

Climate Change in den trockenen Anden

Bettina Jenny und Klaus Kammer

Jungquartäre Vergletscherungen

&

Caspar Ammann

Aktuelle Niederschlagsmuster



1996



GEOGRAPHICA BERNENSIA

Herausgeber : Dozenten und Dozentinnen des Geographischen Institutes der Universität Bern

Reihe A African Studies Series

Reihe B Berichte über Exkursionen, Studienlager und Seminarveranstaltungen

Reihe G Grundlagenforschung

Reihe P Geographie für die Praxis

Reihe S Geographie für die Schule

Reihe U Geographie für den Universitätsunterricht

G 46

Arbeitsgemeinschaft GEOGRAPHICA BERNENSIA in Zusammenarbeit mit der
Geographischen Gesellschaft von Bern, Hallerstrasse 12, CH-3012 Bern

- Verlag des Geographischen Institutes der Universität Bern -

Climate Change in den trockenen Anden

Bettina Jenny und Klaus Kammer

Jungquartäre Vergletscherungen

&

Caspar Ammann

Aktuelle Niederschlagsmuster

1996

Die vorliegenden Arbeiten entstanden im Rahmen des Nationalfondsprojektes "Climate Change im andinen Trockengürtel Südamerikas" (NF-20-36382.92).

Der Druck der vorliegenden Arbeit wurde durch folgende Institutionen unterstützt:

- Stiftung Marchese Francesco Medici del Vascello
- Arbeitsgemeinschaft GEOGRAPHICA BERNENSIA
- Gruppe Paläogeökologie und Landschaftsentwicklung, Geographisches Institut Bern

Druck: Lang Druck AG, Liebefeld Bern
Umschlag: Schlaefli & Maurer AG, Interlaken

© 1996 by GEOGRAPHICA BERNENSIA, Universität Bern, ISBN 3-906151-03-4



Creative Commons Licences

Vorwort

Von der kühlen und meist nebelumhüllten Pazifikküste erstreckt sich die Atacama bis auf den hochgelegenen Altiplano. Die Wüste erreicht um den südlichen Wendekreis selbst die hohen Andenvulkane und bietet dabei mit ihrer spärlichen Vegetation nur wenigen Tieren genügend Nahrung zum Überleben. Die Vielfalt der Formen und Farben, zwischen riesigen weissen Salarflächen und jungen schwarzen Vulkankegeln, zeichnet eine bezaubernde Landschaft, deren Schönheit jeder erliegt, der sie betritt. Nur selten unterbrechen kleine Siedlungen den scheinbar unveränderlichen, vom Menschen noch unangetasteten Raum. Auf den ersten Blick ist nicht vorstellbar, dass hier in jüngster Vergangenheit Veränderungen im ökologischen Haushalt zu Umwälzungen im Landschaftsbild geführt haben. Und dennoch: Climate Change in den trockenen Anden wird zur zentralen Frage, wenn man auf die vielen paläoklimatischen Hinweise achtet, die der Altiplano verbirgt. Die weiten Salzpflannen zeugen von der Verdunstung gewaltiger Wassermengen. Doch erst mit den an allen Randerhebungen und Inseln erkennbaren Strandterrassen nimmt der Gedanke an offene Wasserflächen Gestalt an. Mit früheren Wassertiefen von bis zu 70 m muss man sich die heute kahle Hochebene als kleines Binnenmeer vorstellen. Eine weitaus vielfältigere Flora und Fauna bevölkerte die Küsten. Dies machten sich frühe Kulturen zunutze, die auf dem Altiplano lohnende Jagdgründe fanden. Von den heute schneefreien Bergen stiessen weisse Gletscher ins Hochland herunter und hinterliessen riesige Moränen. Viel Wasser führte neben den Seen auch zur Ausbildung grosser Grundwasserreserven.

Was muss sich an den klimatischen Rahmenbedingungen bis heute geändert haben, dass sich die Landschaft so grundlegend veränderte? Dieser Frage ging das Paläoklima-Projekt „Climate Change im andinen Trockengürtel Südamerikas“ (NF 20-36382.92) unter der Leitung von Prof. Bruno Messerli nach. Die trockenen Anden lieferten für die Studien optimale Bedingungen. Der Hochgebirgsraum reagiert nämlich ausserordentlich empfindlich auf bestimmte klimatische Veränderungen. Während schwankende Temperaturen in diesen Hochlagen alleine kaum grosse Auswirkungen zeigen, verursachen bereits kleine Feuchteänderungen in der Vielzahl der vorhandenen Klimaarchive deutliche Reaktionen. Durch die spezielle Lage zwischen dem tropischen und dem aussertropischen Zirkulationsgürtel ermöglichen unterschiedliche räumliche Muster der Feuchteverteilung, auf die jeweiligen Ursachen zu schliessen. Zweifellos können die früheren Umweltbedingungen nur durch eine dramatische Zunahme der Niederschläge erklärt werden, die entweder aus den tropischen Sommerregengebieten oder aus der winterlichen Westwindzone den Altiplano erreichen mussten. Oder könnte es sein, dass eine Intensivierung beider Systeme eintrat? Die Rolle der Temperatur tritt dagegen deutlich zurück, wenn man sich vergegenwärtigt, dass selbst heute an den z.T. weit über 6000 m aufragenden Anden bei Temperaturen deutlich unter 0°C keine Gletscher auftreten.

So zeugen die grossen Moränensysteme unterhalb der heute eisfreien Berge von einer markanten Feuchtphase. Doch welches Muster ist aus der räumlichen Verteilung der Moränen zu erkennen? Waren alle höheren Berge des Trockenraumes einmal vergletschert? Lassen sich die Glazialbefunde mit Erkenntnissen aus anderen Archiven verbinden? Im ersten Teil dieses Bandes wird gezeigt, dass aus der Kartierung der jungquartären Vergletscherungen wichtige Rückschlüsse auf das Paläoklima gezogen werden können. Trotz der Datierungsproblematik lassen sich indirekt entscheidende Verknüpfungen an andere Archive anstellen, die das Bild des früheren Altiplano nun auch in die Hochgebirgszone erweitern.

Dass die Interpretation von unregelmässig im Raum verteilter Klimahinweise ohne die grundlegende Kenntnis der Bedingungen, die heute zu Niederschlag führen, ausserordentlich schwierig ist, wurde bereits früh erkannt. Neben den stark auf die Vergangenheit ausgerichteten Arbeiten wurden daher auch Studien über das rezente Klima des Trockenraumes lanciert. Es sollte zunächst verstanden werden, wie die wichtigen, jedoch spärlichen Niederschläge entstehen und woher die niederschlagsbringenden Systeme heute stammen. Die zentrale Aufgabe bestand aber in erster Linie darin, unterschiedliche Muster aufzuzeigen, die aus den verschiedenen Niederschlagsregimen in der Feuchteverteilung resultieren. Erst diese grundlegenden Muster bieten der Interpretation von Paläodaten zirkulationsdynamische Eckpfeiler. Der zweite Beitrag befasst sich daher mit den aktuellen Niederschlagsmustern.

Während einem gemeinsamen Feldaufenthalt 1995 hatten wir die aussergewöhnliche Gelegenheit, im Kernraum der Trockenzone auf die Suche nach alten Gletscherspuren zu gehen. Neben vielen Diskussionen über 'aktive' und 'sterbende' Gletscher, über Moränen und Vulkanablagerungen hinterliess v.a. ein früher Wintereinbruch bei uns bleibende Erinnerungen. Am Abend genossen wir in unser Zelt ein heisses, fürstliches Essen. Draussen verwandelte sich über Nacht die Trockenwüste in eine Eiswüste, die uns die Vorstellung von Klimaten während früherer Vereisungen veranschaulichte. Gleichzeitig erlebten wir direkt die unglaubliche Sensitivität des Raumes auf Feuchteschwankungen.



Morgenessen im Llano Tres Cruces nach nächtlichem Schneefall, April 1995

Die intensive Zusammenarbeit im Feld, aber auch am Institut ermöglichte uns, einige Hürden leichter zu nehmen. Wir freuen uns, auf eine schöne und bereichernde Zeit zurückblicken zu können.

Unser Interesse und unsere Freude an paläoklimatischen Fragestellungen wurde sehr stark von Prof. Bruno Messerli gefördert. Seine enorme Begeisterungsfähigkeit und Motivation waren zusammen mit seiner Feingefühligkeit im Umgang mit Menschen sowohl im Feld wie auch am Institut eine wichtige Stütze. Ohne seine immer wieder ausgreifenden und doch zusammenführenden Worte wäre ein so interdisziplinäres Projekt nicht durchführbar gewesen. Wir möchten ihm von Herzen für die einmalige Chance danken, ins Chile-Projekt aufgenommen worden zu sein und dabei einen tiefen Einblick in die Geographie erhalten zu haben.

Dr. Martin Grosjean koordinierte das ganze Chile-Projekt und war für einen Grossteil der Betreuung verantwortlich. Sein breites Wissen und seine Innovation waren uns stets eine unerreichbare Vorgabe. Sein Einsatz ermöglichte die Umsetzung vieler Ideen, was unseren Lehrgang in die Paläoklimatologie sehr bereicherte. Schliesslich möchten wir auch seine kritische Durchsicht dieses Bandes aufs beste verdanken.

Dem Chile-Team mit Dr. Mathias Vuille und Christoph Kull sowie den im Projekt beteiligten Ueli Schotterer (Physikalisches Institut Universität Bern), Prof. Kurt Graf (Zürich), Dr. Antje Schwalb (Göttingen) und Dr. Blas Valero (Zaragoza) muss für die vielen Diskussionen und für das Interesse unseren Arbeiten gegenüber gedankt werden. Prof. Mebus Geyh (Hannover) möchten wir zudem herzlich für seine vielen Datierungen für das Projekt danken.

Etwas im Hintergrund, aber von grosser Wichtigkeit war die Unterstützung von Francesca Escher in Bern und Bea Messerli auf dem Altiplano. Sie haben es auch verstanden, unseren manchmal etwas müden Geist immer wieder zu aktivieren.

Des weiteren müssen von chilenischer Seite Prof. Hugo Romero und Andres Rivera (Universidad de Chile, Dep. de Arquitectura), Moira Gardeweg (Servicio Geologico de Chile) sowie Patricio Aceituno (Universidad de Chile, Departamento de Geofísica) und Fernando Escobar (Dirección General de Aguas) erwähnt werden. Für ihre offene Hilfe in Fachdiskussionen sowie die unschätzbare Mithilfe in der Datenbeschaffung möchten wir herzlich danken.

Im administrativen Bereich gehört unser Dank Herrn Botschafter Concha Gazmuri (Chilenische Botschaft, Bern) und Herrn Botschafter Freymont (Schweizer Botschaft, Santiago) sowie Marcela Espinoza (Dirección Frontera y Limite), die durch ihre stets prompte und zuvorkommende Hilfe viele Hürden aus dem Weg zu räumen halfen.

Für die erfolgreiche Bewältigung vieler Probleme waren speziell Helga und Willi Egli (Santiago) verantwortlich. Sie boten stets einen sicheren und herzlichen 'Hafen' in Santiago de Chile. Dasselbe gilt für Martin Rhis in San Pedro de Atacama. Sein 'Juanita' war nach langer Arbeit auf dem Altiplano immer wie ein Paradies.

Den Betreibern der Mina Marte und von El Laco möchten wir herzlich für die liebe Gastfreundschaft und Anteilnahme danken. Sie haben wesentlich zum Gelingen der Feldarbeiten beigetragen.

Die Angestellten des Instituto Geographico Militar in Santiago de Chile waren für uns eine grosse Hilfe. Sie haben sich immer mit grossem Eifer um unsere oft chaotischen Bestellungen bemüht, und wir waren immer gern gesehene Gäste. Wir danken ausserdem vielmals für die Bewilligung, die topographischen Karten ausdrucken zu dürfen.

Für die fachliche Hilfe von Prof. Christian Schlüchter, Dr. Karl Ramseyer und Michael Helfer (Geologisches Institut der Universität Bern), sowie von Dr. Mathias Giger (Mineraloge) sind wir sehr dankbar.

Dieter Schmidt (DFG) sei für den offenen Datenaustausch sowie für die Diskussionen in San Pedro de Atacama und am Sairecabur gedankt.

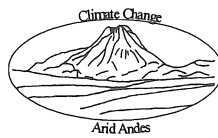
Der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (SMA) sowie dem Europäischen Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) sei für die Überlassung der Analyse-Daten gedankt. Grosser Dank gebührt vor allem Daniel Lüthi (ETH-Zürich). Er hat die hier im zweiten Teil verwendeten Wetterkarten aus den Analyse-Daten von Reading hergestellt.

Wir möchten es auch nicht versäumen, all unseren Freunden, sei es aus dem privaten Kreis oder vom Institut, insbesondere der Forschungsgruppe 'Paläoökologie und Entwicklungsländer' für ihr oft grosses Verständnis und die Unterstützung den „Chilenen“ gegenüber zu danken.

Der Medici Stiftung sind wir in zweierlei Hinsicht zu grossem Dank verpflichtet: zum einen unterstützte sie grosszügig unsere gemeinsame Feldphase, zum anderen macht ihr finanzieller Beitrag das Erscheinen des vorliegenden Bandes erst möglich.

Zum Schluss möchten wir ganz speziell unseren Eltern für ihre stetige Unterstützung und ihr grosses Interesse danken. Ihr Verständnis und ihre Anteilnahme hat uns in unserem Bestreben stets aufs neue bestärkt.

Bern, im Dezember 1996



Abkürzungsverzeichnis

AAR	Accumulation Area Ratio	LGM	Last Glacial Maximum
BP	Before Present	MSL	Modern Snowline
CLIMAP	Climate Mapping Analysis and Prediction	SNF	Schweizerischer Nationalfonds
Co.	Berg (span. Cerro)	ORSTOM	Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft		
DGA	Klimadaten El Laco		
DMC	Dirección Meteorológica de Chile	PSL	Pleistocene Snowline
EG	Einzugsgebiet	SENAMHI	Servicio nacional de Meteorología y Hidrología de Bolivia; bolivianische Klima- und Wasserbehörde
ELA	Equilibrium Line Altitude		
EM	Endmoräne		
ENSO	El Niño - Southern Oscillation		
ETH	Eidgenössische Technische Hochschule	SERNA GEOMIN	Servicio Nacional de Geología y Minería
Exp.	Exposition		
GIUB	Geographisches Institut der Uni Bern	SL	Snowline
GOES	Geostationary Observational and Environmental Satellite	SM	Seitenmoräne
		Vn.	Volcán
GWL	Gleichgewichtslinie	yr	year
IGM	Instituto Geografico Militar	Z	Weltzeit (=UTC: Universal Time Coordinated)
LB	Luftbild		

Colour Tables

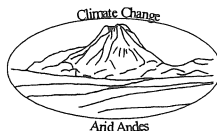
- Table I: Well developed glacial systems at Massif Choquelimpie (18°17'S) in the Northern aspect. The moraines are reaching the plain. For this mountain, there was no problem to determine the catchment area of former glaciers.
- Table II: Behind the lovely village of Parinacota (4430 m) lies Cerro Guaneguane (18°08'S). The moraines end at 4500 m in the South aspect.
- Table III: Many moraines and stones have been deposited along the former ice margin in the valley of El Laco (23°50'S). The maximal advance built up the end moraines behind the alluvial, whose bright color can be seen in the middle of the plate.
- Table IV: Glacially shaped *Roche Moutonnée* in the valley of El Laco (23°50'S). It has a gentle, glacially striated side towards the former glacier flow whereas the lee-side was broken up by glacier plucking.
- Table V: The moraines (5 in figure 25) of the Western aspect of the Cordillera del Tatio (22°15'S) end at 4450 m. This type of moraine is very typical for the Chilean Altiplano.
- Table VI: View from the plain Llano del Negro Francisco towards the huge cirque of the Nevado Jotabeche (27°40'S). The block has been transported by a glacier 10 km off the mountain probably before the Eem-period.
- Table VII: Breaking waves in the middle troposphere in winterly stratified, cold air, Altiplano June, 1993.
- Table VIII: Map of convective cloud cover over the Altiplano during summer 1993/94. The different colours show the percentage of cloud occurrence as observed from GOES-E satellite images (Graph: B. Jenny).

