liegen.

Die recht steilen Flanken am Palpana weisen nirgendwo karbodenartige Vertiefungen auf. Der Untergrund im Nährgebiet ist heute völlig mit Glatthängen überzogen. Dies läßt die Schlußfolgerung zu, daß die recht kalten Gletscher nicht allzu mächtig gewesen sein dürften, sonst wären die präglazigenen Glatthänge stärker überformt worden und die rezent Glatthanggenese würde noch nicht wieder alle Formen beseitigt haben können. Im Zehrgebiet dagegen liegen weitflächig insbesondere bei südexponierten Hängen

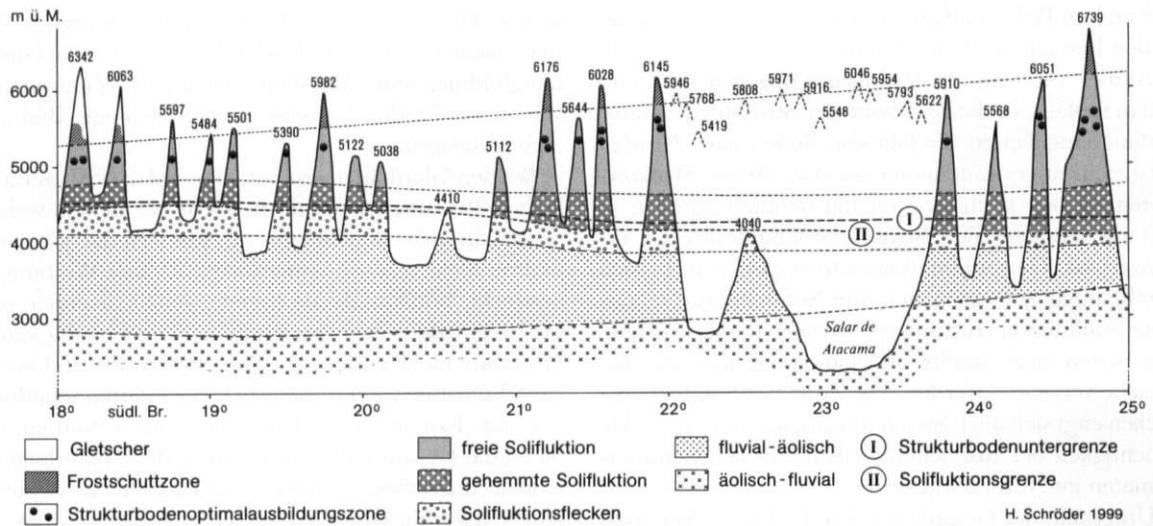


Abb. 6: Geomorphologische Prozeßbereiche
Geomorphological process districts

Moränenmaterialien, in die zwar ein periglazialer Formenschatz eingepreßt ist, der jedoch nicht in der Lage war, die Moränenwälle einzuebnen.

7 Die Lage der Gleichgewichtslinien

Betrachtet man die Gesamtheit der Gleichgewichtslinien im Sommerregengebiet der chilenischen Atacama, so zeigt sie nach Norden eine konvergierende Tendenz (Abb. 5). Besonders stark ist diese Tendenz bei der rezenten Gletscherschneegrenze zu beobachten. Sie liegt am feuchten Parinacota etwa bei 5600 m und steigt bis zum Sillajhuay recht schnell auf ca. 6000 m an. Am Aucanquilcha befindet sich in Südexposition am Hauptgipfel ein kleiner Gletscher. Alle südlicheren Gipfel sind gletscherfrei. Daraus folgt, daß am Llullaillaco die Gleichgewichtslinie mindestens in 6800 m liegen muß, wahrscheinlich jedoch höher.

Vergleicht man damit die Untergrenze geschlossener Firneisfelder, so erkennt man, daß sie am Sillajhuay etwas mehr als 200 m unter der rezenten Gletschergleichgewichtslinie liegt. Am Llullaillaco sind es dagegen mehr als 1000 m. Dies ist ein Zeugnis für die beträchtliche Zunahme der Aridität, denn die 0°-Isotherme fällt nach KUHN (1980, zit. in JENNY u. KAMMER 1996) recht kontinuierlich von etwa 4800–4900 m am Parinacota auf 4300–4400 m am Llullaillaco.

Aufgrund der beträchtlichen expositionsbedingten Unterschiede wurde auf die Angabe einer durchschnittlichen letztglazialen Gletscherschneegrenze verzichtet und statt dessen die Angabe der pleistozänen

maximalen Gletscherschneegrenzabsenkung (meist in Südexposition) und der pleistozänen minimalen Gletscherschneegrenzabsenkung (meist in Nordexposition) gewählt. Beide verlaufen zumindest vom Parinacota bis zum Palpana im Trend zwischen der Absenkung der 0°-Isotherme und dem Anstieg der rezenten Gletscherschneegrenze, was andeutet, daß Niederschlags-erhöhungen mindestens die gleiche Bedeutung zukommen muß wie Temperaturabsenkungen. Zwischen 22° und 23°30' s. Br. beginnen die pleistozänen Gletschergleichgewichtslinien stark anzusteigen. Kommt der Feuchtigkeit die Hauptbedeutung zu, so sagt dies, daß die aride Diagonale über längere Zeiten der Vereisungsphasen wesentlich trockener gewesen sein muß als das Sommerregengebiet. Oder anders gesagt: Die zunehmende Feuchtigkeit wirkte sich in etwa nur bis maximal 23°30' s. Br. aus.