JUNGQUARTÄRE VERGLETSCHERUNGEN

Bettina Jenny und Klaus Kammer

Inhaltsverzeichnis

Figurenverzeichnis	6
List of figures	8
Tabellenverzeichnis	10
List of tables	11
1 Einleitung	13
1.1 Fragestellung und Aufbau der Arbeit	13
1.2 Charakterisierung des Untersuchungsgebietes	14
2 Grundlagen zur Bewegung und zum Formenschatz eines Gletschers	16
2.1 Bewegung eines Gletschers	16
2.2 Der glaziale Formenschatz in den nordchilenischen Anden	17
2.2.1 Glaziale Erosion	17
2.2.2 Glaziale Ablagerung	18
3 Bedeutung und Aussagekraft der Schneegrenze & Gleichgewichtslinie	19
3.1 Parameter für die Gletscherbildung	19
3.1.1 Klimatische Randbedingungen	19
3.1.2 Nicht-klimatische Faktoren	20
3.1.3 Diskussion	21
3.2 Berechnung der Schneegrenze und Gleichgewichtslinie	21
3.2.1 Methode nach Louis (1955)	21
3.2.2 Methode nach Lichtenecker (1938) und Visser (1938)	22
3.2.3 Flächenteilungsmethode	22
3.2.4 Aussagekraft der Schneegrenze und Gleichgewichtslinie	23
4 Kenntnisstand der Vergletscherung der zentralen und südlichen Anden	24
4.1 Vergletscherungen nördlich des Wendekreises	24
4.1.1 Die Seenphasen Minchin und Tauca	25
4.1.2 Die Schneegrenze nördlich des Wendekreises	25
4.1.3 Datierungen	27
4.1.4 Paläoklima: Temperatur- und Niederschlagsänderungen	29
4.2 Vergletscherungen südlich des Wendekreises	30
4.2.1 Datierungen	31
5 Heutige Vergletscherung im Untersuchungsraum	33
5.1 Gletscher zwischen 18°S und 23°S	33
5.1.1 Der Sajama (18°06'S, 68°53'W)	34
5.1.2 Die Nevados de Payachata (18°08'S, 69°08'W)	34
5.1.3 Nevados de Quimsachata (18°20'-30'S, 69°05'W)	35



5.2 Gletscher zwischen 23°S und 29°S	35
5.2.1 Massiv Tres Cruces (27°05'S, 68°47'W, 6748 m)	35
5.2.2 Cerro Ermitaño (26°47'S, 68°37'W, 6146 m) und Cerro Peña Blanca	35
5.2.3 Cerro Potro (28°23'S, 69°38'W)	35
6 Jungquartäre Vergletscherungen: Auswertung der Testgebiete zwischen 17°S und 29°S	37
6.1 Testgebiete zwischen 17°30'-18°30'S	38
6.1.1 Massiv Choquelimpie (18°17'S, 69°12'W)	38
6.1.2 Volcán Tacora (17°43'S, 69°48'W)	41
6.1.3 Nevados de Putre und Cerro Larancagua (18°05'S, 69°30'W)	41
6.1.4 Cerro Guaneguane (18°08'S, 69°07'W)	42
6.2 Testgebiete zwischen 18°30'-19°30'S	45
6.2.1 Salar de Surire (18°50'S, 69°W)	45
6.2.2 Cerro Arintica	46
6.3 Testgebiete zwischen 19°30'-20°30'S	47
6.3.1 Cerro Alto Toroni (19°45'S, 68°40'W)	47
6.3.2 Cerro Napa (20°30'S, 68°40'W)	47
6.4 Testgebiete zwischen 20°30'-21°30'S	49
6.4.1 Volcán Aucanquilcha (21°13'S, 68°28'W)	49
6.4.2 Cerro Paroma und Volcán Olca (20°56'S, 68°25'W)	51
6.4.3 Cerro Chela (21°24'S, 68°30'W)	51
6.5 Testgebiete zwischen 21°30'-23°S	52
6.5.1 Cordillera del Tatio (22°15'S, 68°W)	52
6.5.2 Vulkane San Pedro und San Pablo (21°53'S, 68°23'W)	54
6.5.3 Cerro del Pajonal (22°30'S, 67°54'W)	55
6.5.4 Cerro Toco (22°58'S, 67°50'W)	55
6.6 Testgebiete zwischen 23°-24°S	57
6.6.1 Cordón de Puntas Negras (ca. 23°30'-50'S, 67°30'-45'W)	57
6.6.2 Cerro Acamarachi (23°17'S, 67°37'W)	59
6.6.3 Cerro Tumisa (23°27'S, 67°48'W)	60
6.7 Testgebiete zwischen 24°-25°S	60
6.7.1 Cordón de Pular (24°11'S, 68°03'W)	60
6.7.2 Vulkan Llullaillaco (24°43'S, 68°32'W)	62
6.8 Testgebiete zwischen 25°-27°S	64
6.8.1 Cerros Colorados (26°10'S, 68°23'W)	64
6.9 Testgebiete zwischen 27°-28°S	65
6.9.1 Massiv Tres Cruces (27°06'S, 68°47'W)	65
6.9.2 Nevado Jotabeche (27°42'S, 69°13'W)	67
6.10 Testgebiete zwischen 28°-29°S	69
6.10.1 Cerro del Potro (28°23'S, 69°38'W)	69
6.10.2 Cerro de Caserones Sur (28°12'S, 69°30'W)	71
6.11 Testgebiete auf 29°S	71
6.11.1 Encierro- und Valeriano-Tal (29°11'S, 69°57'W)	71
7 Paläoklimatische Schlussfolgerungen	74
Literaturverzeichnis	78

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit über jungquartäre Vergletscherungen in Nordchile ist ein Beitrag zum Projekt 'Climate Change im andinen Trockengürtel Südamerikas' (Schweizerischer Nationalfonds 20.36382-92). Der Untersuchungsraum (18°-29°S) liegt auf dem chilenischen Altiplano, einer grossen, intramontanen Hochebene der zentralen Anden. Dieser trockene Andenabschnitt stellt eine klimatische Schlüsselstelle dar, weil er sowohl im Einflussbereich der tropischen wie der aussertropischen Zirkulation liegt. In diesem Bereich quert auch die Südamerikanische Trockendiagonale die Anden von NW nach SE.

Heute treten die letzten tropischen Gletscher ganz im Norden des Untersuchungsgebietes bei 18°S auf, während die Gletscher der Westwindzone erst etwa tausend Kilometer weiter südlich bei 27°S einsetzen. Im dazwischenliegenden Andenabschnitt tragen auch Erhebungen von über 6700 m keine Gletscher. Während die thermische Bereitschaft für die Gletscherbildung gegeben ist, fehlt der Niederschlag für deren Entstehung. Im ganzen Untersuchungsraum liegen jedoch zahlreiche Indizien für jungquartäre Vergletscherungen vor. Dies lässt auf stark veränderte Umweltbedingungen, v.a. im Feuchtehaushalt, schliessen.

Kenntnisse über Vergletscherungen waren in diesem Raum bisher sehr gering. In einem N-S-Transekt wurden einzelne Berge auf ihre frühere Vergletscherungsdimension hin untersucht. Die Kartierung glazigener Formen erfolgte anhand einer Luftbildinterpretation mit anschliessender Feldbegehung in ausgewählten Testgebieten der Andenwestkordillere zwischen 18° und 29°S. Bei der Auswertung nahm die Abschätzung einer früheren Gleichgewichtslinie (GWL) eine zentrale Stellung ein. Die GWL stellt die Grenze zwischen dem Akkumulations- und dem Ablationsgebiet des Gletschers dar. Ihre Lage ist neben Relieffaktoren vorwiegend von der Temperatur und dem Niederschlag abhängig. Sie liefert somit wichtige Hinweise auf die klimatischen Verhältnisse.

Die Abschätzung der GWL basierte vorwiegend auf der Flächenteilungsmethode (Accumulation Area Ratio, AAR). Anhand der Kartierungen wurde zuerst an einzelnen Bergen die ehemalige Gletscherfläche rekonstruiert. Mit Hilfe der Höhe von Seitenmoränenansätzen konnte das Teilungsverhältnis Akkumulationsgebiet:Ablationsgebiet auf 2:1 (AAR = 0.67) festgelegt werden. Erstaunlicherweise ist das Verhältnis das gleiche wie bei heutigen Gletschern der Alpen.

Der nördliche Abschnitt (18°-25°S) wie der südliche Bereich (27°-29°S) weisen sowohl deutlich jüngere wie ältere Gletscherstände auf. Im nördlichen Teil sind drei deutliche Stände erkennbar: Weit hinunter reichen alte, schlecht erhaltene Moränen. Oberhalb davon folgen deutlich ausgebildete Endmoränen, welche innerhalb des nördlichen Untersuchungsraumes gut korreliert werden können. Höher gelegen sind junge Stände teilweise ebenfalls untereinander korrelierbar. Dies entspricht den Vergletscherungsphasen, die in der Nähe des Salar de Uyuni in Bolivien vorliegen. Im südlichen Teil weisen verwaschene Moränen auf einen alten Gletschervorstoss hin. Höher gelegen folgen junge, deutlich ausgeprägte Endmoränen. Oberhalb von diesen liegen z.T. noch jüngere Stände, denen auf 29°S ein spätholozänes Alter zugewiesen werden konnte. Die Stände entsprechen den A-, B- und C-Moränen nach Veit (1994) für den Norte Chico. Im mittleren Abschnitt (25°-27°S) gibt es aus den Luftbildern Hinweise auf frühere Vergletscherungen, wobei eine Feldbegehung in diesem Bereich noch ausstehend ist.

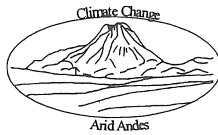
Die 'jüngeren' Stände lassen sich sowohl innerhalb des nördlichen (18°-25°S) wie südlichen Abschnittes (27°-29°S) gut nach morphologischen Kriterien korrelieren.

Die Berechnung der Gleichgewichtslinie konzentrierte sich auf diese Stände. Die Gleichgewichtslinie lag zwischen 18° und 23°S stets auf einer Höhe von 4700-4800 m. Zwischen 23°S und 24°S stieg sie von Norden nach Süden um etwa 300 m an. Zudem lag die GWL in den W- und SW-Expositionen etwa 100-150 m tiefer als in den NW- und E-Expositionen. Im südlichen Abschnitt des Untersuchungsraumes stieg die GWL von 4000 m (29°S) auf kurzer Distanz auf 5300 m (27°S) an. Signifikante Expositionsunterschiede wurden in diesem Andenabschnitt nicht festgestellt.

Die Gletscher des nördlichen und südlichen Abschnittes reagierten wahrscheinlich auf unterschiedliche klimatische Signale. Dies heisst, dass Gletschervorstösse im Norden und Süden des Untersuchungsraumes nicht gleichzeitig erfolgen mussten. In beiden Gebieten war aber jeweils eine starke Niederschlagszunahme unabdingbar.

Der GWL-Verlauf zwischen 18°-25°S sowie hohe Seestände in diesem Raum lassen sich gut mit einer markanten Intensivierung der Sommerniederschläge erklären. Eine Temperaturreduktion ist möglich, aber nicht zwingend notwendig, da die heutige 0°C-Isotherme nicht oberhalb der früheren GWL-Höhen liegt. Aus Bolivien ist die Gleichzeitigkeit von Gletschervorstössen und hohen Seespiegeln zur Zeit der Tauca-Phase belegt. Diese Zeitgleichheit ist somit auch für den nördlichen Teil des Untersuchungsraumes (18°-25°S) eine plausible Erklärung. Absolute Datierungen liegen nicht vor.

Im südlichen Abschnitt des Untersuchungsraumes war eine deutliche Intensivierung der Niederschläge der Westwindzirkulation für die grosse Gletscherausdehnung auf der Andenwestseite notwendig. Nördlich von 27°S scheinen die



Niederschläge aus der Westwindzirkulation wie heute markant abgenommen zu haben. Für den südlichsten Teil des Untersuchungsraumes (29°S) wird mittels Vergleich der Lage der heutigen 0°C-Jahresisotherme mit der früheren GWL eine Temperaturreduktion von mindestens 2°-3°C für die Bildung der unteren deutlich erhaltenen Endmoränen postuliert. Weiter nördlich (27°S) waren tiefere Temperaturen nicht zwingend. Alte, verwaschene Stände sind wahrscheinlich in eine Zeit vor dem LGM einzuordnen. Deutliche Endmoränen wurden eventuell während dem LGM oder im Spätglazial abgelagert. Eine genaue zeitliche Einordnung bleibt bisher schwierig. Die Datierung einer jungholozänen Moräne auf 29°S belegt auch junge Gletschervorstöße.

In dieser Arbeit wurde versucht, anhand glazigener Formen Aussagen über paläoklimatische Veränderungen in den trockenen Anden zu machen. Es konnte gezeigt werden, dass die Gletscher im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes (18°-25°S) von tropischen Sommerniederschlägen beeinflusst wurden, während der südliche Teil (27°-29°S) vorwiegend im Einflussbereich der Westwindzirkulation lag. Eine zuverlässige Chronologie der Vergletscherung ist noch ausstehend und eine wichtige zukünftige Aufgabe.

Summary

This study on former glaciations in northern Chile is a contribution to the project 'Climate Change in the Arid Andes' (Swiss NF 20.36382-92). The research area is located along a transect from 18°S to 29°S in the Chilean Altiplano, the western part of the high intramontane plateau in the Central Andes. This extremely arid zone is influenced by tropical circulation in the northeast and westerly circulation in the southwest. The 'Andean dry Diagonal' crosses the research area from NW to SE.

Modern tropical glaciers exist in the northernmost part of our research area at 18°S, whereas the first glacier in the westwind zone appears only at 27°S. In the central part of the area there are no modern glaciers, even on the highest peaks above 6700 m elevation. According to concept of *thermal readiness* in subtropical arid high-mountain areas, the lack of glaciers is attributed to the lack of precipitation. However, striking evidence of former glaciations between 18°S and 29°S suggests that environmental conditions, particularly the moisture regime, changed significantly during the late Quaternary period.

We mapped the extension of Quaternary glaciations on a large number of mountains along a N-S-transect in the western Cordillera between 18°S and 29°S. In a first step, all the test areas were mapped using areal photographs. Afterwards, selected areas were checked in the field during a survey in 1993 and 1995. The mapping effort aimed to collate data on former *equilibrium line altitudes (ELA)*. The equilibrium line is the boundary between the accumulation and ablation area of a given glacier. The altitude of the equilibrium line is largely controlled by topographic features (e.g. aspect), precipitation and temperature. Given a constant topography over time, changes in the ELAs in the past may, therefore, provide information about former climatic conditions. In our study, estimates of former equilibrium line altitudes are mainly based on the 'Accumulation Area Ratio' method (AAR). We used an AAR of 0.67. This ratio has been cross-checked and verified by comparison with the maximum altitude of lateral moraines, and shows surprising similarities with the AAR of modern glaciers in the Alpine region.

The northern (18°S to 25°S) and southern parts (27°S to 29°S) of our research area show clear evidence of glaciation. In the northern part, there are three 'populations' of moraines: a very old stage with poorly preserved moraines, a 'younger' stage higher up with sharp-crested moraines and a still more recent stage. This corresponds well with evidence of three moraine groups close to the Salar de Uyuni. In the southern part there are at least two groups of moraines: an old and a younger stage and at some mountains very young stages as well. They correspond to the A-, B- and C-moraines of Veit's classification (1994) for the Norte Chico. Former glaciation between 25° and 27°S remains inconclusive. This remote central section of the transect needs further verification in the field. The moraines of the 'older' glaciation usually look highly weathered and smooth. The moraines of the 'younger' glaciation are fresh, sharp, and are usually preserved on different aspects of the mountain. The deposits of the 'younger' glaciation can be morphologically correlated within the northern (18°-25°S) and southern part (27°-29°S) of our research area.

We reconstructed former ELAs for the 'younger' glaciation. The ELA in the area between 18° and 23°S is found at 4700-4800 m elevation. Between 23° and 24°S, the ELA increased southward by about 300 m to 5100 m elevation. Within this northern section, ELAs are consistently 100 - 150 m higher on slopes exposed to NW and E. As the former ELA is located well above the annual 0°C-isotherm, we conclude that no substantial temperature depression was required to explain glaciations. In the southern part of the transect, ELAs decrease with a very sharp gradient from 5300 m elevation at 27°S to 4000 m elevation at 29°S. Comparing the position of the former ELA with the present annual 0°C-Isotherm, we postulate a temperature depression in the order of 2-3°C at 29°S. We observed no significant difference in the ELA with changing aspect in the southern part of the area.

A reliable chronology of glaciation is still a matter of debate in this part of the Andes. Although glacier advances were triggered in both areas by increasing precipitation, they might have responded to genetically different moisture signals. In the adjacent areas of Bolivia, 'broad synchrony' of late-glacial glacier advances and high paleolakes of the Tauca phase is well documented. This is in agreement with the northern part of our transect, where a constant altitude of the former ELA between 18° and 23°S, and the southward increase of the ELA between 23°S and 25°S based on the well preserved moraine stage, are consistent with the spatial pattern of the Tauca paleolakes. Increasing tropical summer precipitation is therefore suggested.

In the southern part of the study area, there is evidence for a neoglacial (late Holocene) advance at 29°S. Older moraine stages are not dated, however. Generally, a significant intensification of westerly winter precipitation was required to trigger glacier advances. From the sharp ELA gradient between 27°S and 29°S and the present pattern of winter precipitation, we conclude that the northern boundary of the westerly influence was fairly stable at 27°S through late Quaternary times, but, with changing intensities.

Figurenverzeichnis

Figur 1:	Untersuchungsraum und Lage der Testgebiete (vergleiche auch Tabelle 7)	15
Figur 2:	Schematische Darstellung des Verlaufs, der Richtung und der relativen Geschwindigkeiten verschiedener Fliesslinien eines Gletschers vom Akkumulations- zum Ablationsgebiet (Maisch 1993)	16
Figur 3:	"Bügeleisen" in der Auf- und Seitensicht.....	18
Figur 4:	Kryosphärenmodell für paläoglaziologische Abschätzungen, welches die Abhängigkeit der GWL von Temperatur und Niederschlag aufzeigt. Während bei einer tiefen Temperatur von -8°C kaum ein Gletscher existieren kann, wenn der Niederschlag weit unter 500 mm liegt, kann die GWL in sehr maritimen Gebieten um die Nullgradgrenze liegen.....	20
Figur 5:	Beispiel einer hypsographischen Kurve. In diesem Fall weist die AAR von 0.7 eine Höhe von 4550 m auf.....	22
Figur 6:	Verlauf der Schneegrenze und 0° -Jahresisotherme der nördlichen und zentralen Anden (Kuhn 1980)	23
Figur 7:	Übersicht über den bolivianischen Altiplano mit seinen Seen und Salaren (Clapperton 1993a). Er umfasst mehrere grosse Wasserflächen, von denen der im Norden gelegene Lago Titicaca (16°S) mit einer Fläche von fast 9000 km^2 die grösste ist. Im Quartär waren einzelne Becken zeitweise miteinander verbunden und bildeten einen riesigen See.	24
Figur 8:	Übersicht der peruanischen und bolivianischen Kordilleren (Seltzer 1990). Das Gebiet oberhalb von 4000 m ist schraffiert dargestellt.	26
Figur 9:	Überblick über die PSL und MSL der Westkordillere von 12° - 33°S nach verschiedenen Autoren (Hastenrath 1971).....	28
Figur 10:	Der vergletscherte Westkordillerenbereich an der Grenze zwischen Bolivien und Chile (montierte Ausschnitte 1:250'000, Jordan 1991)	33
Figur 11:	Am Volcán Parinacota reicht die Gletscherzunge in SW-Exposition am weitesten hinunter, was wahrscheinlich auf die strahlungsärmere Lage zurückzuführen ist.	34
Figur 12:	Gletscher in SE-Exposition am Südgipfel des Nevado Tres Cruces (6748 m). Die Zunge weist deutliche Spalten auf. (Aufnahme: C.Ammann)	36
Figur 13:	Kartenlegende zu den einzelnen Kartierungen in Kapitel 6	37
Figur 14:	Geologische Karte der Nevados de Payachata-Vulkane und ihrer Umgebung (Wörner et al. 1988).....	38
Figur 15:	Debris avalanche des Parinacotas überlagert die Endmoränen der Systeme CHO1 und CHO2.	39
Figur 16:	Moräne des Systems CHO1 auf einer Höhe von 4600 m. Die Messung der Einregelung von 40 Steinen wurde bei 1 vorgenommen. Die Auswertung ist in Figur 17 dargestellt.	40
Figur 17:	Situmetrie am Cerro Choquelimpie bei CHO1. Die Längsachse (a-Achse) der Komponenten ist nicht in ganz allen Fällen doppelt so lang wie die b-Achse, wie dies korrekterweise für die Messung der Fall sein sollte. Auf der Kreisbahn ist die Himmelsrichtung festgehalten, während die Neigung der Komponenten gegen das Innere der Kreisfläche zunimmt. Im oberen Kreisdiagramm sind die Standorte der 40 Steine eingezeichnet. Im unteren Diagramm ist die Verteilungsdichte dargestellt. Die Streuung der Werte ist gering. Die Dichte weist somit ein klares Zentrum auf. Für die Hilfe bei der Auswertung dieser Daten möchten wir Michael Helfer (Geol. Institut Univ. Bern) danken.....	40
Figur 18:	Kartierung der jungquartären Vergletscherung des Massivs Choquelimpie (Legende in Figur 13). Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.	43
Figur 19:	Kartierung der jungquartären Vergletscherung der Nevados de Putre ($18^{\circ}05'\text{S}$, $69^{\circ}30'\text{W}$, Legende in Figur 13). Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.	44
Figur 20:	Vergletscherungsausmass am Salar de Surire (Raster in Kilometern). Die Karte stellt eine 'Grobkartierung' aus Luftbildern und Feldbeobachtungen dar. Während der nördliche Teil detailliert kartiert wurde (Cerro Arintica), sind die Moränen der östlichen Berge nur aus der Ferne eingezeichnet worden. Die Anzahl Moränen dürfte in Wirklichkeit höher liegen, da einzig sehr klare glaziale Formen dargestellt wurden. Der Südosten wurde nicht kartiert. Dieses Gebiet mit über 5000 m hohen Bergen dürfte ebenso vergletschert gewesen sein wie seine Umgebung. Grosse	

	Moränensysteme auf seiner Südseite bestätigen diese Annahme. Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.....	45
Figur 21:	Kartierung der jungquartären Vergletscherung des Cerro Arintica (Legende in Figur 13). Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.....	46
Figur 22:	Kartierung der jungquartären Vergletscherung des Cerro Alto Toroni (Raster in Kilometern, Legende in Figur 13). Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.....	48
Figur 23:	Kartierung der jungquartären Vergletscherung des Vulkans Aucanquilcha (Raster in Kilometern, Legende Figur 13). Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.....	50
Figur 24:	Moränenschürzen in Südexposition am Cerro Olca (20°56'S).....	51
Figur 25:	Kartierung der jungquartären Vergletscherung der Cordillera del Tatio (Raster in Kilometern, Legende Figur 13). Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.....	53
Figur 26:	Vergletscherung der Cordillera del Tatio (Hollingworth & Guest 1967).....	54
Figur 27:	Moränen in Westexposition des Cerro del Pajonal (22°30'S), welche bis 4550 m reichen.....	55
Figur 28:	Moränen der jungquartären Eisströme am Puntas Negras Massiv. Die Legende ist in Figur 13 angegeben.....	57
Figur 29:	Kartierung der jungquartären Talvergletscherung von El Laco (Raster in Kilometern). Die Legende ist in Figur 13 angegeben. Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.....	58
Figur 30:	Moränen des Einzugsgebietes PUL5. Mehrere kleine Vorstöße und Rückzüge haben eine Endmoränenstaffel aufgebaut. Die Moränen wirken sehr frisch. Es handelt sich um die südlichsten in den Luftbildern erkennbaren Moränen gegen die Trockendiagonale hin.....	60
Figur 31:	Kartierung der jungquartären Vergletscherung am Cordón de Pular (Raster in Kilometern). Die Legende ist in Figur 13 angegeben. Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.....	61
Figur 32:	Kartierung der jungquartären Moränen am Volcán Llullaillaco (Raster in Kilometern). Die Legende ist in Figur 13 angegeben. Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.....	63
Figur 33:	Kartierung der möglichen jungquartären Moränen an den Cerros de Colorados (Raster in Kilometern). Die Legende ist in Figur 13 angegeben. Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.....	64
Figur 34:	Kartierung der jungquartären Vergletscherungen auf der Westseite des Tres Cruces Massiv (Raster in Kilometern). Die Legende ist in Figur 13 angegeben. Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.....	66
Figur 35:	Kartierung der jungquartären Vergletscherung auf der N-Seite des Nevado Jotabeche (Raster in Kilometern). Die Legende ist in Figur 13 angegeben. Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.....	68
Figur 36:	Situmetrie eines Aufschlusses im Rio de los Helados-Tal (Koord. 28°18'S, 69°36.108'W). Anhand der Verteilung ist auf eine Fliessrichtung des Eises von ENE nach WSW und umgekehrt zu schliessen. Mit der Karte (Figur 37) kann die Fliessrichtung von W nach E herausgelesen werden.....	69
Figur 37:	Kartierung des heutigen Gletschers und der jungquartären Vergletscherungen am Cerro del Potro (Raster in Kilometern). Die Legende ist in Figur 13 angegeben. Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.....	70
Figur 38:	Kartierung der jungquartären Vergletscherung des Encierro-Tals (Raster in Kilometern). Die Legende ist in Figur 13 angegeben. Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.....	72
Figur 39:	Der Verlauf der Gleichgewichtslinie bezieht sich auf die unteren Moränenstände, welche deutlich ausgeprägt sind. Er basiert auf Einzelwerten der GWL an den untersuchten Bergen. Punkte auf gleicher Breite stellen verschiedene Expositionen desselben Berges dar. Die Stände des nördlichen und südlichen Untersuchungsgebietes können nach dem heutigen Wissensstand nicht korreliert werden, da sie sich von ihrer morphologischen Ausprägung her unterscheiden und wahrscheinlich nicht während derselben Zeitspanne abgelagert wurden.....	75
Figur 40:	Verlauf der GWL ausgewählter Expositionen zwischen 18°S und 23°S. Für die Berechnung der Werte wurden Höhen der GWL und die Höhe des Seitenmoränenansatzes gemittelt. Wegen der geringen Anzahl Werte sind die Unterschiede statistisch nicht signifikant. Es zeigen sich aber klare	

Tendenzen in der Höhenlage. Die Höhenlage der GWL variiert expositionsabhängig um 100-150 m. Während die GWL der Expositionen N, NW und E zwischen 4700-4850 m liegt, weisen die Expositionen W und SW GWL-Höhen zwischen 4550 m und 4750 m auf.....76

List of figures

Figure 1:	Overview of Northern Chile and sites of the investigated volcanoes and massifs	15
Figure 2:	Graphic illustration of the course, the direction and the relative velocity of various flow lines in the accumulation and ablation zone of a glacier (Maisch 1993)	16
Figure 3:	View of iron-shaped stones formed within the body of a glacier	18
Figure 4:	Model for paleoglacial estimations showing the dependency of the ELA on temperature and precipitation. No glaciers exist when the air temperature of 8°C if the precipitation is much lower than 500 mm. On the other hand, the ELA in maritime areas can be as low as the annual 0°C-Isotherm.....	20
Figure 5:	Example of a hypsographic curve with an ELA of 4550m (AAR=0.67).....	22
Figure 6:	General course of the snowline and 0°C-Isotherm in the Northern and Central Andes (Kuhn 1980)	23
Figure 7:	The Bolivian Altiplano with its lakes and salars (Clapperton 1993a). Lake Titicaca (16°S) covers an area of almost 9000 km ² and is the largest of the open water bodies in this area. During the Quaternary, the basins were sometimes connected and formed immense lakes.....	24
Figure 8:	Area of the Peruvian and Bolivian Andes (Seltzer 1990). The area above 4000 m has been hatched in this Figure.....	26
Figure 9:	Course of the Pleistocene (PSL) and modern snowline (MSL) from 12-33°S after different authors (Hastenrath 1971).....	28
Figure 10:	The glaciated Western Cordillera at the Bolivian-Peruvian Border (18°S, Jordan 1991).....	33
Figure 11:	The glacier tongue in the SW aspect at the Parinacota Volcano reaches further than in other aspects.....	34
Figure 12:	Glacier in the SE aspect at the southern peak of the Nevado Tres Cruces (6748 m). The tongue has crevasses (photograph: C.Ammann)	36
Figure 13:	Map legend for the maps in this chapter	37
Figure 14:	Geological overview of the Nevados de Payachata and the surroundings (Wörner et al. 1988)	38
Figure 15:	Debris avalanche of the Parinacota Volcano overlying the moraines of CHO1 and CHO2 (see Figure 18)	39
Figure 16:	Moraines of system CHO1 at an altitude of 4600 m. The orientation of 40 pebbles was measured at Site 1 in Figure 17.....	40
Figure 17:	Situmetry at Cerro Choquelimpie (CHO1 in Figure 18). The longitudinal axis (a-axis) is not in any case twice as long as the b-axis. The point of the compass and the inclination are indicated on the circle. The first diagram shows the sites of the 40 pebbles . In the second diagram, the distribution concentration shows a very clear centre. We would like to thank Michael Helfer from the Geological Institute of Bern for his help.....	40
Figure 18:	Map of late Quaternary glaciation of the Choquelimpie Massif (legend in Figure 13).....	43
Figure 19:	Map of late Quaternary glaciation of the Nevados de Putre (18°05'S). Not all glacial systems were mapped (legend in Figure 13).	44
Figure 20:	Dimension of the glaciation in the Salar de Surire (km-grid). This is only a rough map based on aerial photographs and a few observations in the field. Only the Northern part has been mapped in detail (Cerro Arintica in Figure 21). The South-East has not been investigated, but might have been as glaciated like the other parts. Huge moraines on the southern side of this part confirm the assumption.	45
Figure 21:	Map of late Quaternary glaciation of Cerro Arintica (legend in Figure 13)	46
Figure 22:	Map of late Quaternary glaciation of Cerro Alto Toroni (legend in Figure 13, km-grid)	48
Figure 23:	Map of late Quaternary glaciation of the Aucanquilcha Volcano (legend in Figure 13, km-grid)	50
Figure 24:	Moraines in the S-aspect of Cerro Olca (20°56'S, air photography).....	51
Figure 25:	The glaciation of the Cordillera del Tatio (Hollingworth & Guest 1967)	53
Figure 26:	Map of late Quaternary glaciation of the Cordillera del Tatio (legend in Figure 13, km-grid)	54
Figure 27:	Moraines at Cerro Pajonal (22°30'S). The end moraines are at an altitude of 4550 m.....	55
Figure 28:	Overview of the various moraines in the Puntas Negras massif (legend in Figure 13)	57

Figure 29:	Map of late Quaternary glaciation of El Laco (legend in Figure 13, km-grid).....	58
Figure 30:	Air photography of the end moraines of catchment area PUL5. Glacial advances and retreats have built up a whole series of end moraines. The moraines look sharp and fresh. The southernmost moraines can be recognized towards the dry diagonal in aerial photographs.....	60
Figure 31:	Map of late Quaternary glaciation of the Cordón de Pular (legend in Figure 13, km-grid)	61
Figure 32:	Map of late Quaternary moraines of Volcano Llullaillaco (legend in Figure 13, km-grid).....	61
Figure 33:	Map of possible late Quaternary moraines at the Cerros de Colorados (legend in Figure 13, km-grid).....	64
Figure 34:	Map of late Quaternary glaciation on the west side of the Tres Cruces massif (legend in Figure 13, km-grid).....	66
Figure 35:	Map of late Quaternary glaciation on the north side of Nevado Jotabeche (legend in Figure 13, km-grid).....	68
Figure 36:	Situmetry of an outcrop (28°18'S, 69°36'300W) in the Rio de los Helados valley at Cerro del Potro. The glacier flow is from ENE to WSW (see also Figure 37)	69
Figure 37:	Map of present and late Quaternary glaciations at Cerro del Potro (legend in Figure 13, km-grid)	70
Figure 38:	Map of late Quaternary glaciation in the Encierro valley (Legend in Figure 13, km-grid).....	72
Figure 39:	Course of the ELA based on the lower, but well-preserved moraine stages and the corresponding glacier catchment. Estimations of ELA elevation are based on the investigated mountains, and dots at the same latitude show different aspects of the same mountain. The stages of the northern and southern part cannot be compared, as we do not know enough about the central part (25°-27°S). The glaciers in the northern part probably did not advance synchronously with the ones in the southern part.	75
Figure 40:	Course of the ELA of different aspects between 18°S and 23°S. The mean value of the altitudes of the AAR of (0.67) and the maximum altitude of lateral moraines were used. These values are statistically not significant, but show a trend. The elevation of the ELA varies about 100-150 m depending on the aspect. In the N-, NW- and E-aspects, the ELA lies at 4700-4850 m, while the ELA in W- and SW-aspects lies at 4550-4750m.	76

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1:	Übersicht der MSL (modern snowline) nach verschiedenen Autoren. Die Tabelle soll anhand von ausgewählten Daten einen Einblick in den N-S-Verlauf der MSL geben. Die Berechnungsmethode ist in der Literatur teilweise unklar oder gar nicht angegeben. (Abkürzungen: AAR= Accumulation Area Ratio, THAR= toe-to-headwall-altitude-ratio)	25
Tabelle 2:	Angaben einiger ausgewählter PSL (Pleistocene snowlines). Die zeitliche Einordnung basiert vorwiegend auf der Morphologie.	27
Tabelle 3:	Übersicht ausgewählter Datierungen von Gletschervorstössen und -rückzügen der letzten Eiszeit bis heute in Peru, Bolivien und Nordchile. Die Datierungen beruhen in der Regel auf unkalibrierten Radiokarbonatierungen.	29
Tabelle 4:	Übersicht der MSL (modern snow line) nach verschiedenen Autoren. Die Tabelle soll vor allem einen Einblick zur abgeschätzten MSL im Bereich des Untersuchungsgebietes geben. Die Berechnungsmethoden sind z.T. unklar.	30
Tabelle 5:	Angaben ausgewählter PSL (pleistocene snow line). Von Fox (1993) und Veit (1994) liegen viele, hier nicht aufgeführte Daten vor.	31
Tabelle 6:	Übersicht datierter Gletschervorstösse in den Anden südlich 24°S	32
Tabelle 7:	Übersicht der LB-Kartierung und Geländebegehung der einzelnen Testgebiete (siehe auch Figur 1)	37
Tabelle 8:	Übersicht der einzelnen Gletschersysteme des Massivs Choquelimpie (18°17'S)	41
Tabelle 9:	Übersicht der einzelnen Gletschersysteme des Volcán Tacora (TAC, 17°43'S), der Nevados de Putre (PU), des Cerro Larancagua (LA, 18°05'S) und des Cerro Guaneguane (GU, 18°07'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben. (1) jüngerer Stand	42
Tabelle 10:	Übersicht der einzelnen Gletschersysteme des Cerro Arintica (18°50'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben.	46
Tabelle 11:	Übersicht der einzelnen Gletschersysteme des Cerro Alto Toroni (19°45'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben.	47
Tabelle 12:	Übersicht der einzelnen Gletschersysteme des Cerro Napa (20°30'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben.	47
Tabelle 13:	Übersicht der einzelnen Gletschersysteme des Vulkans Aucanquilcha (21°13'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben. (1) jüngerer Stand	49
Tabelle 14:	Übersicht der einzelnen Gletschersysteme des Cerro Olca und Paroma (PA, 20°56'S) und des Cerro Chela (CHE, 21°24'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben. (1) jüngerer Stand	51
Tabelle 15:	Übersicht der einzelnen Gletschersysteme der Cordillera del Tatio (22°15'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben. (1) jüngerer Stand	52
Tabelle 16:	Übersicht des Gletschersystems der Vulkane San Pedro und San Pablo (PAB, 21°53'S) und des Cerro del Pajonal (22°15'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben.	55
Tabelle 17:	Übersicht der einzelnen Gletschersysteme des Cerro Toco (22°58'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben. Die Berechnung der GWL ist an diesem Berg anders (siehe Text).	56
Tabelle 18:	Übersicht der einzelnen Gletschersysteme am Puntas Negras Massiv (22°30'-50'S), Cerro Tumisa (23°27'S) und Cerro Acamarachi (23°17'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben. Die Abschätzung der GWL erfolgte an diesen Bergen ausschliesslich mittels Seitenmoränen-Ansätzen.	59
Tabelle 19:	Übersicht der jungquartären Gletschersysteme am Cordón de Pular (24°11'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben.	62
Tabelle 20:	Übersicht der möglichen Gletschersysteme an den Cerros Colorados (26°10'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben.	65
Tabelle 21:	Übersicht der jungquartären Gletschersysteme an der Westseite des Tres Cruces Massiv (27°06'S). Die Legende ist Tabelle 8 angegeben. Für die Phase I und Phase II kann die ehemals vergletscherte Fläche nur äusserst grob angegeben werden (siehe Figur 34). Dank einem kleinen Einzugsgebiet in der Cordillera Claudio Gay (Nr. 9 in Figur 34), welches zeitgleich zu setzen ist mit der Vergletscherung der Phase II am Tres Cruces, ist eine sehr genaue GWL-Angabe möglich.	67
Tabelle 22:	Übersicht der Gletschersysteme der jüngsten Vergletscherungsphase am Nevado Jotabeche (27°42'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben.	68