8 Geomorphologische Prozeßbereiche

Eine recht strenge Korrelation mit den gegenwärtigen Gleichgewichtslinien weisen die rezenten geomorphologischen Prozeßbereiche auf (Abb. 6). Vergleicht sind von den untersuchten Gipfeln nur der Aucanquilcha, der Guallatiri und der Parinacota. Die Frostschuttbildung und die gravitative Verlagerung des Frostschuttes als alleinige Formungstendenz nimmt an Bedeutung von Süden nach Norden stark ab. Während sie am Llullaillaco mehrere hundert Meter umfaßt, tritt sie am Palpana, am Aucanquilcha und am Sillajhuay nur in der Gipfelregion auf. Die Verhältnisse am

Volcán San Pedro und am Arinitica sind nicht bekannt. In den Bereich der freien Solifluktion, der am Lullailaco über 1400 m, am Parinacota dagegen nur rund 450 m umfaßt, ist die Kernzone der Strukturbodenausbildung eingebettet. Sie fällt von Süden nach Norden bei gleichzeitiger Einengung um etwa 300 m. Strukturböden werden nach Norden hin deutlich seltener, so daß die Angabe der Strukturbodenuntergrenze erschwert ist. Die Solifluktionsuntergrenze bezieht sich durchgängig auf die gehemmte Solifluktion. Gebundene Solifluktion tritt nur an Naßstellen auf. Da diese sehr selten sind, mußte auf eine vergleichende Ansprache verzichtet werden. Die Zone der Solifluktionsflecken engt sich nach Süden hin ein, was auf verstärkte Feuchtigkeit bei ausreichender Kälte in den Sommermonaten im Norden hinweist.

Unterhalb der Gesamtzone frostbedingter Materialbewegungen schließt sich eine Zone verstärkter linear-konzentrischer Fließwasserabtrags mit abnehmender Wirkung in die Beckenlandschaften hinein an.

9 Die periglazialen Mesoreliefformen

Im chilenischen Teil des Sommerregengebietes im Andenhauptkamm treten als periglaziale Mesoreliefformen die Glatthänge und die Blockgletscher auf. Unter Glatthängen sollen hier ebenmäßige, in der Gefällelinie knicklose, in der horizontalen Wölbung meist schwach divergierende Bergflanken verstanden werden, die bezüglich ihrer Dynamik auf dem gesamten Hang im Gleichgewicht stehen. Dies bedeutet, daß die Menge des zugeführten Materials zu einem Punkt genauso groß ist, wie die Menge des von diesem Punkt weggeführten Materials. Hangabwärts wird bei unzureichendem fluvialen Abtrag ein Zustand erreicht, bei dem Materialzufuhr überwiegt. Dort geht der Glatthang entsprechend der Höhenlage und der zur Verfügung stehenden Feuchtigkeit entweder in einen Solifluktionshang oder in Kryplanationsformen über. Nach oben endet der Glatthang häufig an einem Frostkliff. Beide Erscheinungsformen bilden morphogenetisch eine Einheit. Das Frostkliff entfällt, wenn die Glatthanggenese die Wasserscheide erreicht hat. Glatthänge sind Produkte der Wassererosion über Gesteinen, die strukturell und/oder verwitterungsbedingt eine hohe Wasserwegigkeit aufweisen (Klüftung/Lösungshohlformen). Da unter diesen Bedingungen durch Versickerung Wasser oberflächlich verlorengeht, ist die Gerinnebildung gehemmt oder ausgeschlossen. Hangabwärts steht also an der Oberfläche weniger Wasser zur Verfügung. Dies genügt offensichtlich, um über sehr lange Zeiträume Glatthänge entstehen zu

lassen. Der periglaziale Gesteinsaufbereitungsprozeß muß also nicht der entscheidende Prozeß für die Glatthangbildung sein. Allerdings scheint das Zusammenspiel dieser beiden Prozesse die beschleunigte Bildung zu begünstigen.

Bei den Glatthängen ist auffallend, daß sie vom Lullailaco bis zum Aucanquilcha nicht nur die am weitesten verbreitete Reliefform sind, sondern daß sie auch in ihrer idealen Ausprägungsform (vertikale Wölbung – gestreckt, horizontale Wölbung – leicht divergierend) existieren. Bei sehr alten Gesteinen sind häufig keine Frostkliffe mehr vorhanden. Jungpleistozäne und holozäne Vulkanite weisen dagegen keine Glatthangbildungen auf. Kommt man dann weiter nach Norden, so bleibt das Gesamtbild zwar bis etwa 19° s. Br. erhalten, jedoch durchziehen immer häufiger linear-konzentrische Tiefenliniennetze die Glatthänge. Dies kann als Indiz für zunehmende Feuchtigkeit gelten. Weiter nördlich werden Glatthänge immer unbedeutender. Aufgrund dessen wurde bei der Festlegung der Verbreitungsareale für Glatthänge (Abb. 7) zwischen einer Zone (intensiver) Glatthangbildung und einer Zone retardierter Glatthangbildung unterschieden. Die Grenze dürfte etwa zwischen 20° und 21° s. Br. zu suchen sein. Auffällig ist, daß auf den Glatthängen nach unten hin die Scharfkantigkeit und damit die Frische des Materials abnimmt. Aufgrund dessen wurde in eine Zone der Glatthangerhaltung und in eine Zone der Glatthangüberprägung unterschieden. Letztere geht nach WEISCHET (1969) im Elqui-Tal bei 30° s. Br. bis auf 800 m hinab.