Tabelle 23:	Übersicht der jungquartären Gletschersysteme am Cerro del Potro (28°23'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben. (1) Von der argentinischen Seite waren keine Luftbilder erhältlich. In Ostexposition wird die grösste jungquartäre Talvergletscherung am Cerro del Potro vermutet.....	71
Tabelle 24:	Übersicht der einzelnen jungquartären Gletschersysteme im Encierro-Tal, Sierra de las Palas bzw. Córdon de Tinajilla (29°11'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben.....	73

List of Tables

Table 1:	Overview of the MSL (modern snowline), based on the work of several authors (selected data). The method of calculation is not always clearly indicated in the papers (abbreviations: AAR = Accumulation Area Ratio, THAR = toe-to-headwall-altitude-ratio).....	25
Table 2:	Indications of some PSLs (Pleistocene snowlines). The chronology is based mainly on morphological criteria.....	27
Table 3:	Overview of some selected datings, mostly uncalibrated radiocarbon data, of glacial advances and retreats from the last ice age till now in Peru, Bolivia and Northern Chile.....	29
Table 4:	Overview of the MSL (modern snowline) mainly of the research area based on the work of several authors. The method of calculation is not always clear.....	30
Table 5:	Indications of some PSLs (Pleistocene snowlines). From Fox (1993) and Veit (1994) there are many more datas.....	31
Table 6:	Overview of dated glacier advances in the Andes south of 24°S.....	32
Table 7:	Overview of the mapped test areas. All test areas have been mapped on base of areal photographs. A * sign marks a field trip in the area.....	37
Table 8:	The equilibrium line altitude (ELA) and the maximum altitude of lateral moraines for former glaciers on the Choquelimpie Massif (18°17'S).....	41
Table 9:	The equilibrium line altitude (ELA) and the maximum altitude of lateral moraines for former glaciers of the Tacora Volcano (17°43'S), the Nevados de Putre (18°05'S), Cerro Larancagua (18°05'S) and Cerro Guaneguane (18°05'S). The legend is indicated in Table 8. (1) younger stage.....	42
Table 10:	The equilibrium line altitude (ELA) and the maximum altitude of lateral moraines for former glaciers of Cerro Arintica (18°45'S). The legend is indicated in Table 8.....	46
Table 11:	The equilibrium line altitude (ELA) and the maximum altitude of lateral moraines for former glaciers of Cerro Alto Toroni (19°45'S). The legend is indicated in Table 8.....	47
Table 12:	The equilibrium line altitude (ELA) and the maximum altitude of lateral moraines for former glaciers of Cerro Napa (20°30'S). The legend is indicated in Table 8.....	47
Table 13:	The equilibrium line altitude (ELA) and the maximum altitude of lateral moraines for former glaciers of the Aucanquilcha Volcano. The legend is indicated in Table 8.....	49
Table 14:	The equilibrium line altitude (ELA) and the maximum altitude of lateral moraines for former glaciers of Cerro Olca and Paroma (20°56'S) and Cerro Chela (21°24'S). The legend is indicated in Table 8. (1) more recent stage.....	51
Table 15:	The equilibrium line altitude (ELA) and the maximum altitude of lateral moraines for former glaciers of Cordillera del Tatio (22°15'S). The legend is indicated in Table 8. (1) younger stage.....	52
Table 16:	The equilibrium line altitude (ELA) and the maximum altitude of lateral moraines for former glaciers of the San Pedro and Pablo Volcanoes (21°53'S) and Cerro del Pajonal (21°15'S). The legend is indicated in Table 8.....	55
Table 17:	The equilibrium line altitude (ELA) and the maximum altitude of lateral moraines for former glaciers of Cerro Toco (22°58'S). The legend is indicated in Table 8. Calculation of the ELA is different and uncertain in this case, as a good estimation of the glacier catchment was not possible. Therefore, the difference in altitude between the lowest and highest points for former glacier was used instead of the catchment area.....	56
Table 18:	The equilibrium line altitude (ELA) and the maximum altitude of lateral moraines for former glaciers of the Puntas Negras massif (22°30'-50'S), Cerro Acamarachi (23°17'S). The legend is indicated in Table 8. A former ELA was only estimated from lateral moraines.....	59
Table 19:	The equilibrium line altitude (ELA) and the maximum altitude of lateral moraines for former glaciers of the Córdon de Pular (24°11'S). The legend is indicated in Table 8.....	62

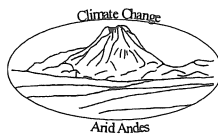


Table 20:	The equilibrium line altitude (ELA) and the maximum altitude of possible lateral moraines from the Cerros de Colorados (26°10'S). The legend is indicated in Table 8.....	65
Table 21:	The equilibrium line altitude (ELA) and the maximum altitude of lateral moraines for former glaciers of the Tres Cruces massif (27°10'S). The legend is indicated in Table 8. No precise catchment area can be given for glaciation <i>Phase I</i> and <i>Phase II</i> . Owing to a small catchment area (number 9 in Figure 34) a very precise ELA for <i>Phase II</i> can be indicated.....	67
Table 22:	The equilibrium line altitude (ELA) and the maximum altitude of lateral moraines for former glaciers of Nevado Jotabeche (27°42'S). The legend is indicated in Table 8.	68
Table 23:	The equilibrium line altitude (ELA) and the maximum altitude of lateral moraines for former glaciers of the Cerro del Potro (28°23'S). The legend is indicated in Table 8.	71
Table 24:	The equilibrium line altitude (ELA) and the maximum altitude of lateral moraines for former glaciers of the Encierro valley, Sierra de las Palas, and Cordón de Tinajilla (29°11'S). The legend is indicated in Table 8.....	73

1 Einleitung

Die Arbeit 'Jungquartäre Vergletscherungen auf dem Chilenischen Altiplano' ist ein Beitrag zum Schweizerischen Nationalfonds-Projekt 'Climate Change im andinen Trockengürtel Südamerikas' (NF 20-36-382.92). Im Zentrum der Fragestellung steht die Rekonstruktion von Klimaschwankungen seit dem letzten Kaltzeitmaximum. Der Untersuchungsraum (18°-29°S) liegt auf dem chilenischen Altiplano, einer grossen, intramontanen Hochebene in den zentralen Anden. Nach Grosjean (1992) zeigt sich 'als grosser Vorteil, dass unter den extrem ariden Bedingungen die Teilsysteme Wasserhaushalt, Boden, Vegetation etc. bereits auf kleinste klimatische Veränderungen (Bsp. Feuchtezufuhr) mit einem deutlichen Wandel der Formen und Prozesse reagiert haben. Die Spuren früherer Klimate

sind so in den Archiven unter der geringen Prägekräft der heutigen Bedingungen erhalten geblieben'.

Für die eingangs erwähnte Fragestellung spielen frühere Vergletscherungen eine zentrale Rolle, da im glazialen Archiv markante Veränderungen der klimatischen Verhältnisse gegenüber heute feststellbar sind. Heute treten im Untersuchungsgebiet ganz im Norden die letzten tropischen Gletscher auf, während die Gletscher der Westwindzone erst tausend Kilometer weiter südlich einsetzen. Auf dem dazwischenliegenden, niederschlagsarmen Abschnitt des Altiplano ist sogar der Volcán Llullailaco (24°43'S) mit einer Höhe von 6739 m unvergletschert. In der vorliegenden Arbeit wurde versucht, der Frage der jungquartären Vergletscherung in diesem Trockenraum nachzugehen.

1.1 Fragestellung und Aufbau der Arbeit

Jungquartäre Vergletscherungen wurden in Peru, Bolivien und Südchile bereits von zahlreichen Forschern untersucht. Für den chilenischen Altiplano liegen jedoch nur vereinzelte Arbeiten vor. Dabei stellt gerade dieser Raum eine klimatische Schlüsselstelle dar, weil er sowohl im Einflussbereich der tropischen wie der aussertropischen Zirkulation liegt. In Nordchile durchquert die Trocken-diagonale die Anden, welche ausführlich von Ammann (1996, im vorliegenden Band) diskutiert wird. Gletscher existieren heute im Untersuchungsgebiet nur marginal. Ganz anders präsentierte sich der Altiplano im Jungquartär. Damals wiesen zahlreiche Vulkane grosse Eiskappen oder Talgletscher auf, wie glaziale Spuren eindrücklich belegen. Heute liegt die 0°-Jahresisotherme weit unterhalb der unvergletscherten Gipfel der Westkordillere Nordchiles. Die thermische Bereitschaft für das Gletscherwachstum (*thermal readiness*, Messerli 1966) ist dadurch hinreichend gegeben. Der limitierende Faktor ist vorwiegend der Niederschlag.

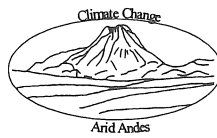
Gletscher reagieren äusserst sensitiv auf klimatische Veränderungen. Der Vergleich jungquartärer und heutiger Vergletscherungsdimensionen liefert somit wichtige Hinweise für paläoklimatische Interpretationen. Deshalb spielen die Rekonstruktion der Gletscher sowie die Berechnung ihrer Gleichgewichtslinie in dieser Arbeit eine zentrale Rolle.

Folgende Fragen standen dabei im Vordergrund:

- Welche Bereiche des Untersuchungsgebietes waren jemals vergletschert? Hat sich die Lage der Trockendiagonale in der Vergangenheit verändert?

- Auf welcher Höhe verliefen die pleistozänen Gleichgewichtslinien entlang dem Nord-Süd-Profil von 18°-29°S? Lassen sich Moränenstände im Untersuchungsgebiet aufgrund der Morphologie korrelieren?
- Variierte die Gleichgewichtslinie in unterschiedlichen Expositionen? Falls ja, wie lässt sich dies begründen?
- Wann erreichten die Gletscher auf dem chilenischen Altiplano ihre maximale Ausdehnung? War diese zeitgleich mit dem globalen *Last Glacial Maximum* (LGM) um 18'000 yr BP oder synchron mit den Seehochständen des Altiplano im Spätglazial?
- Dürfen Gletscherstände im Norden überhaupt mit jenen im Süden des Untersuchungsraumes verglichen werden, oder reagierten die Gletscher beidseitig der heutigen Trockendiagonale zu verschiedenen Zeitpunkten auf unterschiedliche Klimasignale?

Der erste Teil der Arbeit bietet einen Abriss der **Grundlagen**. Zuerst wird das Untersuchungsgebiet geographisch charakterisiert (Kapitel 1), und es werden einige grundlegende Angaben zu Gletschern gemacht (Kapitel 2). Eine zentrale Stellung nimmt in dieser Arbeit die Berechnung der Höhe der Gleichgewichtslinie ein. Ihre Aussagekräftigkeit, aber auch die Problematik ihrer Berechnung werden daher eingehend in Kapitel 3 diskutiert. Um eigene Untersuchungsergebnisse besser einordnen zu können, wird in Kapitel 4 der heutige Kenntnisstand über jungquartäre Vergletscherungen in den zentralen Anden



knapp dargestellt. In Kapitel 5 wird die aktuelle Vergletscherung im Untersuchungsgebiet beschrieben.

Ein grosser Teil der Arbeit umfasst die **Auswertungen der Testgebiete** (Kapitel 6). Dabei werden anhand von

Kartierungen in ausgewählten Testgebieten jungquartäre Gletscherstände sowie der Verlauf der Gleichgewichtslinien beschrieben. Am Schluss folgt eine paläoklimatische Interpretation (Kapitel 7).

1.2 Charakterisierung des Untersuchungsgebietes

Der Untersuchungsraum liegt in den nordchilenischen Anden und befindet sich zum grössten Teil in den wüstenhaften Subtropen (Figur 1). Das eigentliche Untersuchungsgebiet umfasst mehr als zehn Breitengrade (18°-29°S) entlang der Westkordillere und besteht aus einer ausgedehnten Hochebene, in der abflusslose Senken mit Seen und Salaren liegen. Der chilenische Altiplano endet südlich von 27°S, wo sich die West- und Ostkordillere zu einer einzigen Gebirgskette zusammenschliessen. Zahlreiche tertiäre und quartäre Vulkane bauen die Anden im Untersuchungsgebiet auf. Das junge Gebirge entstand durch Subduktion der pazifischen Nazca-Platte unter den Südamerikanischen Kontinent (Zeil 1986). Die Hochkordillere ist heute zwischen 27°-33°S wegen der flach eintauchenden ozeanischen Platte frei von vulkanischer Aktivität. Die meisten der über 6000 m hohen Vulkankegel bestehen aus Andesitlaven und sitzen vielfach auf mächtigen Ignimbrit-Decken. Der Vulkan Llullaillaco (24°43'S) beispielsweise gehört mit 6739 m zu den höchsten Vulkanen der Erde. Gegen den Pazifik zu ist der Westkordillere die Präkordillere vorgelagert. Dazwischen liegen longitudinale Senken wie z.B. das Becken des Salar de Atacama (ca. 23°S). Mit dem chilenischen Längstal folgt westlich eine weitere Depressionsstruktur. Von der westlich anschliessenden Küstenkordillere fällt der Kontinentalrand steil ins Meer hinab. Diese strenge Nord-Süd-orientierte Gliederung von Gebirgen und Senken ist vorwiegend durch den Subduktionsvorgang am Kontinentalrand geprägt worden. Zahlreiche Trockentäler, sogenannte *Quebradas*, verlaufen als mächtige Schluchten von den Anden bis in die Nähe des Meeres. Im Küstenbereich von 20°S bis 27°S erreicht als einziger Fluss der Rio Loa den Pazifik!

Die Lebensräume in Nordchile sind an Orte mit genügend Wasser gebunden wie z.B. San Pedro de Atacama. Das Wasser stellt in diesem Raum zu einem grossen Teil eine fossile, heute nicht mehr erneuerbare Ressource dar. Mit dem Erzabbau durch die weltweit grössten Kupferminen Chuquicamata und La Escondida sowie dem wachsenden Bevölkerungsdruck in den grossen Küstenstädten und der Zunahme des Tourismus nimmt die (Über-)Nutzung der Ressource 'Wasser' ständig zu (Romero & Rivera 1993). Zukünftige Konflikte um Wasserrechte und -nutzung zeichnen sich - wie in anderen Trockenräumen der Erde - auch in Nordchile für das nächste Jahrhundert ab.

Die klimatischen Verhältnisse werden an dieser Stelle nur sehr knapp erörtert, da sie im folgenden detailliert von Ammann (1996, im vorliegenden Band) beschrieben wer-

den. Der Untersuchungsraum ist in seinem Kernbereich (24°-26°S) extrem arid. Nach Weischet (1966) gilt die Atacamawüste im Hinterland der Küste Nordchiles sogar als der trockenste Raum der Welt. Verantwortlich für diese Aridität ist vorwiegend das südostpazifische Hoch, welches fast ganzjährig in seiner Lage stabil ist und zu grossräumiger Subsidenz über dem Pazifik und dem Westrand des Kontinentes führt. Grossräumige Störungssysteme aus der Westwindzone werden gezwungen, weiter südlich die Anden zu überqueren. Feuchtigkeit wird kaum vom Pazifik, sondern vorwiegend von der Andenostseite aus dem Innern des Kontinentes auf den Altiplano transportiert. Die Hänge der Andenostseite unterliegen dabei zum Teil sehr starken Steigungsniederschlägen. Gegen Westen nehmen die Niederschläge auf dem Altiplano signifikant ab. Die Andenwestseite wird zudem teilweise durch hohe Vulkanketten abgeschirmt, was zusätzlich zur ausgeprägten Trockenheit beiträgt.

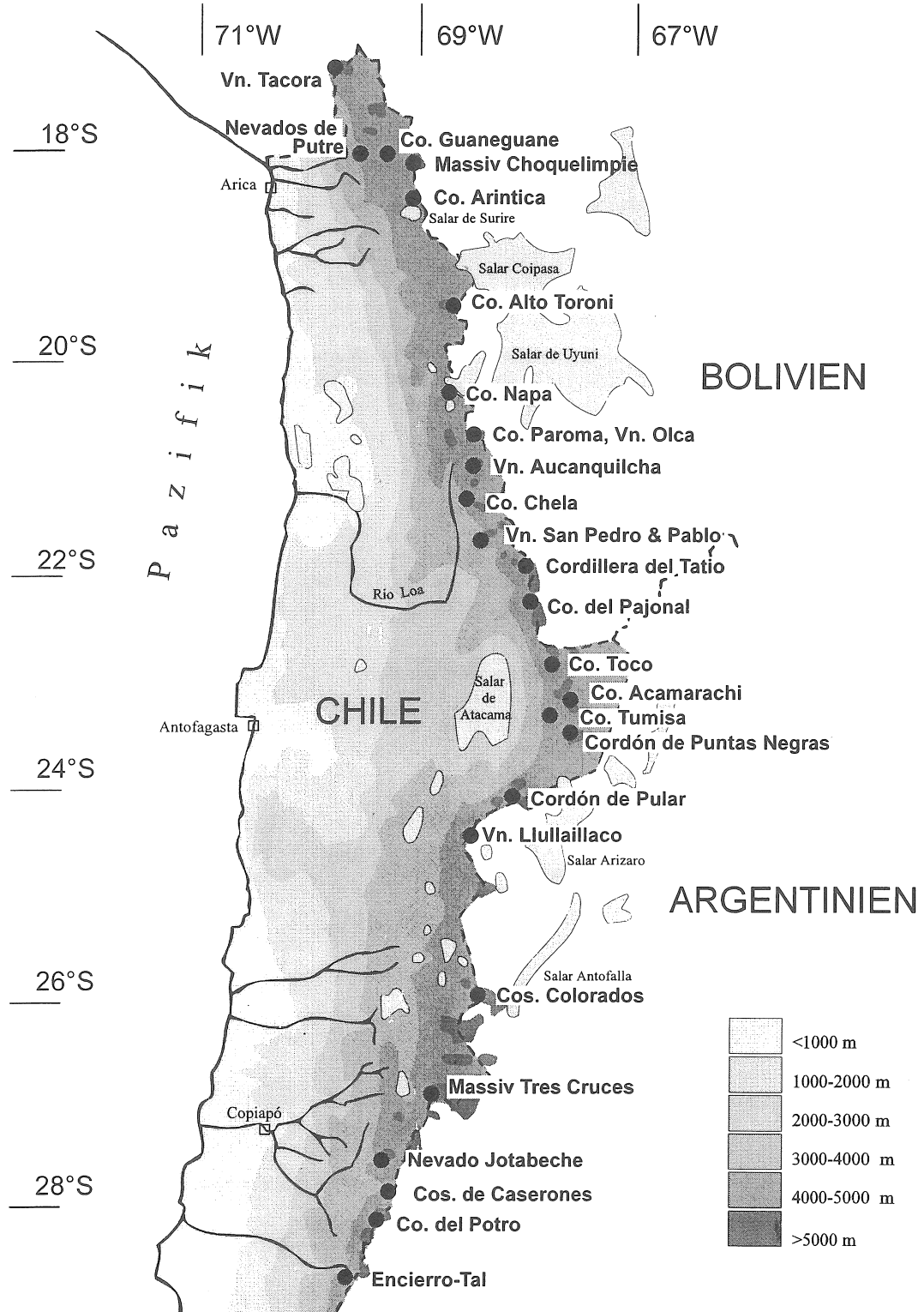
Tropische Niederschläge prägen grosse Teile des nördlichen Altiplano, während die Westseite im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes bereits von Westwindniederschlägen dominiert wird. Die Einflussbereiche der tropisch konvektiven Zirkulation und der Westwinddrift sind jedoch keineswegs über das ganze Jahr in ihrer Intensität und Lage konstant. Tropisch konvektive Sommerniederschläge konzentrieren sich hauptsächlich auf den nördlichen Abschnitt und klingen gegen Süden aus. Auf der Breite von 27°-28°S, wo sich die West- und Ostkordillere zusammenschliessen, erreichen Steigungsniederschläge vom Ostabhang der Anden zumindest wieder die Kammlagen der Westseite. Im Winter dehnt sich die kräftige Westwindströmung oft über den ganzen Untersuchungsraum aus.