Blockgletscher sind im Hauptkamm der Anden im Winterregengebiet auf der argentinischen Seite von BARSCH u. HAPPOLDT (1985) und SCHROTT (1994) beschrieben worden. Bei der Gliederung der Höhenstufen wurden sie in der gleichen Gegend u. a. auch von GARLEFF u. STINGL (1985) mit einbezogen. Aus dem Sommerregengebiet sind keine Arbeiten bekannt, die sich ausschließlich der Themenstellung des Blockgletscherhaushalts widmen. SCHRÖDER (1996) wies darauf hin, daß es im Bereich der ariden Diagonale offensichtlich keine Blockgletscher gibt. Auch die anschließenden Fahrten zum Socompa zum Leoncito und die Kartierung des Miniques zeigten, daß die Schuttmassen sich zwar ansammeln, aber aufgrund der Trockenheit keine segregativen Eisbildungsvorgänge beobachtet werden konnten. Auch Stichproben an mehreren Gipfeln bis etwa 22° s. Br. brachten keine Hinweise auf Blockgletscher-genese. Die südlichste Bildung bei 21°32' s. Br. im Sommerregengebiet, die als Blockgletscher eindeutig anzusprechen ist, befindet sich am Palpana (Abb. 3 und Photo 1). Nach Norden hin nimmt dann sehr schnell die Bildungsintensität zu. Schon am Aucanquilcha bei

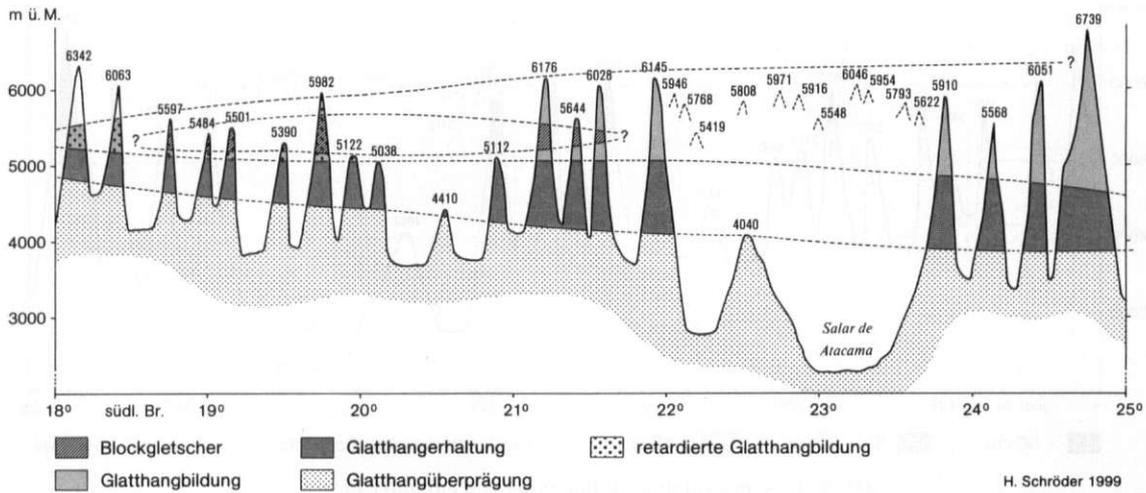


Abb. 7: Verbreitung von Blockgletschern und Glatthängen
Areas of the rock glaciers and of the rectilinear slopes

21°12' s. Br. existieren mehrere Blockgletscher mit jeweils sehr aktiver Stirn. Am Sillajhuay 19°45' s. Br. finden sich dann in südlicher Exposition ganze Blockgletscherfelder (SCHRÖDER, KRÖBER u. BOLCH 1998). Zumindest bis zum Isluga bei 19°09' s. Br. scheint sich die breitenlagenbedingte Optimalausbildungszone zu ziehen. Erst nördlich davon werden die Bildungen wieder schwächer. Ob schon am Parinacota bei 18°10' s. Br. die Blockgletscherbildung wieder aussetzt, bleibt ungeklärt. Hinweise aus der Literatur sind nicht bekannt und je weiter man sich den inneren Tropen nähert, desto unwahrscheinlicher wird die Blockgletscher-genese.