Aus der niederen Breitenlage, der geringen Bewölkung sowie der grossen Höhenlage des Altiplano resultieren extrem hohe Strahlungswerte. Diese bewirken unter anderem einen ausgeprägten Tagesgang der Temperatur, welcher den Jahrestemperaturgang übersteigt. Die 0°C-Jahresisotherme liegt im Norden (18°S) auf etwa 4800-4900 m. Sie sinkt bis zum Wendekreis auf 4700 m und weiter südlich (27°S) auf 4500-4600 m (mündl.Mitt. Ammann 1996).

Im Untersuchungsraum durchquert die sogenannte **südamerikanische Trockendiagonale** die Anden. Nördlich des Wendekreises liegen die trockensten Zonen auf der Andenwestseite. Weiter südlich findet man die trockensten Gebiete aufgrund von Lee-Effekten der Westwindströmung auf der Andenostseite. Die Niederschläge betragen auf 4500 m in der Westkordillere etwa 400 mm im Norden (18°S), werden in der Kernzone

(24°-26°S) mit etwa 100 mm marginal und steigen gegen Süden (28°-29°S) wieder an (Ammann 1996). Die Trockendiagonale quert somit die Anden zwischen etwa 24°S und 26°S von NW nach SE. Der Vergleich der heutigen und früheren Lage der Trockendiagonale ist von

großem paläoklimatischem Interesse, da er Hinweise auf Veränderungen der Zirkulationssysteme gibt (Messerli et al. 1997). In dieser Arbeit wurde versucht, einen Beitrag zur Abschätzung der Lage einer Paläo-Trockendiagonale zu liefern.



Figur 1: Untersuchungsraum und Lage der Testgebiete (vergleiche auch Tabelle 7)

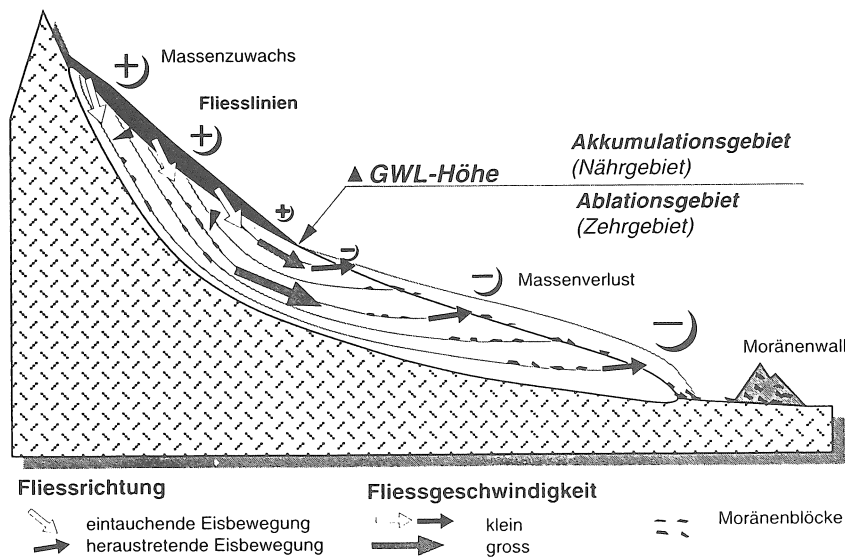
2 Grundlagen zur Bewegung und zum Formenschatz eines Gletschers

2.1 Bewegung eines Gletschers

Haerberli (1992) definiert Gletscher als 'Schnee-, Firn- und Eismassen, die von einem Nährgebiet mit einem Überschuss an Massenzufuhr (Akkumulationsgebiet) zu einem Zehrgebiet mit vorwiegendem Massenverlust (Ablationsgebiet) fließen'. Diese Gletscherbeschreibung trifft für den alpinen Gletschertyp sehr gut zu, wirft jedoch bereits einige Probleme bei anderen Typen, wie z.B. den tropischen Gletschern, auf. Bei den Eisschilden ist sie schliesslich kaum verwendbar. Da letztere in dieser Arbeit jedoch nicht behandelt werden, wird die Definition nach Haerberli (1992) als Grundlage benutzt. Ein Gletscher lässt sich also meist in eine Akkumulationszone (Nährgebiet) und Ablationszone (Zehrgebiet) unterteilen (Figur 2). Akkumulation erfolgt vorwiegend durch festen Niederschlag, Lawinen sowie Schneeverwehungen. Ablation wird durch alle Prozesse gesteuert, welche dem Gletscher Masse abführen: Schmelze und Abfluss, Windabtrag, Kalbung

und Sublimation (Haerberli 1992). Die Trennlinie zwischen dem Akkumulations- und Ablationsgebiet, d.h. der Linie aller Punkte an der Gletscheroberfläche, wo die Jahresmassenbilanz des Gletschers einen Wert von Null aufweist, wird als Gleichgewichtslinie (GWL) bezeichnet (siehe Kapitel 3.2). Wenn im oberen Teil des Gletschers Akkumulation stattfindet, wird der Überschuss an Eis mit der Schwerkraft nach unten transportiert. Somit bleibt der Gletscher im Gleichgewicht. Je grösser der Input ist, um so schneller muss der Gletscher fließen, was in humiden Gebieten erwiesen ist (Sugden & John 1976). Die Fließgeschwindigkeit an der Gletscheroberfläche ist bedingt durch innere Verformung (plastisches Fließen), was zum Kriechen der Eismasse führt, sowie durch Gleiten auf dem Untergrund des Gletschers (basales Gleiten). Diese beiden Prozesse werden im folgenden kurz erklärt.

Längsprofil durch einen Talgletscher



Figur 2: Schematische Darstellung des Verlaufs, der Richtung und der relativen Geschwindigkeiten verschiedener Fließlinien eines Gletschers vom Akkumulations- zum Ablationsgebiet (Maisch 1993)

Plastisches Fließen

Diese Bewegung erfolgt innerhalb des Eiskörpers durch das Gleiten in sowie zwischen den Kristallen. Die Geschwindigkeit hängt von der Schubspannung ab, welche positiv mit der Mächtigkeit des Eises sowie dem Gefälle korreliert ist (Schreiner 1992):

$$\text{Schubspannung } \tau = \rho * g * h * \sin \alpha$$

verwendete Parameter:

- ρ : Dichte des Eises
- g : Erdbeschleunigung
- h : Eismächtigkeit
- α : Gefälle der Gletscheroberfläche

Basales Gleiten

Erreicht das basale Eis die Temperatur des Druckschmelzpunktes, so bildet sich an der Gletscherbasis ein dünner Wasserfilm. Nur ein reduzierter Anteil der geothermischen Wärme des Untergrundes wird ins Eis weitergeleitet (Schreiner 1992), der Rest wird gebraucht, um das Eis an der Gesteinsoberfläche zu schmelzen. Dadurch gleitet das darüberliegende Eis auf dem dünnen Wasserfilm über das Gletscherbett. Dies wird basales Gleiten genannt. Wenn die Mächtigkeit des Eises zunimmt, vergrößert sich auch der Anteil des basalen Gleitens an der gesamten Gletscherbewegung. Druckschmelzen entsteht ebenfalls, wenn sich der Gletscher über lokale Unebenheiten der Felsoberfläche bewegt. Dadurch wird auf der Luvseite der Erhebung der Druck im anströmenden Eis

erhöht. Dabei kommt es zum Schmelzen des Eises, während das Wasser auf der Leeseite infolge des Druckabfalles wieder anfriert (Regelation).

Nicht alle Gletschertypen bewegen sich durch basales Gleiten. Erreicht das Gletschereis an der Basis den Druckschmelzpunkt, wird von einem Gletscher mit warmer Basis oder einem warmen Gletscher gesprochen. Dazu zählen in der Regel alle alpinen Gletscher. Eiskörper mit kalter Basis besitzen am Grund Temperaturen, die tiefer liegen als der Druckschmelzpunkt (z.B. in Grönland), und sind an der Basis festgefroren. Der Zusammenhalt zwischen dem Eis und Felsuntergrund ist in diesem Fall grösser als zwischen den einzelnen Eiskristallen, so dass die Bewegung des Gletschers einzig durch plastisches Fließen erfolgt. Die Bezeichnung *polar* für kalte Gletscher ist jedoch missverständlich, da beide Arten sowohl in polaren als auch in nicht polaren Zonen vorkommen.

In einem Gletscher sind die Fließstrajektorien im Akkumulationsgebiet vorwiegend in den Eiskörper hinein und im Ablationsgebiet nach aussen gerichtet (Figur 2). Der Wendepunkt der Fließlinien sowie deren höchste Geschwindigkeit liegt im Bereiche der Gleichgewichtslinie. Dies bedeutet, dass Material im oberen Bereich den Trajektorien entlang in den Eiskörper hineingearbeitet und unterhalb der GWL wieder aus dem Eiskörper herausgearbeitet und als Moräne deponiert wird. Ufer- oder Seitenmoränen entstehen daher nur im Ablationsgebiet und setzen frühestens auf der Höhe der GWL an, was für die Bestimmung der Lage der früheren und heutigen GWL wichtig ist (siehe Kapitel 3).

2.2 Der glaziale Formenschatz in den nordchilenischen Anden

Der glaziale Formenschatz ist auf dem wüstenhaften Altiplano sehr unterschiedlich ausgeprägt. Einerseits bleiben die Formen dank den ariden Bedingungen gut erhalten. Andererseits zwingt der junge Vulkanismus zu einer genauen Prüfung, ob dieser Veränderungen in den früher vergletscherten Einzugsgebieten bewirkt hat und ob die für ehemalige Vergletscherungen bekannten Formen nicht auch durch vulkanische Ereignisse hätten gebildet werden können.

In unsicheren Fällen suchten wir nach möglichst vielen verschiedenen stichhaltigen Indizien für eine frühere Vergletscherung. Im folgenden werden die wichtigsten glazialen *Erosions-* wie *Ablagerungsformen* kurz vorgestellt.

2.2.1 Glaziale Erosion

Die wichtigsten Prozesse der glazialen Erosion sind *Abrasion* und *Plucking*. Bei der *Abrasion* wird die Felsoberfläche allmählich abgeschliffen, während beim *Plucking* Eis an den Untergrund anfriert und anschließend einzelne Gesteinsbrocken herausgezerrt werden (Sugden & John 1976).

U- oder Parabel-Täler sind neben den grossen Talsystemen im Süden des Untersuchungsraumes (südlich 27°S) teilweise auch an einzelnen Vulkanbergen deutlich ausgeprägt. Dies ermöglicht eine klare Abgrenzung des jeweiligen Gletscherbettes, was für die Berechnung der GWL eine Voraussetzung ist.

Entlang den Hängen von U-Tälern finden sich oft deutliche Verfärbungsgrenzen. Sie markieren die ehemalige Lage des Eises und sind im Gelände als markante Linien ersichtlich. Meist sind sie gut in den Luftbildern erkennbar und erlauben eine genaue Gletscherbettabgrenzung. Oft liegen mehrere Verfärbungshorizonte verschiedener Gletscherstadien übereinander.

Kare sind auf dem nordchilenischen Altiplano recht unterschiedlich ausgebildet. Die Bandbreite reicht von deutlichen Vertiefungen mit einer Karrückwand bis zu schwach ausgeprägten, meist löffelförmigen Hohlformen. Kare waren für die Gletscherbettabgrenzung und somit auch für die Abschätzung der GWL-Höhe sehr wichtig.

Roches Moutonnées mit Schlifffspuren und oft auch *perched boulders* (siehe Kapitel 2.2.2) waren im Gelände eindeutige Indizien für einen ehemaligen Gletscher. Zudem dienten sie als ideale Stellen für Expositionsalterdatierungen.

Gletscherschliffe im Anstehenden oder an Blöcken sind ein wichtiger Hinweis auf einen früheren Gletscher. Zudem belegen sie ein Gleiten an der Basis eines ehemaligen *warmen* Gletschers (siehe Kapitel 2.1, *Basales Gleiten*). Bei stark verwitterten Schlifffspuren muss allerdings sorgfältig abgewägt werden, ob diese auch durch Windkorrosion, Lahare oder sonstige Prozesse hätten entstehen können.

Auch vom Gletscher transportierte Blöcke, sog. **Erratiker**, weisen oft Schlifffspuren auf. Es wurde darauf geachtet, dass Schliffe um Gesteinskanten laufen, was die glaziale Erosion belegt. Blöcke mit Schlifffspuren liegen in den meisten Testgebieten vor.

Halbmondförmige Bruchstrukturen auf dem Anstehenden kamen durch die ehemalige Eisbelastung zustande. Sie sind auch an glazial transportierten Blöcken zu finden. Diese in der Literatur meist als *friction crack* oder *chattermark* benannten Bruchflächen (Sugden & John 1976) sind häufig treppenartig übereinander angeordnet. In Zweifelsfällen konnten diese Merkmale zusätzlich Antwort geben, ob ein Block glazial oder in einem Lahar transportiert wurde.

2.2.2 Glaziale Ablagerung

In dieser Arbeit wurden vorwiegend **Seiten-** und **Endmoränen** als Hinweis für einen ehemaligen Gletscher kartiert. Waren die Moränen als solche kaum mehr erkennbar, wurde versucht, an Aufschlüssen einen glazial-geologischen Beweis für die Vergletscherung zu erbringen.

Hintereinander gestaffelte, in einer breiten Schürze angelegte Moränen sind typisch für den nordchilenischen Altiplano (Figur 24). Einzelne Vorstöße und Rückzüge

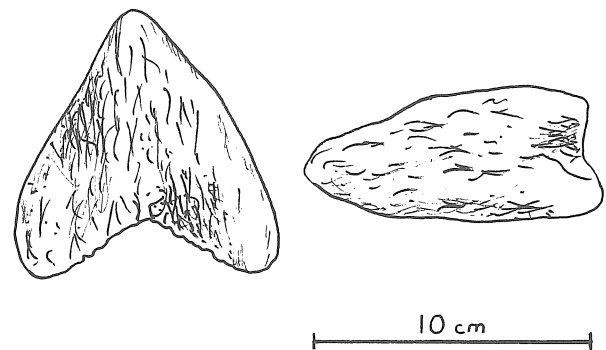
können z.T. kaum auseinandergehalten werden. Eine Vielzahl von *Moränenstapfeln* liegt normalerweise am Fuss der ehemals vergletscherten Vulkane beim Übergang vom steilen ins flachere Gelände vor.

Alte Moränenkomplexe sind oft periglazial überprägt und weich geformt. Meist werden sie nicht mehr von grösseren Blöcken gesäumt. Junge Moränen sind scharfgratiger und auf der Aussenseite des Kammes oft von grossen Blöcken durchsetzt. Die relative chronologische Einordnung der Moränen unter den verschiedenen Testgebieten erfolgte durch den morphologischen Vergleich.

Erratiker geben oft gute Hinweise auf die ehemalige Lage des Eisrandes. Im Gelände muss aber immer in Betracht gezogen werden, dass Blöcke auch durch Lahare sowie Bergstürze transportiert werden können.

Perched boulders sind Blöcke, die beim Eiszerfall durch den Gletscher auf andere Blöcke oder auf Anstehendes gesetzt werden. Oft weisen sie eine andere Lithologie als das Anstehende auf. In der Atacama-Wüste waren *perched boulders* hervorragende Indizien für einen Gletschertransport. Wegen der äusserst spärlichen Vegetation waren auch kleinere Blöcke schon aus der Ferne erkennbar.

"Bügeleisen" werden durch den Transport im Gletscherkörper geformt. Sie sind oft flach und gleichen im Aussehen einem Bügeleisen mit einer Ausdellung oder Abbruch am hinteren, breiten Ende (Figur 3).



Figur 3: "Bügeleisen" in der Auf- und Seitensicht

Bügeleisenförmig zugeschliffene Steine waren in den Testgebieten ebenfalls ein wichtiges Indiz für einen ehemaligen Gletscher. Bügeleisen markieren aber nicht a priori den Eisrand, da sie unter Umständen auch fluvial oder gravitativ weitertransportiert worden sind.

3 Bedeutung und Aussagekraft der Schneegrenze & Gleichgewichtslinie

‘Die Schneegrenze wird seit mehr als hundert Jahren dazu verwendet, um einen Gebirgsraum unter verschiedenen physisch-geographischen Gesichtspunkten zu charakterisieren, um alte Gletscherstände miteinander zu korrelieren und um klimageschichtliche Schlussfolgerungen zu ziehen’ (Kerschner 1990). Um jedoch paläoklimatische

Interpretationen zu ermöglichen, müssen zuerst die wichtigsten gletscherbeeinflussenden Parameter bestimmt werden. Diese sind im ersten Teil aufgeführt. Im zweiten Teil wird die Berechnung der Schneegrenze und der Gleichgewichtslinie diskutiert.

3.1 Parameter für die Gletscherbildung

Zahlreiche Faktoren können eine Vergletscherung verstärken, erhalten oder verhindern. Die klimatischen Parameter sind dabei sehr entscheidend, so dass Gletscher und ihre Massenbilanzen als gute Klima-Indikatoren dienen können. Nach Müller (1988) und Haeblerli (1992) lassen sich die Massenbilanzkomponenten *Akkumulation* und *Ablation* in den Alpen weitgehend durch die meteorologischen Parameter Niederschlag und Temperatur erklären (Figur 4). Einfachste Modelle verwenden für die Korrelation mit Massenbilanzdaten gar nur noch Temperaturwerte (Müller 1988). Obwohl Niederschlag und Temperatur wichtige Parameter darstellen, sind sie in unserem Untersuchungsgebiet alleine nicht hinreichend. Im folgenden werden daher die wichtigsten klimatischen und nicht-klimatischen Parameter kurz erläutert.

3.1.1 Klimatische Randbedingungen

In diesem Abschnitt werden nur Parameter angesprochen, die wesentlich für die Vergletscherung sind.

Strahlung

Die niedrige Breitenlage, die grosse Höhenlage und die sehr klare Atmosphäre der nordchilenischen Anden sorgen für sehr hohe Strahlungsintensitäten (Hirschmann 1973). Monatliche Strahlungsmittel betragen in den Subtropen ca. $300\text{--}350\text{ W/m}^2$, in den Alpen ist es nur etwa halb so viel (Schrott 1994). Der Vergleich der jährlichen Strahlungsenergie des Jungfraujochs (3580 m, $46^\circ30'\text{N}$) mit El Laco (5000 m, in Wendekreislage), wo eine projekteigene Klimastation steht, ergab für das Jungfraujoch einen 40% tieferen Wert (Vuille 1995). Die höchsten Strahlungswerte weist der Kernraum von $24^\circ\text{--}26^\circ\text{S}$ auf, während die Strahlung im übrigen Bereich des Untersuchungsgebietes durch die Bewölkung reduziert ist (siehe *Bewölkung*). Im Extremfall erreicht die Strahlung in El Laco sogar fast die Solarkonstante von 1360 W/m^2 (Ammann 1996, im vorliegenden Band).

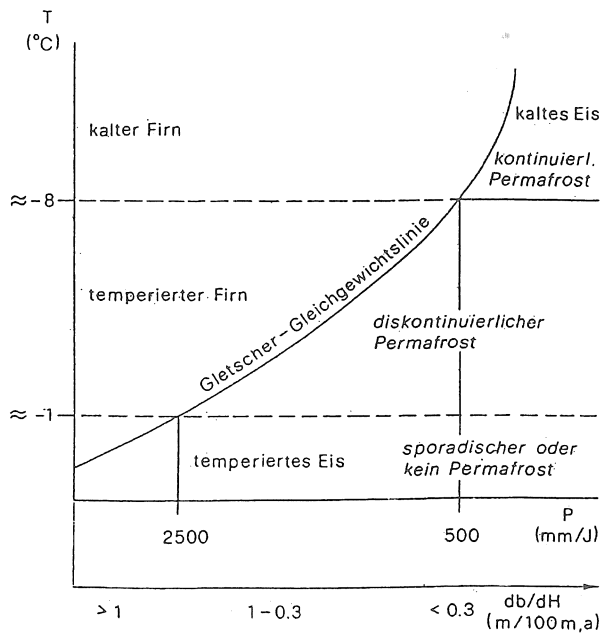
Neben der direkten Sonneneinstrahlung ist die Albedo für den Gletscherhaushalt von grosser Bedeutung. So beträgt z.B. der Reflexionswert von Neuschnee 0.8, jener von sauberem Gletschereis nur 0.4 (Kuhn 1980).

Im weiteren muss für paläoklimatische Diskussionen beachtet werden, dass die Strahlung im Verlaufe der Erdgeschichte keineswegs einen konstanten Wert darstellt (Milankovic-Forcing, solare Schwankungen, usw.).

Temperatur

Die meisten Glaziologen sehen die durchschnittliche Jahrestemperatur als einen untergeordneten Klimafaktor für Gletscherbildung an (z.B. Sugden & John 1976). Nach denselben Autoren ist die Temperatur aber bei Massenhaushaltsuntersuchungen in den Alpen ein wichtiger Parameter und beeinflusst die Gletscherschmelze vor allem in den Sommermonaten stark. Daher wird in den Alpen oft auf die durchschnittliche Sommertemperatur während der Ablationsperiode zurückgegriffen. In den ariden Anden herrscht jedoch ein ausgesprochenes Tageszeitenklima mit Amplituden bis über $30^\circ\text{C}/\text{Tag}$, während die Jahresschwankungen etwa zehn Grad Celsius ausmachen. Interessant ist daher weniger die Durchschnittstemperatur, sondern die Häufigkeit und Zeitdauer der Temperaturen über 0°C , da die Schneeschmelze erst dann ermöglicht wird. Werte über 0°C werden in den Anden fast durchs ganze Jahr für kurze Zeit erreicht. Der Einfluss von Schmelzprozessen auf die Ablation wird aber mit zunehmender Höhe immer geringer und die Sublimation dominant (Vuille 1996).

Der Schmelzanteil wird nach Thompson (1980) jedoch als minimal beurteilt, da oberhalb 5000 m in den Tropen das geschmolzene Eis bald wieder infiltriert und erneut gefriert (*superimposed ice*). Nicht nur Luft-, sondern auch hohe Bodentemperaturen im Randbereich von Schneefeldern und Gletschern sind wesentlich für den Schmelzprozess.



Figur 4: Kryosphärenmodell für paläoglazilogische Abschätzungen, welches die Abhängigkeit der GWL von Temperatur und Niederschlag aufzeigt. Während bei einer tiefen Temperatur von -8°C kaum ein Gletscher existieren kann, wenn der Niederschlag weit unter 500 mm/J liegt, kann die GWL in sehr maritimen Gebieten um die Nullgradgrenze liegen.

$T = \text{Jahresmittel der Lufttemperatur, } P = \text{Jahresniederschlag}$

Relative Luftfeuchtigkeit

Die relative Luftfeuchtigkeit ist an vielen Tagen wichtig für die Sublimation, welche im Zentrum des Untersuchungsgebietes zwischen $23^{\circ}30'\text{S}$ und 26°S sehr gering ist: In El Laco ist sie im Sommer etwas höher, übersteigt aber nur selten die 30%-Grenze (Vuille 1996, Ammann 1996).

Wind

Die tägliche Aufheizung und Abkühlung des Altiplano bewirkt ein grosses Regionalwindssystem (Grosjean 1992, Ammann 1996, im vorliegenden Band). Die mittleren Windgeschwindigkeiten können vor allem am Nachmittag beträchtliche Ausmasse annehmen. Im Sommer sind im Norden oft Ostwinde dominierend, während im Süden ganzjährig Westwinde vorherrschen. Im Winter ist im gesamten Untersuchungsgebiet zeitweise mit stürmischen Westwinden zu rechnen (Schwerdtfeger 1976). An windexponierten Stellen wird ein grosser Teil des Schnees weitertransportiert und in geschützten Leelagen akkumuliert.

Bewölkung

Dieser Parameter resultiert aus bereits beschriebenen Vorgängen. Wenn im Sommer feuchte Luft aus dem östlichen Andenabhang herantransportiert wird, entsteht im Laufe des Tages über dem Altiplano konvektive Bewölkung. Aus westlicher Richtung wird dagegen viel trockenere Luft aus dem Atacama-Tiefeland herantransportiert, was nur selten zu Bewölkung führt. Diese korreliert somit im Sommer vorwiegend mit den Ostwinden (Aceituno & Montecinos 1992). Da die Bewölkung am Nachmittag maximal ist, wird die Strahlung vor allem in Westexpositionen etwas reduziert. Der Winter ist oft wolkenlos (Ammann 1996).

Niederschlag

In den höheren Breiten lösen sich winterliche Akkumulations- und sommerliche Ablationsperioden mit grosser Regelmässigkeit ab. In den Randtropen ist es gerade umgekehrt: Die Akkumulationsphase fällt dank konvektiven Niederschlägen praktisch mit dem Sonnenhöchststand, also dem astronomischen Sommer, zusammen, während die Ablationszeit in den trockenen Winter fällt (Jordan 1991). In der überwiegenden Zahl der Jahre ist jedoch die Akkumulation in den Monaten Dezember-Februar und die Ablation von Mai-August am grössten (Jordan 1991). In den Übergangsjahreszeiten findet oft ein Wechsel zwischen ausgeprägten Akkumulations- und Ablationsphasen statt. Im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes fällt das Niederschlagsmaximum praktisch mit dem winterlichen Temperaturminimum zusammen. Im Norden des Untersuchungsgebietes reicht der Niederschlag von $300\text{--}400\text{ mm}$ noch zu kleiner Gletscherbildung. Zwischen 19°S und $26^{\circ}30'\text{S}$ sind die Berge der Westkordillere jedoch unvergletschert. Erst bei 27°S reicht die Summe von Winter- und möglichen Sommerniederschlägen wieder zur Entstehung von Gletschern aus. Doch nicht allein die Niederschlagsmenge ist von Bedeutung, sondern auch die Regelmässigkeit und Häufigkeit der Schneefälle, da die Albedo von Eis und Neuschnee sehr verschieden sind (siehe *Strahlung*).

3.1.2 Nicht-klimatische Faktoren

Massenerhebungen spielen in verschiedenen Skalen eine Rolle. Der grossräumige Effekt ist der Plateau-Effekt, der in Ammann (1996, im vorliegenden Band) näher ausgeführt wird. Im kleineren Rahmen ist der Merriam-Effekt wichtig, der zeigt, dass Niederschläge an Gebirgsmassiven deutlich höhere Werte aufweisen als an einzelnen Bergen. Weitere entscheidende Faktoren sind die **Horizontalabschattung** (Bergschatten) durch andere Berge (Jordan 1991), die **Hangneigung** sowie die **Exposition**.

Der Strahlungsunterschied zwischen der Nord- und Südexposition wird mit zunehmender Breite immer entscheidender. In den ariden Anden ist die Frage der Exposition jedoch ebenso wichtig im Zusammenhang mit der Abschattung durch die nachmittägliche Bewölkung. Sie ist

in den randlichen Tropen oft verantwortlich für tieferliegende Gletscher in der Westexposition (Jordan 1991). Im weiteren wird der Westwind gegen Süden unseres Untersuchungsgebietes immer dominierender. Schnee akkumuliert dadurch zunehmend in Ostlage im Lee.

Auch der teilweise sehr aktive **Vulkanismus** ruft an der Bodenoberfläche Temperaturanomalien hervor, welche eine Vergletscherung sogar verhindern können. Zudem können Ausbrüche die Topographie des Berges verändern, was zu Problemen der Rekonstruktion eines ehemaligen Gletscherbettes führt.

3.1.3 Diskussion

In maritimen Zonen wie Westpatagonien findet man vorwiegend aktive, dicke und warme Gletscher, die auf permafrostfreies Gebiet vorstossen. Demgegenüber sind in kontinentalen Klimaregionen relativ inaktive, dünne und kalte Gletscher im Permafrostgebiet am Untergrund häufig angefroren (Haeberli 1992). In den ariden Anden liegen unvergletscherte Gipfel teilweise mehr als 1000 m oberhalb der durchschnittlichen 0°C-Isotherme der Luft. Dies zeigt, dass nicht allein die Temperatur für die Vergletscherung entscheidend ist, sondern weitere Parameter (Niederschlag, Strahlung, etc.) eine Rolle spielen und sich gegenseitig beeinflussen. Im Gegensatz zu den Alpen, wo eine klare Trennung zwischen der Akkumulations- und Ablationszeit besteht, findet Ablation in den Tropen ganzjährig statt. In den inneren Tropen erfolgt die Akkumulation ebenfalls während des ganzen Jahres, während sie in den äusseren Tropen auf die Regenzeit konzentriert ist (Kaser 1995). Tropische Gletscher weisen

somit im Gegensatz zu den alpinen Gletschern zeitweise auf der gesamten Gletscherfläche entweder nur Ablation oder Akkumulation auf. Im folgenden werden die wichtigsten Faktoren aufgelistet, welche Akkumulation und Ablation in den nordchilenischen Anden bewirken.

Akkumulation

Die Akkumulationsrate in den ariden Anden ist vor allem abhängig vom Schneefall und der Windverfrachtung ins Lee sowie von relief- und expositionsbedingten Faktoren. Die Akkumulation erfolgt in den Randtropen nicht in der kältesten Periode, sondern im Sommer, obwohl in dieser Zeit der Schmelzanteil an der Ablation infolge höherer Temperaturen am grössten ist. Gleichzeitig wird aber während dieser Zeit die Einstrahlung durch die nachmittägliche Bewölkung reduziert.

Ablation

Während die Sublimation in den Alpen klein ist, beträgt ihr Anteil an der Ablation bei der Schneeschmelze in El Laco 60% bis 75% (Vuille 1996). Vuille (1996) hat anhand von Felddaten in El Laco ein Sublimationsmodell erarbeitet und als Hauptparameter die Strahlung, die relative Luftfeuchtigkeit und die Windgeschwindigkeit identifiziert. Die Strahlung erklärt dabei 40-45%, die relative Luftfeuchtigkeit etwa 25% und der Wind ca. 30% der Sublimation. Die Sublimation erreicht bei kalt-trockenen, windigen Verhältnissen mit hohen Einstrahlungsraten die grössten Werte, während an sehr warmen Tagen die Schmelze dominant werden kann.

3.2 Berechnung der Schneegrenze und Gleichgewichtslinie

Seit Beginn der Bestimmung der *Schneegrenze* hat dieser Begriff immer wieder Diskussionen ausgelöst. Nach Messerli (1966) soll er nicht als eigentliche Grenzlinie, sondern als Übergangszone angesehen werden. In der Literatur werden die Begriffe *Schneegrenze* und *Schneelinie* (*SL*) in der Regel als Synonyme verwendet und entsprechen der englischen *snowline*. Oft wird auch die Abkürzung *MSL* für *Modern snowline* und *PSL* für *Pleistocene snowline* gebraucht. Wird die *Gleichgewichtslinie* eines Gletschers bestimmt, wird meist von *GWL* und von *Equilibrium Line Altitude* (*ELA*) gesprochen. Haeberli (1992) verweist darauf, dass exakte Messungen zur Bestimmung der *Gleichgewichtslinie*, wie sie an rezenten Gletschern durch Massenhaushaltsuntersuchungen möglich sind, bei inzwischen verschwundenen Gletschern durch die Interpretation glazialmorphologischer Evidenz ersetzt werden müssen. Dieses Vorgehen besitzt naturgemäss etwas spekulativen Charakter. Zudem ist die Vergleichbarkeit der *GWL* und *Schneegrenze* je nach Berechnungsart nicht stets gewährleistet.

Verschiedene Berechnungsmethoden sowie Definitionen der *Schneegrenze* und *Gleichgewichtslinie* werden in Beeler (1977), Gross et al. (1978) und Kerschner (1990) detailliert beschrieben. In der Literatur wird oft nicht deutlich angegeben, wie die Berechnung erfolgte. Daher wird der Originalbegriff des jeweiligen Autors im folgenden kursiv gedruckt.

Bei unseren Berechnungen handelt es sich um die Bestimmung von *Gleichgewichtslinien*. Im wesentlichen stützen wir uns auf drei Methoden, welche im folgenden kurz umrissen werden.

3.2.1 Methode nach Louis (1955)

Louis (1955) mittelt die Höhe des höchsten Punktes in der Umrahmung des Kars und die Höhe des niedrigsten Punktes des Gletschers. Diese Berechnung ergibt nach Gross et al. (1978) meist zu hohe Werte und darf nur als grobes Näherungsverfahren betrachtet werden.

Die Methode nach Louis wurde im Untersuchungsraum nur verwendet, wenn keine sinnvolle Gletscher-

bettrekonstruktion für die Flächenteilungsmethode möglich war. Dies war am Cerro Toco (23°56'S) und den Cerros Colorados (26°10'S) der Fall, weil nur Endmoränen, aber keine deutlichen Karformen erkennbar sind. Ausserdem war an diesen Bergen wahrscheinlich die ganze Kuppe vergletschert. Für unsere Berechnung wurde die Methode modifiziert und die Kuppe als obersten Punkt gewählt. Die so berechnete GWL ist dementsprechend ein unsicherer, aber für eine Übersicht ein aufschlussreicher Wert.