Höhenwärts ist die Verbreitung der Blockgletscher im Sommerregengebiet ebenfalls deutlich eingeschränkt. Während der einzige Blockgletscher am Palpana bei 5300 m liegt, erweitert sich die Zone zum Aucanquilcha von 5500 bis 5200 m. Am breitesten ist der Gürtel am Sillajhuay. Hier umfaßt er ca. 500 Höhenmeter von 5600 bis 5100 m, um am Isluga sich schon wieder auf ca. 300 m zu verschmälern.

10 Kompaktes Bodeneis

Wie BARSCH (1977, 1980) nachweisen konnte, sind Blockgletscher an das Auftreten diskontinuierlichen Permafrostes gebunden. Ihre Hauptverbreitungsgebiete sind die kontinentalen, winterkalten Hochgebirge (KOKAREV, SCHESTEROVA u. SCHRÖDER 1997, 1998). Ähnliche klimatische Bedingungen finden wir in der Atacama, wo der extrem hohe Strahlungsgenuß dazu führt, daß das Bodeneis in Oberflächennähe nicht schmilzt, sondern sublimiert. Eis findet sich deshalb in

den frühen Morgenstunden in wenigen Zentimetern Tiefe. Das kompakte Bodeneis hingegen liegt deutlich tiefer. Es wird in diesem Zusammenhang bewußt auf den Begriff Permafrost verzichtet, da es sich in diesem Sinne nicht um eine geschlossene Frostfront handelt, sondern die einzelnen Schutt- oder auch Geröllkomponenten häufig sehr locker durch Bodeneis miteinander verbunden sind. Während man im Permafrost häufig nur noch mit der Pike arbeiten kann, genügt für das Erreichen der Obergrenze des kompakten Bodeneises ein Spaten, und auch danach bleibt es noch für etwa 10 bis 20 cm grabbar. Da Grabungen in Höhen von über 5000 m mit großer körperlicher Anstrengung verbunden sind, wurde nur an ausgewählten Gipfeln in einem Abstand von 100 Höhenmetern gegraben. Am Lullaillico war dies bis in 6100 m Höhe, am Miniques bis 5800 m, am Palpana bis 5900 m und am Sillajhuay bis 5700 m der Fall. Dazwischen wurden an befahrenen und begangenen Gipfeln nur vereinzelt Schürfe angelegt. Sie alle ergaben das in Abbildung 8 entworfene Gesamtbild, welches dadurch gekennzeichnet ist, daß vom Lullaillico aus nach Norden ein leichter Anstieg der Höhengrenzen beobachtet werden kann. Zumindest ab dem Aucanilcha setzt diese Tendenz aus, was als Folge zunehmender Feuchtigkeit interpretiert werden kann.

11 Höhenstufung

Im Sommerregengebiet der Atacama bildet der Hauptandenkamm keinen geschlossenen Gebirgszug, sondern setzt sich aus einzelnen zum Teil recht isoliert liegenden Vulkankegeln zusammen, die auf einem

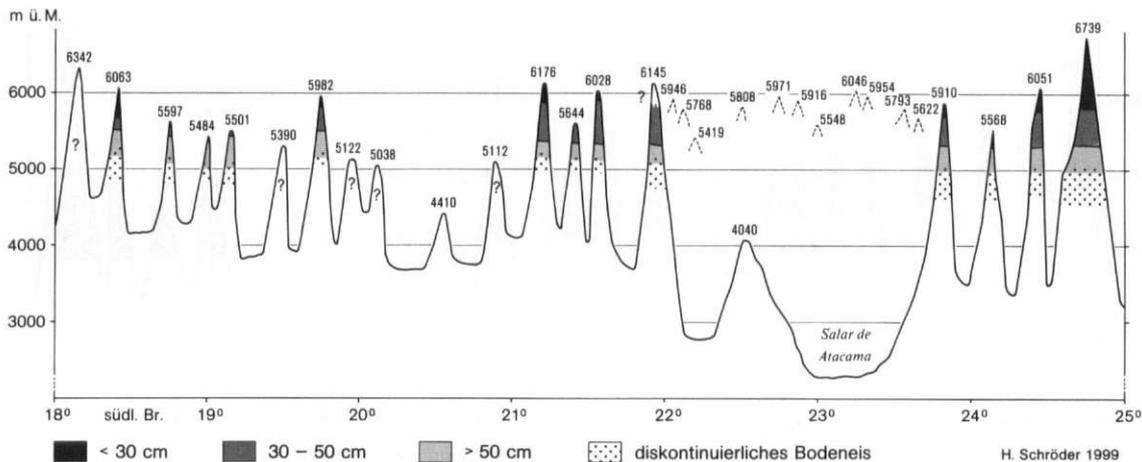


Abb. 8: Lage des kompakten Bodeneises (in cm unter Flur)