3.2.2 Methode nach Lichtenecker (1938) und Visser (1938)

Die Ansätze der Ufer- oder Seitenmoränen markieren die Grenze zwischen Nähr- und Zehrgebiet eines Gletschers, was gletschermechanisch begründet ist (siehe Kapitel 2.1). Sie ergeben in jedem Fall minimale Höhen für die GWL. Die Seitenmoränenansätze müssen aber einer kritischen Prüfung unterzogen werden, um die jeweilige Zuordnung zu einem Gletscherstand genau zu eruieren. Zudem ist in sehr steilen Gebieten mit "verstürzten" Moränen zu rechnen (Beeler 1977). Für den Hochstand um 1850 A.D. hat sich die Methode hervorragend bewährt, während sie für spätglaziale Gletscherstände in den Alpen nur in den seltensten Fällen zufriedenstellend war, da zumeist brauchbare Seitenmoränenansätze fehlen (Gross et al. 1978). In den ariden Anden bleiben die Formen jedoch viel besser erhalten, und daher eignet sich diese Methode dort auch für spätglaziale Moränen sehr gut und wurde im Untersuchungsraum häufig angewandt. Sie war zudem sehr hilfreich für die Abschätzung der AAR (siehe Kapitel 3.2.3). Dabei wurden nur eindeutige Ansätze einbezogen, welche im Feld oder auf dem Luftbild kartiert worden waren.

3.2.3 Flächenteilungsmethode

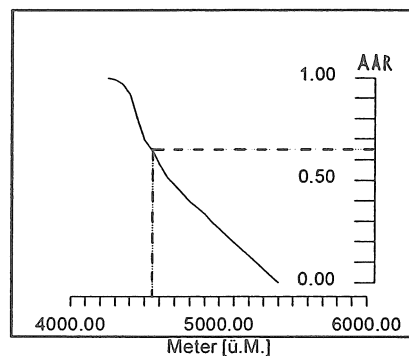
Das Flächenverhältnis des Akkumulationsgebietes (Sc) zum Ablationsgebiet (S) wird meist im deutschsprachigen Raum verwendet, während in der englischsprachigen Literatur der Begriff *Accumulation Area Ratio* (AAR) in Prozent der Gesamtfläche gebraucht wird.

Diese Methode liefert gute Werte für jungpleistozäne *Gleichgewichtslinien* (Gross et al. 1978, Maisch 1988), falls gewisse Bedingungen erfüllt sind:

- Das Gletscherbett muss im Akkumulations- wie Ablationsgebiet eindeutig abgrenzbar sein. In unserem Untersuchungsgebiet war das Gletscherbett oft dank Moränen und Kare klar bestimmbar. Probleme bot vereinzelt die vulkanische Aktivität, welche glaziale Spuren teilweise zerstört hatte.
- Das Gletscherbett darf nicht zu stark durch Wände oder Steilstufen gestört sein. Gletscher mit einer hohen Felsumrahmung, grossen Eisabbrüchen und steil abbrechenden Zungen haben stark abweichende Flächenverhältnisse. In unserem Unters-

chungsgebiet war diese Bedingung in den meisten Fällen kein Problem.

- Es muss sich um einen warmen Gletscher (siehe Kapitel 2.1) gehandelt haben. In Nordchile wies die grosse Mehrheit der Gletscher ein basales Gleiten auf, wie teilweise mächtige Moränen sowie Gletscherschliffe beweisen.



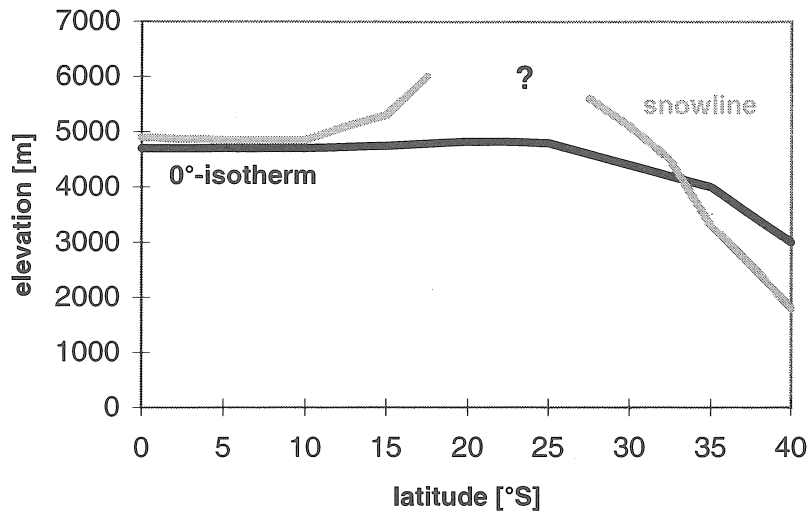
Figur 5: Beispiel einer hypsographischen Kurve. In diesem Fall weist die AAR von 0.7 eine Höhe von 4550 m auf.

Für die meisten Berechnungen in Nordchile wurde die **Flächenteilungsmethode** verwendet. Zuerst wurde das Gletscherbett möglichst exakt rekonstruiert. Ein Problem stellt die Rekonstruktion der Höhenlinien des Gletschers dar. Diese weisen in der Regel einen gekrümmten Verlauf auf. Für eine Rekonstruktion ist der Verlauf der Linien aber unsicher, da er im Akkumulations- und Ablationsgebiet nicht gleich ausgerichtet ist. Nach Seltzer (1992) verlaufen sie im Ablationsgebiet leicht konvex und im Akkumulationsgebiet leicht konkav, in der Nähe der GWL jedoch eher gerade. Daher wurden die Randpunkte gleicher Höhe des ehemaligen Gletscherrandes miteinander durch eine Gerade verbunden. Danach wurden die Flächen mit einem Planimeter höhenstufenweise bestimmt, die Teilflächen von oben nach unten aufsummiert und als hypsographische Summenkurve dargestellt (Figur 5). Die auf der Karte berechneten Flächen sind in der Realität etwas grösser, da sie geneigt sind. Der Fehler ist jedoch klein, da die Flächen in den meisten Fällen keine extremen Neigungsunterschiede aufweisen. Daher ist der relative Fehler für alle partiellen Flächen sehr ähnlich. Anhand der Summenkurve können nun die Höhen der GWL verschiedener Flächenverhältnisse direkt bestimmt werden.

Welches Flächenverhältnis darf nun für die GWL-Abschätzung in Nordchile angenommen werden? Die Flächenverhältnisse sind im wesentlichen abhängig von Niederschlag und Temperatur: In niederschlagsreichen Gebieten liegt das Verhältnis unter 2:1, in trockenen Zonen über 2:1. Dies bedeutet generell, dass Gletscher in feucht-ozeanischem Klima (z.B. Westpatagonien) im Verhältnis zur Gesamtfläche ein kleineres, in trocken-kontinentalen Bereichen ein grösseres Akkumulationsgebiet benötigen (Gross et al. 1978). Müller (1985) hat in der Cordillera Quimsa Cruz (Bolivien) mit einem Sc/S-Ver-

hältnis von 2:1 und Seltzer (1992) in Bolivien mit 2:1 und sogar 3:1 gerechnet. Im Untersuchungsgebiet erwarteten wir ursprünglich ein Verhältnis von etwa 3:1, da heute die Gletscher aufgrund der Temperatur viel weiter hinabreichen könnten, der Niederschlag jedoch einen stark limitierenden Faktor darstellt. Die Höhen der Seitenmoränenansätze im nördlichen Untersuchungsgebiet belegen jedoch klar, dass ein Sc/S-Verhältnis von 2:1 vorlag. Dies ist ein

erstaunliches und sehr wichtiges Resultat, da es auf wesentlich feuchtere Bedingungen hinweist. Es entspricht z.B. der durchschnittlichen AAR in den Ostalpen. Die klimatischen Verhältnisse der Alpen dürfen jedoch nicht ohne Vorbehalte auf die pleistozänen Gletscher der ariden Anden übertragen werden, weil die Klimazonen unterschiedlich sind.



Figur 6: Verlauf der Schneegrenze und 0°-Jahresisotherme der nördlichen und zentralen Anden (nach Kuhn 1980)

3.2.4 Aussagekraft der Schneegrenze und Gleichgewichtslinie

Kuhn (1980) verwendet die mittlere *Schneegrenze* als die Gleichgewichtslinie. Figur 6 zeigt den Verlauf der *Schneegrenze* nach demselben Autor in den südlichen Tropen und Subtropen und ihre klimatische Bedeutung: Die *Gleichgewichtslinie* liegt in den Tropen dank ausreichendem Niederschlag etwa auf der Höhe der 0°C-Jahresisotherme oder zeitweilig sogar darunter. In den trockenen und starker Strahlung ausgesetzten Subtropen steigt sie an und ist teilweise mehr als tausend Meter

oberhalb der sommerlichen Nullgradgrenze. Erst südlich von 33°S liegt die *Schneegrenze* wieder auf der Höhe der Nullgradisotherme. Dieser Verlauf zeigt eindrucksvoll den grossen Einfluss verschiedener Klimaparameter (siehe Kapitel 3.1) auf die GWL, welche sehr nützlich für die Rekonstruktion früherer Klimaverhältnisse ist. Um eine regionale Interpretation zu ermöglichen, mussten die *Gleichgewichtslinien* in ausgewählten Testgebieten auf dem Altiplano erfasst werden (siehe Kapitel 6). Ohne Kenntnisse der heutigen Klimasituation sowie Hinweisen aus anderen Paläoarchiven ist jedoch eine Gewichtung verschiedener Klimaparameter nicht möglich.

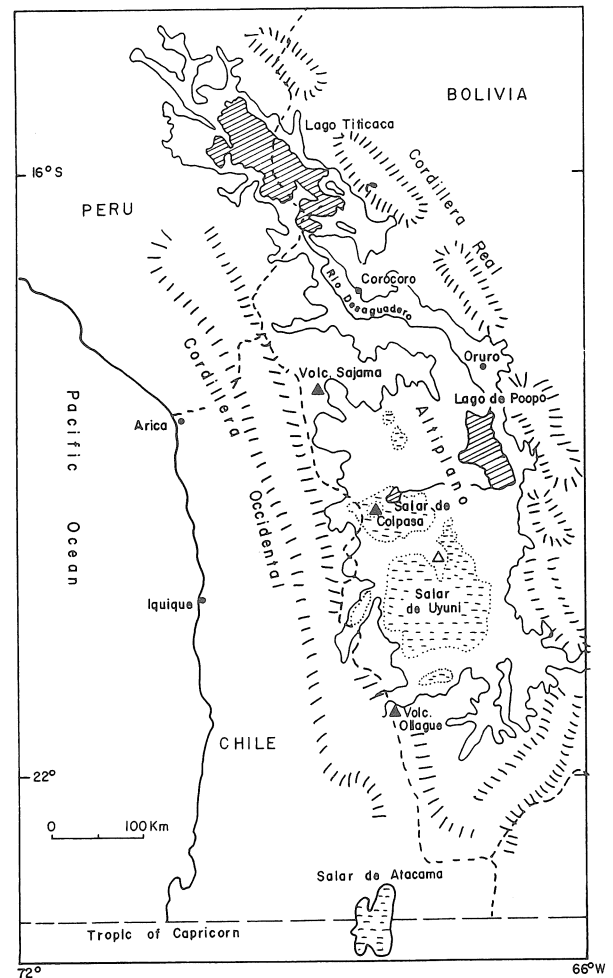
4 Kenntnisstand der Vergletscherung der zentralen und südlichen Anden

4.1 Vergletscherungen nördlich des Wendekreises

Im folgenden soll der Kenntnisstand über die Vergletscherung zwischen 18° und 23°S dargestellt werden. Broecker & Denton (1989) postulieren für das LGM eine globale Schneegrenzdepression von etwa 1000 m sowie eine Temperaturreduktion um 5-6°C. Diese Angaben dürfen jedoch nicht ohne weiteres auf die nördlichen und zentralen Anden übertragen werden, da einzelne Klimazonen unterschiedlich auf Veränderungen klimatischer Parameter reagieren. In der Literatur werden sehr viele

Angaben zur Vergletscherung von Peru, Bolivien und Nordchile gemacht. Einen guten Überblick über die Vergletscherung bieten Seltzer (1990) und Clapperton (1993).

In diesem Kapitel wird zuerst auf die beiden jüngsten Seenphasen hingewiesen, da sie in engem Zusammenhang mit der Vergletscherung stehen. Im weiteren werden ausgewählte Angaben zu *Schneegrenzen* und Datierungen in sehr knapper Form dargestellt und Temperatur- und Niederschlagsänderungen diskutiert.



Figur 7: Übersicht über den bolivianischen Altiplano mit seinen Seen und Salaren (Clapperton 1993a). Er umfasst mehrere grosse Wasserflächen, von denen der im Norden gelegene Lago Titicaca (16°S) mit einer Fläche von fast 9000 km² die grösste ist. Im Quartär waren einzelne Becken zeitweise miteinander verbunden und bildeten einen riesigen See.

4.1.1 Die Seenphasen Minchin und Tauca

Paläoseen sind wichtige Indikatoren für frühere klimatische Verhältnisse auf dem heute teilweise sehr trockenen Altiplano (Figur 7).

Die maximale Ausdehnung der Seenphase Minchin auf dem Altiplano wird mit 35'000 - 25'000 ¹⁴C yr BP datiert (Clapperton 1993a, Servant & Fontes 1978). Zwischen 22'000 ¹⁴C yr BP und 15'000 ¹⁴C yr BP, in einem kalten und niederschlagsarmen Abschnitt, waren alle Becken des südlichen bolivianischen Altiplano ausgetrocknet. Servant et al. (1995) belegen mit Radiokarbonaten an Muscheln und Karbonaten, dass die Tauca-Seenphase von etwa 15'000 ¹⁴C yr BP bis 10'400 ¹⁴C yr BP dauerte. Auch Grosjean et al. (1995) konnten an der Laguna Lejía (23°30'S) anhand von laminierten Karbonaten eine

Feuchtphase mit einem Maximum zwischen 13'500 ¹⁴C yr BP und <10'400 ¹⁴C yr BP nachweisen.

Heute ist relativ gut belegt, dass die Feuchtphasen gleichzeitig mit Gletscherhochständen waren. Hastenrath & Kutzbach (1985) erstellten ein Modell, welches für die Minchin- und Taucaphase 300 mm respektive 200 mm mehr Jahresniederschlag als heute berechnet. Ihre Berechnungen basieren auf der aktuellen Niederschlagsabschätzung von 811 mm über dem Lago Titicaca. Nach Clayton & Clapperton (in press) erreichten die Gletscher auf dem südlichen Altiplano Boliviens ihr 'Last Glacial Maximum' nach 13'300 ¹⁴C yr BP, was gut mit der Feuchtphase Tauca korreliert. Die Autoren berechnen, dass der Niederschlag für dieses Ausmass der Vergletscherung ungefähr 600 mm höher als heute gewesen sein müsste.

Breitenlage	MSL	Lokalität	Land	Methode	Referenz
11°S	4800 m	Cordillera Oriental	Peru		Wright 1983 in Seltzer 1990
11°S	4900 m	Cordillera Occidental	Peru		Wright 1983 in Seltzer 1990
14°S	5300 m	Quelccaya Ice Cap	Peru		Mercer & Palacios 1977
14°S	5150 m	Cordillera Vilcanota	Peru		Mercer & Palacios 1977
14.°40'-16°40'S	5300 m	Cord. Apolobamba, Real	Bolivien		Lauer & Rafiqpoor 1986
15°30'-16°30'S	5300 m	Cordillera Real	Bolivien	Gletscherschwerpunkt	Jordan 1991
16°10'S	5100 m	W-Seite Cord. Real	Bolivien	AAR, THAR	Seltzer 1992
17°S	5150 m	Cord. Quimsa Cruz	Bolivien	AAR	Müller 1985
16°30'S	>5800 m	El Misti (W-Cord.)	Peru		Hastenrath 1967
18°10'S	5800 m	Sajama	Bolivien		Graf 1991
18°10'S	5600-5800 m	Nevados de Payachata	Chile	AAR	eigene Abschätzung

Tabelle 1: Übersicht der MSL (modern snowline) nach verschiedenen Autoren. Die Tabelle soll anhand von ausgewählten Daten einen Einblick in den N-S-Verlauf der MSL geben. Die Berechnungsmethode ist in der Literatur teilweise unklar oder gar nicht angegeben. (Abkürzungen: AAR= Accumulation Area Ratio, THAR= toe-to-headwall-altitude-ratio)

4.1.2 Die Schneegrenze nördlich des Wendekreises

Rezente Schneegrenze

Die Gebirgszüge Perus und Boliviens (Figur 8) tragen nach Patagonien die grössten Eisfelder Südamerikas. Dies verdanken sie vorwiegend der Höhe der Massive sowie dem Steigungsregen am Ostabhang der Kordillere. Die Vergletscherung der Cordillera Blanca (8°-10°S, Peru) umfasst eine Fläche von 450 km², während Südperu und Ostbolivien zusammen eine ähnliche Dimension der Vergletscherung aufweisen. Die grösste tropische Eiskappe, Quelccaya (70 km², ca. 14°S), liegt ebenfalls in Peru am Ostabhang der Anden (Clapperton 1993a). Nach Jordan (1979) beschränkt sich die Vergletscherung in Bolivien auf den nördlichen Teil der Ostkordillere bis zum Andenknie auf etwa 18°S sowie auf einzelne Vulkangipfel in der nördlichen Westkordillere (18°S).