Signation of the compact ground ice (in cm beneath the surface)

meist neogenen 4000 m hohen Sockel dem Altiplano aufsitzen. Die Trockenheit außerhalb der Bachauen führt dazu, daß in der Kernzone der Atacama der Deckungsgrad der Vegetation nirgends 12% überschreitet (BAUMANN 1995). Dies macht einen Vergleich mit Höhenstufungen, die nicht aus dem vollariden Bereich stammen, unmöglich. Die Vegetation spielt für die Intensität der ablaufenden morphodynamischen Prozesse nur eine sehr untergeordnete Rolle. Am brauchbarsten war die von VEIT (1991) bei 30° s. Br. vom Hauptandenkamm vorgelegte Gliederung, an die sich schon SCHRÖDER u. MAKKI (1998) anlehnten. VEIT bezeichnet den Bereich ohne erkennbare frostbedingte Materialbewegung als subandine Stufe. Sie erreicht am Llullaillaco etwa 4100 m Höhe und verläuft nach Norden hin etwa bis zum Volcán San Pedro isohypsenparallel (Abb. 9). Der anschließende Anstieg ist durch die höheren Bodentemperaturen in der Fußstufe bedingt, die auch zum Auslaufen der Kryodenuationsstufe mit frostbedingten Materialbewegungen an den Hängen (subandine/andine Stufe) führt.

Der Übergang von subandiner zu andiner Stufe, als Zone flachgründiger Materialbewegungen mit einsetzendem periglazialen Formenschatz und dominierendem Blockstau bei Kryoplanation, liegt am Palpana etwa bei 4200 m, am Sillajhuay bei 4300 m und am Parinacota bei 4450 m. Die andine Stufe engt sich nach Norden ein und ist etwa ab 20° s. Br. nur noch 100 bis 150 m mächtig. Die gleichartige Ansprache des Übergangs von der andinen zur unteren periglazialen Stufe kann nur durch die einsetzenden tiefgründigen Materialbewegungen bis zur Permafrostfront mit dominierender Solifluktion, Glatthangbildung und Frostmusterung begründet werden. Im feuchteren Teil

ab etwa 21°30' s. Br. führen die höheren Bodentemperaturen zu einem Ansteigen der Vegetation bis weit in die untere periglaziale Stufe hinein. Deshalb gliedern SCHRÖDER, KRÖBER u. BOLCH (1998) die Stufe in einen vegetationsbestimmten Teil mit gehemmter Solifluktion und in einen vegetationsfreien Teil mit freier Solifluktion. Die Grenze liegt am Sillajhuay bei 5250 m. Die darüber liegende mittlere periglaziale Stufe ist durch die ansteigende Permafrostfront wiederum durch flachgründige Materialbewegungen mit Überspülungserscheinungen und Büßerschnee sowie Firnfeldern charakterisiert. Aufgrund der zunehmenden Feuchtigkeit senkt sich die Stufe bei geringer Einingung im feuchten Teil des Sommerregengebietes. Ihre Untergrenze liegt am Sillajhuay bei 5700 und am Parinacota bei 5300 m.

Die am Llullaillaco sehr mächtige obere periglaziale Stufe, die durch in-situ-Frostschuttfächen gekennzeichnet ist, kann mit ihrer Obergrenze in der ariden Diagonale nur geschätzt werden. Die drastische Einingung nach Norden ist Folge der absinkenden rezenten Gletscherschneegrenze. Am Sillajhuay ist die Stufe noch maximal 100 m mächtig und am Parinacota nicht mehr vorhanden. Die rezente Gletscherschneegrenze sinkt am Sillajhuay von ca. 6000 m bis zum Parinacota auf ca. 5600 m.

12 Schlußbetrachtung

Seit den grundlegenden Arbeiten von TROLL (1944, 1947, 1975) ist bekannt, daß das Periglazial Träger aktueller klimatischer und paläoklimatischer Informationen ist. Die genaue Kenntnis des Formenschatzes

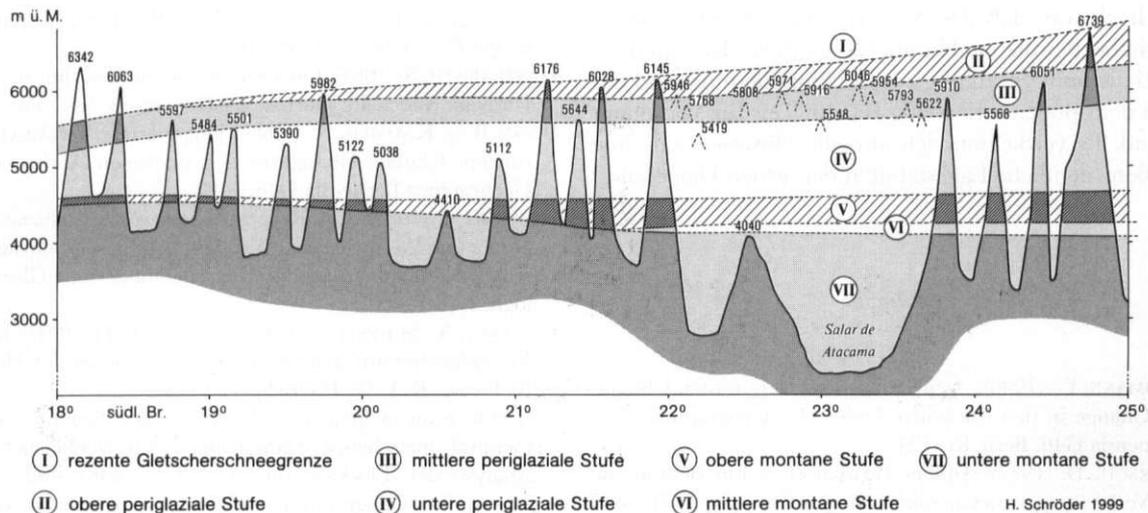


Abb. 9: Rezente Höhenstufung der Atacama
Present altitudinal zonation of the Atacama

läßt Rückschlüsse auf die thermischen und hygrischen Bedingungen eines Raumes zu. Dies ist grundsätzlich im Sommerregengebiet des chilenischen Andenkammes ebenso, jedoch erschwert der junge Vulkanismus, der zum Auslösen von Altformen führt, häufig die vergleichende Interpretation. Deshalb müssen für großräumige Analysen eine Vielzahl von Gipfeln einbezogen werden, um etwaige Besonderheiten besser zu verstehen und um sie für Verallgemeinerungen unberücksichtigt zu lassen. So könnte das Nichtvorhandensein von Glatthängen am Llullaillaco-Hauptgipfel den Fehlschluß zulassen, daß die Glatthanggenese eine klimatische Obergrenze hat, die schon unterhalb der rezenten Gletscherschneegrenze liegt. Dabei sind die Vulkanite des Llullaillaco mit 41000 und 5600 Jahren zu jung, um Glatthangbildung zu ermöglichen.

Schon GARLEFF, SCHÄBITZ, STINGL u. VEIT (1991) weisen darauf hin, daß der Verlauf der pleistozänen Gletscherschneegrenze ganz wesentlich feuchtigkeitsgesteuert ist, da sich die Vereisungsphasen mit den Seehochständen korrelieren ließen (GROSJEAN, MESSERLI u. SCHREIER 1991). Gilt dies, so kann aus dem rapiden Ansteigen der Gleichgewichtslinie zwischen 23° und 25° s. Br. geschlossen werden, daß die Zunahme der Niederschläge auf das Sommerregengebiet beschränkt blieb und die Kernzone nördlich der ariden Diagonale nur unwesentlich feuchter wurde.

Auch scheint die aride Diagonale eine recht lagestabile Erscheinung zu sein. Untersuchungen von VEIT (1994, 1995) belegen eine feuchtere Phase, die bei 30° s. Br. vor rund 3000 Jahren begann. Am Sillajhuay konnten eigene Untersuchungen (SCHRÖDER, KRÖBER

u. BOLCH 1998) mächtige limnische Sedimente im Becken von Cancosa aufschließen, die unterbrochen von Wildbachschottern einen geschlossenen Sedimentationszeitraum von 4100 B. P. bis 800 B. P. vor heute belegen. Dabei wechseln Phasen von offenen Seebeckensedimentationen mehrfach mit Verlandungsphasen. Diese Ablagerungen bestätigen KUHLEMEYERS (1998) Jungholozäne Feuchtphase von ca. 3700–1500 B. P. in der argentinischen Puna de Jujuy. Sie begann also bei 19°45' s. Br. ca. 400 Jahre eher und endete ca. 700 Jahre später, was das schon von SCHRÖDER u. SCHMIDT (1997) beschriebene Feuchtigkeitswandern in Richtung aride Diagonale bestätigt. In der Kernzone selbst müßte demnach die Feuchtigkeitsphase verkürzt sein. Nach SCHRÖDER u. MAKKI (1998) beginnt sie hier auch erst vor 2500 B. P. und endet bereits 1600 B. P. Anschließend wurde es zunehmend trockener.

Auch die Verbreitung der Blockgletscher läßt Rückschlüsse auf den holozänen Klimawandel zu. ZIPPRICH (1998) vermutet die Hauptbildungsphase in der argentinischen Sierra de Santa Victoria (Prov. Jujuy) im mittelhologozänen trockeneren Abschnitt, während dem es südlich des Palpana zu trocken zur Blockgletscherbildung gewesen sein muß. Da Blockgletscher zu ihrer Bildung nur Zeiträume von mehreren Jahrhunderten benötigen (BARSCH 1983, 1988; SCHRÖDER, SCHESTEROVA u. KOKAREV 1997), ist es erstaunlich, daß die Niederschläge während der jungholozänen Feuchtigkeitsphase nicht ausreichend waren, um Blockgletscher auszubilden. Auch sind fossile Blockgletscher nicht bekannt. Es kann nur vermutet werden, daß eventuell die Episodizität der Niederschläge in der ariden Diagonale

so hoch war, daß das Abschmelzen der Schneedecke nicht bei bewölktem Himmel langsam erfolgte, sondern daß die hohe Strahlung zur Sublimation führt und damit dem Boden sehr wenig Feuchtigkeit zur Verfügung stand. Es verdichten sich also die Hinweise auf eine außerordentliche Lagestabilität der ariden Diagonale.

Literatur

- AMMANN, C. (1996): Aktuelle Niederschlagsmuster. Climate Change in den trockenen Anden. In: *Geographica Bernensia* G46, Bern, 81–124.
- BARSCHE, D. (1977): Alpiner Permafrost. – Ein Beitrag zur Verbreitung, zum Charakter und zur Ökologie am Beispiel der Schweizer Alpen. In: *Abh. Akad. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 3*, 31, 118–141.
- (1980): Die Beziehung zwischen Schneegrenze und der Untergrenze der aktiven Blockgletscher. In: JENTSCH, C. u. LIEDTKE, H. (Hrsg.): *Höhengrenzen in Hochgebirgen. Arb. a.d. Geogr. Inst. Univ. d. Saarlandes* 29, 119–133.
- (1983): Blockgletscher-Studien. Zusammenfassung und offene Probleme. In: *Abh. Akad. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 3*, 35, 133–150.
- (1988): Rock glaciers. In: CLARK, M. J. (Ed.): *Advances in Periglacial Geomorphology*. Chichester et al., 69–90.
- BARSCHE, D. u. HAPPOLDT, H. (1985): Blockgletscherbildung und holozäne Höhenstufengliederung in den mendozinischen Anden, Argentinien. In: *Zbl. Geol. Paläontol. Teil I*, 11/12, Stuttgart, 1625–1632.
- BARTELD, M. (1997): Beobachtungen zum meridionalen Wandel des periglazialen Formenschatzes in der Ostkordillere (Bolivien). In: *Hall. Jb. Geow., R.A. 19, Halle/Saale*, 67–80.
- BAUMANN, G. (1995): Klimaökologie Atacama – Projektteil Vegetation. DFG-Bericht Ri 370/1–4 u. 2–4, Erlangen.
- ENDLICHER, W. (1983): Zur Witterungsklimatologie der Winterregen – Subtropen Chiles. In: *Erdkunde* 37, 258–268.
- FICKERT, T. (1998): Vergleichende Beobachtungen zu Solifluktuations- und Frostmustererscheinungen im Westteil Hochasiens. In: *Mitt. Fränk. Geogr. Ges.* 45, Erlangen, 1–150.
- GARLEFF, K. u. STINGL, H. (1985): Höhenstufen und raumzeitliche Veränderungen in den argentinischen Anden. In: *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 11/12, Stuttgart, 1701–1707.
- GARLEFF, K., SCHÄBITZ, F., STINGL, H. u. VEIT, H. (1991): Jungquartäre Landschaftsentwicklung und Klimageschichte beiderseits der Ariden Diagonale Südamerikas. In: *Bamberger Geogr. Schr.* 11, 359–394.
- GRAF, K. (1991): Ein Modell zur eiszeitlichen und heutigen Vergletscherung in der bolivianischen Westkordillere. In: *Bamberger Geogr. Schr.* 11, 139–154.
- GROSJEAN, M., MESSERLI, B. u. SCHREIER, H. (1991): Seenhochstände, Bodenbildung und Vergletscherung im Altiplano Nordchiles: Ein interdisziplinärer Beitrag zur Klimageschichte der Atacama. Erste Resultate. In: *Bamberger Geogr. Schr.* 11, 55–108.
- HASTENRATH, S. (1967): Observations on the snow line in the Peruvian Andes. In: *Journal of Glaciology* 6, 541–550.
- JENNY, B. u. KAMMER, K. (1996): Jungquartäre Vergletscherungen. Climate Change in den trockenen Anden. In: *Geographica Bernensia* G46, 1–80.
- KESSLER, A. (1985): Zur Rekonstruktion von spätglazialen Klima und Wasserhaushalt auf dem peruanisch-bolivianischen Altiplano. In: *Zschr. Gletscherkunde und Glaziologie* 21, 107–114.
- KOKAREV, A., SCHESTEROVA, J. u. SCHRÖDER, H. (1997): Die Blockgletscher im Sailijskij Alatau des Tienschan. In: *Hall. Jb. Geow., R.A. 19, Halle/Saale*, 81–94.
- (1998): Srawnitel'naja charakteristika morfogenesa kamennych gletscherow Tjanschanja i Alp (Vergleichende Analyse der Blockgletscher des Tienschan und der Alpen). In: *Geographitscheskie osnovy ustoischewogo razwitiija respublikii Kasachstan, Almaty*, 80–88.
- KUHLEMEYER, J. J. (1998): Holozäne Landschaftsentwicklung im Nordosten der Puna von Jujuy (Argentinien). In: *Terra Nostra* 5/98, 95.
- KUHN, M. (1980): Vergletscherung, Nullgradgrenze und Niederschlag in den Anden. In: *Jahresber. d. Sonnblickvereins* 1978–80.
- LAUER, W. (1988): Zum Wandel der Vegetationszonierung in den Lateinamerikanischen Tropen seit dem Höhepunkt der letzten Eiszeit. In: *Jb. Geogr. Ges. Hannover*, 1–45.
- LAUER, W. u. ERLNBACH, W. (1986): Die tropischen Anden. Geoökologische Raumgliederung und ihre Bedeutung für den Menschen. In: *Geogr. Rundschau* 39, 86–97.
- LEHMKUHL, F. (1991/92): Breitböden als glaziale Erosionsformen – ein Bericht über Vergletscherungstypen im Qilian Shan und im Kunlun Shan (China). In: *Zeitschr. Gletscherkunde u. Glaziologie* 27/28, 51–62.
- MESSERLI, B., GROSJEAN, M., GRAF, K., SCHOTTERER, U., SCHREIER, H. u. VUILLE, M. (1992): Die Veränderungen von Klima und Umwelt in der Region Atacama (Nordchile) seit der letzten Kaltzeit. In: *Erdkunde* 46, 257–272.
- MESSERLI, B., GROSJEAN, M., BONANI, G., BÜRGI, A., GEYH, M. A., GRAF, K., RAMSEYER, K., ROMERO, H., SCHOTTERER, U., SCHREIER, H. u. VUILLE, M. (1993): Climate change and natural resource dynamics of the Atacama Altiplano during the last 18,000 years: a preliminary synthesis. In: *Mountain Research and Development* 13, 117–127.
- RICHTER, M. (1996): Klimatologische und pflanzenmorphologische Vertikalgradienten in Hochgebirgen. In: *Erdkunde* 50, 205–237.
- SCHMIDT, D. (1998): Das Extremklima der nordchilenischen Hochatacama unter besonderer Berücksichtigung der Höhengradienten. Diss., Erlangen, 125 S.
- SCHRÖDER, H. (1996): Periglazial des Llullaillaco. Ber. DFG-Projekt Sch 379/4–2, Erlangen.
- SCHRÖDER, H., GUNJA, A. u. FICKERT, T. (1996): Vergleichende Periglazialmorphologie im zentralen Teil des nördlichen Tien-Shan. In: *Mitt. Fränk. Geogr. Ges.* 43, Erlangen, 275–300.

- SCHRÖDER, H., KRÖBER, O. u. BOLCH, T. (1998): Periglazial des Cerro Sillajhuay im Sommerregengebiet der Atacama (Chile/Bolivien). Ber. DFG-Projekt Sch 379/4-5, Erlangen.
- SCHRÖDER, H. u. MAKKI, M. (1998): Das Periglazial des Lullaillaco (Chile/Argentinien): In: *Peterm. Geogr. Mitt.* 142, 67-84.
- SCHRÖDER, H., SCHESTEROVA, J. u. KOKAREV, A. (1997): Blockgletschermorphogenese im oberen Frosnitz-Tal (Osttirol). In: *Mitt. Fränk. Geogr. Ges.* 44, Erlangen, 173-188.
- SCHRÖDER, H. u. SCHMIDT, D. (1997): Klimamorphologie und Morphogenese des Lullaillaco (Chile/Argentinien). In: *Mitt. Fränk. Geogr. Ges.* 44, Erlangen, 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, Heidelberg.
- TROLL, C. (1944): Strukturböden, Solifluktion und Frostklimare der Erde. In: *Geol. Rundschau* 34, 545-694.
- (1947): Die Formen der Solifluktion und der periglaziale Bodenabtrag. In: *Erdkunde* 1, 162-175.
- (1975): Vergleichende Geographie der Hochgebirge der Erde in landschaftsökologischer Sicht. In: *Geogr. Rundschau* 27, 185-198.
- VEIT, H. (1991): Jungquartäre Relief- und Bodenentwicklung in der Hochkordillere im Einzugsgebiet des Rio Elqui (Nordchile, 30° S). In: *Bamberger Geogr. Schr.* 11, 81-97.
- (1994): Jungquartäre Landschafts- und Klimaentwicklung am Südrand der Atacama (Norte Chico, Chile). Ein Beitrag zur Paläoökologie der „Ariden Diagonale“ Südamerikas. *Habil.-Schrift*, Univ. Bayreuth.
- (1995): Jungquartäre Landschafts- und Klimaentwicklung der Zentralen Anden und ihres westlichen Vorlandes: Kenntnisstand und Probleme. In: *Geomethodica* 20, 163-194.
- (1998): Holocene climatic changes and atmospheric paleocirculation in the northwestern part of the „Arid Diagonale“ of South America. In: *Bamberger Geogr. Schr.* 15, 355-369.
- VEIT, H., GROSJEAN, M. u. MESSERLI, B. (1998): Late Quaternary palaeoclimates and palaeoenvironments of the dry Central Andes. In: *Terra Nostra* 5/98, 166-167.
- VUILLE, M. (1996): Zur raumzeitlichen Dynamik von Schneefall und Ausaperung im Bereich des südlichen Altiplano, Südamerika. *Geographica Bernensia* G45, Bern.
- WEISCHET, W. (1969): Zur Geomorphologie des Glatthangreliefs in der ariden Subtropenzone des Kleinen Nordens von Chile. In: *Zeitschr. f. Geomorphologie*, N.F. 13, 1-21.
- WEISE, O. (1983): *Das Periglazial*. Stuttgart, Berlin.
- ZIPPRICH, M. (1998): Jungquartäre Klima- und Landschaftsentwicklung in der Sierra de Santa Victoria, Ergebnisse geomorphologischer und pedogenetischer Untersuchungen, Provincia de Jujuy, NW-Argentinien. *Dipl.-Arb.*, Univ. Bayreuth.