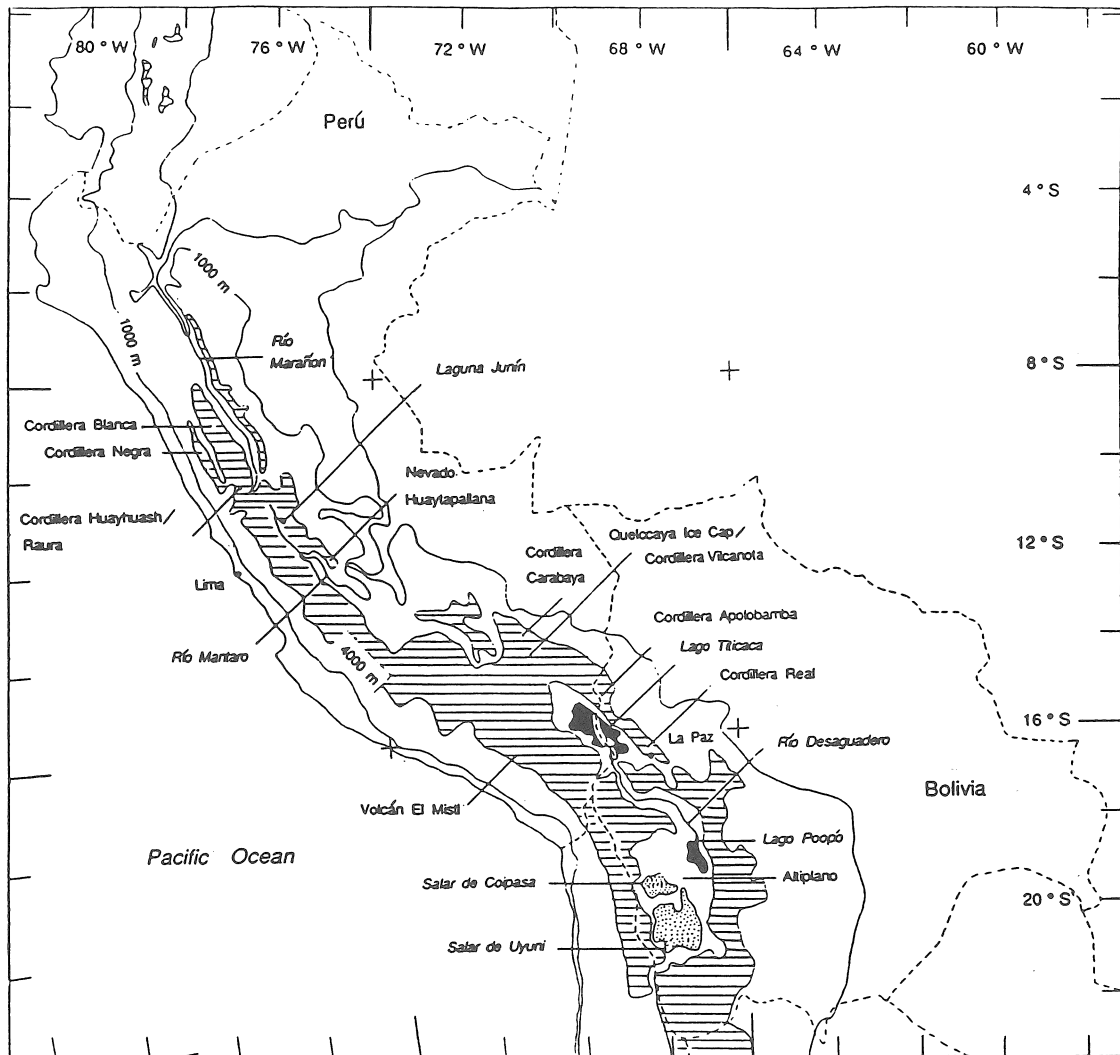
Die Korrelation verschiedener Schneegrenzen über ein grösseres Gebiet ist sehr schwierig. Zudem beruhen Angaben von Autoren auf unterschiedlichen Methoden. In Tabelle 1 sind einige ausgewählte Schneegrenzen mehrerer Autoren dargestellt. Verschiedene Autoren beschreiben für Südperu und Bolivien stets einen Anstieg der snowline von Ost nach West: Nach Clayton & Clapperton (1995) steigt sie von der Cordillera Real mit 5300 m auf gleicher Breite auf 5800 m in der Westkordillere an. Diesen Anstieg bestätigen auch Hastenrath (1967) und Jordan (1991).

Grossräumig gesehen liegt die Schneegrenze in den Tropen bis etwa 12°S auf 4800-5000 m und damit nahe der 0°C-Jahresisotherme, wie Abschätzungen von Hastenrath (1981 in Clapperton 1993a) in Ecuador und von Lliboutry (1977) in der Cordillera Blanca zeigen. Die Schneegrenze könnte daher ohne Temperaturrückgang nicht wesentlich tiefer liegen und reagiert sensibler auf Änderungen der Temperatur als des Niederschlages. Andere Verhältnisse zeigt die Westkordillere Südperus sowie Boliviens: Hier befinden sich die Schneegrenzen teilweise

mehr als 1000 m oberhalb der 0°C-Jahresisotherme, welche in Bolivien nach Fox (1993) bei 4700 m liegt.

Bei Schneegrenzvergleichen wird nur selten auch die Exposition berücksichtigt. Jordan (1991) vergleicht die mittleren Höhen des Gletscherschwerpunktes in der nördlichen Westkordillere Boliviens und zeigt, dass die tiefsten Lagen erwartungsgemäß in Süd-Expositionen sind. Die

höchsten Schneegrenzlagen befinden sich jedoch in Nordost-Expositionen. Schneegrenzlagen der verschiedenen Expositionen weisen nicht nur den erwarteten strahlungsbedingten Nord-Süd-Unterschied auf, sondern es müssen auch andere Effekte wie zum Beispiel die Bewölkung (siehe Kapitel 3.1) berücksichtigt werden.



Figur 8: Übersicht der peruanischen und bolivianischen Kordilleren (Seltzer 1990). Das Gebiet oberhalb von 4000 m ist schraffiert dargestellt.

Pleistozäne Schneegrenze

Die pleistozäne *Schneegrenze* oder *pleistocene snowline* (PSL) wird in den nördlichen zentralen Anden seit einigen Jahrzehnten untersucht (Brüggen 1929, Hastenrath 1971, Nogami 1976, Liboutry 1977, Paskoff 1977, Müller 1985, Wright et al. 1989, Fox & Strecker 1991, Graf 1991, Jordan 1991, Grosjean 1992, Clapperton 1993a, Rodbell 1993, Seltzer 1994 und andere). Leider werden die Berechnungsmethode der *Schneegrenze* und *GWL* sowie die Exposition selten eindeutig angegeben. In den meisten

Fällen fehlt auch eine absolute Datierung, und die zeitliche Einordnung erfolgt nach morphologischen Kriterien. In Tabelle 2 sind einige ausgewählte PSL aufgelistet. PSL weisen in der Westkordillere Depressionen zwischen 900 m und 1200 m auf, während in der Cordillera Real (Ostkordillere) nur eine Depression von etwa 300 m abgeschätzt wird. Weitere PSL wurden dem LGM zugeordnet und weisen in der Cordillera Oriental (Peru) und der Cordillera Blanca Depressionen von etwa 1000 m respektive 600 m auf.

Hastenrath (1967) liefert einen Überblick über die PSL und MSL der Westkordillere von 12°-33°S (Figur 9). Er stützt sich auf mehrere Autoren sowie eigene Abschätzungen, die vorwiegend auf Karbodenhöhen beruhen. Die pleistozäne Depression der *snowline* beträgt nach seinen Angaben südlich 13°S >1000 m und übersteigt diesen Wert teilweise sogar beträchtlich. Zwischen 17°S bis über den südlichen Wendekreis hinaus liegt seine PSL konstant auf 5000 m.

Fox (1993) stützt sich ebenfalls auf Karböden sowie die 'toe-to-headwall altitude' und berechnet eine PSL von etwa 3800 m im Osten und 4900 m im Westen für den Abschnitt von 18°-22°S. Auf der Basis seiner Annahmen postuliert er für das LGM in Peru, Bolivien und Nordchile im Vergleich zu heute einen Temperatursturz von etwa 10°C sowie eine Niederschlagsreduktion von 50% und 75% in der Ost- respektive Westkordillere. Der heute unvergletscherte Vulkan Lulllaillaco (24°43'S) zeigt

zumindest für die Westkordillere die Problematik dieser Hypothese: Am Vulkan Lulllaillaco wird eine geringere Niederschlagsmenge sowie wesentlich tiefere Temperaturen in Gipfelhöhe als in den Anden zwischen 18°S und 22°S beobachtet. Er wäre daher nach Fox (1993) prädestiniert für die Gletscherbildung, trägt aber dennoch keine Gletscher.

Klein et al. (1995) berechnen die PSL anhand von Karböden und der 'toe-to-headwall altitude ratio'. Ihre MSL steigt von 4400 m in den östlichen Anden Boliviens bis >5800 m im Südwesten des Landes an. Ihre PSL steigt von 3200-3600 m in Ostperu und Bolivien auf 4900 m in SW-Bolivien.

Die Vergleichbarkeit der Scheegrenze über so grosse Gebiete ist sehr schwierig, da oft verschiedene Methoden zur Bestimmung gewählt wurden und die Korrelation teilweise problematisch ist, weil absolute Datierungen oftmals fehlen.

Breitenlage	PSL	SL-Senkung	Lokalität	Land	Methode	zeitl. Einordnung	Referenz
7°-10°S	3600-3900 m	ca. 1000 m	Cord. Oriental Westseite	Peru	THAR (0.4)	LGM	Rodbell 1992
9°40'S	4375 m	ca.600 m	Cord. Blanca	Peru	THAR (0.4)	LGM	Rodbell 1992
16°10'S	4800 m	ca. 300 m	W-Seite Cord. Real	Bolivien		late Pleistocene	Seltzer 1992
16°-16,5°S	4700 m	300±100 m	Cordillera Real	Bolivien	THAR, AAR	12-14 ka (?)	Seltzer 1994
		ca. 1000 m	Ostseite der Ostkordillere	Bolivien	THAR	>20 ka (?)	Müller 1985, Seltzer 1992
17°S	4650 m	465±75 m	Cordillera Quimsa Cruz	Bolivien	AAR	12-14 ka (?)	Müller 1985
17°26'S	4600 m	500 m	Lag. Kollpa Kkota	Bolivien	THAR	12-14 ka (?)	Seltzer 1994
17°26'S	4460 m	640 m	Lag. Kollpa Kkota	Bolivien	THAR	>20 ka (datiert)	Seltzer 1994
16°20'S	4500 m	ca.1300 m	Arequipa Region, Westkordillere	Peru	Karboden	Pleistocene	Hastenrath 1967
17°24'S	5000 m	>1000 m	Tacora	Peru	Karboden	Pleistocene	Brüggen 1929
18°10'S	4700-4800 m	ca. 1200 m	Sajama	Bolivien	Karboden	Pleistocene	Brüggen 1929 in Hastenrath 1971
18°10'S	4900 m	900 m	Sajama	Bolivien		eiszeitlich	Graf 1991
21°10'S	4800-5200 m	1000-1200 m	Aucanquilcha	Chile	Karboden	Pleistocene	Hastenrath 1967

Tabelle 2: Angaben einiger ausgewählter PSL (Pleistocene snowlines). Die zeitliche Einordnung basiert vorwiegend auf der Morphologie.

4.1.3 Datierungen

Imbrie et al. (1984) legen das globale LGM auf 18'000 ¹⁴C yr BP fest. Einzelne Autoren wie z.B. Fox (1993) beziehen jedoch das LGM nicht auf die globale maximale Eisbedeckung, sondern auf die grösste Gletscherausdehnung innerhalb einer Region. In dieser Arbeit wird der Begriff LGM einzig für die Zeit der letzten weltweit maximalen Ausdehnung der Eisschilde gegen Ende der letzten Eiszeit verwendet. Auf dem Altiplano scheinen die maximalen Gletscherstände der letzten Eis-

zeit nicht mit dem LGM um 18'000 yr BP zu korrelieren (Seltzer 1990, Clapperton 1993a). Plausibel erscheint Seltzers Hypothese, dass die tropischen Gletscher Perus mit dem LGM, jene Südperus und Boliviens jedoch mit der Minchinphase (ca. 28'000 yr BP) korrelierten und während dem LGM wegen kalt-trockenen Bedingungen nicht stark vorstiessen.

In den südlichen Anden korrelierte die maximale Ausdehnung der Gletscher mit dem LGM. Die patagonischen Gletscher zogen sich nach dem LGM zurück und stiessen um 15'000-14'000 yr BP wieder weit vor (Mercer 1984).

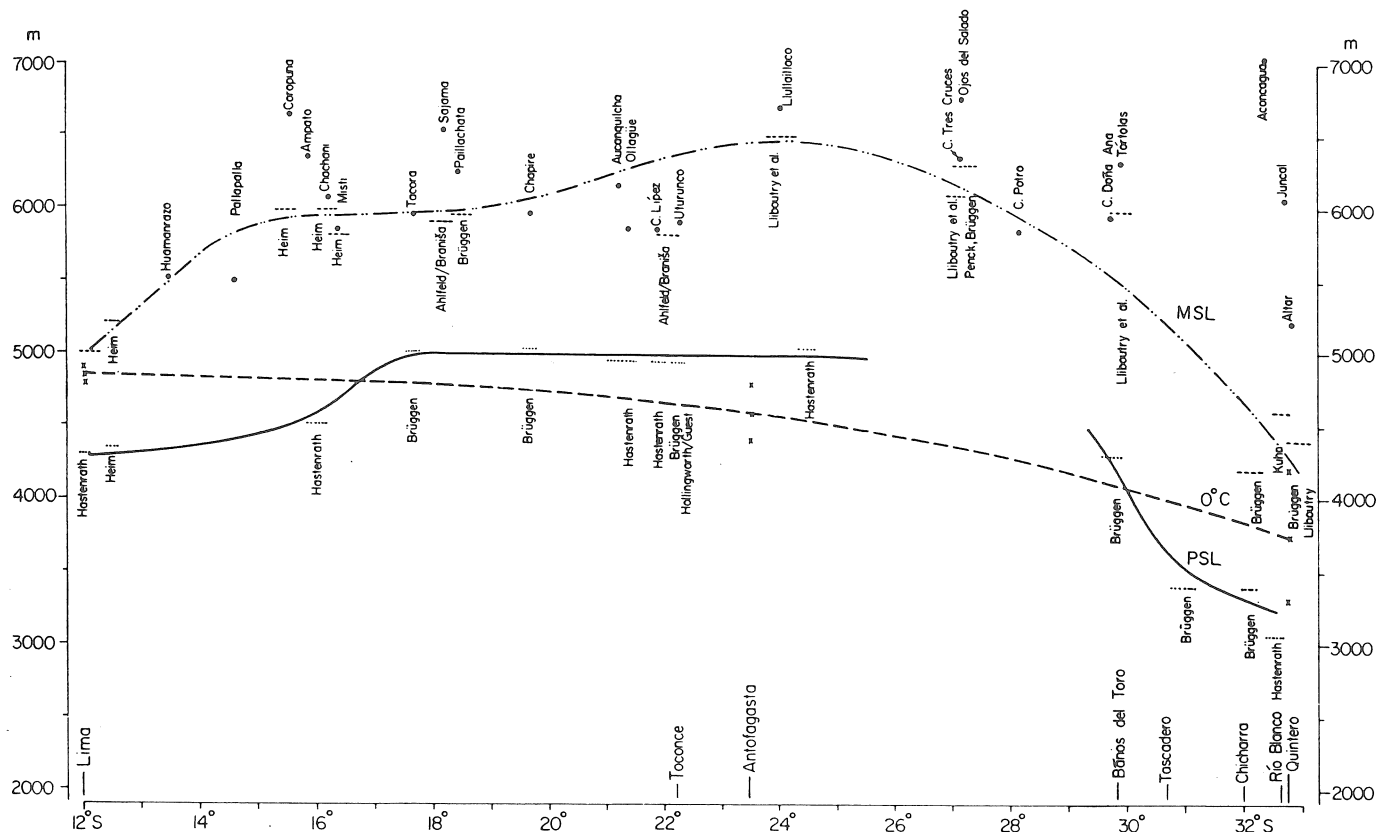
Aus Peru und Bolivien liegen Vorstösse nach 15'000 yr BP vor. Die bestdatierte Stelle eines Vorstosses in den zentralen Anden liegt nach Clapperton (1993) in der Cordillera Vilcanota (ca. 15°S), wo Mercer (1984) ein vom Gletscher überfahrenes Moor mit 13'900 yr BP datierte. Der Gletschervorstoss könnte aber seine grösste Ausdehnung auch erst später erreicht haben. Weitere Vorstösse sind in Tabelle 3 angegeben.

Mit grosser Wahrscheinlichkeit war für die tropischen Gletscher Nord- und Zentralperus im Spätglazial die Temperatur entscheidend, während die südperuanischen, bolivianischen und nordchilenischen Anden immer noch sensibel auf Niederschlagsänderungen reagierten. Nach Clapperton (1993b) weisen paläoökologische Daten des Spätglazials im Vergleich zu heute auf trockenere Verhältnisse in den humiden Anden und grössere Feuchtigkeit in den subtropischen, trockenen Anden hin.

Die Jüngere Dryas, deren Existenz bisher in Südamerika sehr umstritten war, konnte nun sowohl anhand eines Eisbohrkerns am Nevado de Huascarán in der Cordillera

Blanca (Thompson et al. 1995) als auch an einer Moräne auf 12°S in Südperu (Francou et al. 1995) nachgewiesen werden. Thompson et al. (1995) schliessen aus ihren Daten, dass die Temperatur im LGM in den Tropen in grösserer Höhe um 8°-12°C tiefer lag. Diese neuen Daten revidieren drastisch das Bild der temperaturmässig ausgeglichenen Tropen, welches CLIMAP (1976) in den siebziger Jahren mit moderaten Temperatursenkungen um 1-2°C postulierte.

Aus dem Frühholozän liegen keine Datierungen von Vorstössen vor. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Daten des Nevado Huascarán geben die wärmsten holozänen Verhältnisse zwischen 8400 yr BP und 5000 yr BP mit einem Maximum zwischen 6500 yr BP und 5200 yr BP an, während die zweite Hälfte des Holozäns eine graduelle Abkühlung erfuhr (Thompson et al. 1995). Die Kleine Eiszeit wurde an verschiedenen Stellen der peruanischen und bolivianischen Gletscher nachgewiesen (Thompson 1986, 1995, Seltzer 1990, Clapperton 1993a).



Figur 9: Überblick über die PSL und MSL der Westkordillere von 12°-33°S nach verschiedenen Autoren (Hastenrath 1971)

Datierung [yr BP]	Breitenlage	Lokalität	Land	Bedeutung
23'980±320 (1)	11°S	Junin Plain	Peru	glaz. Outwash, Beginn der Vergletscherung
>20'140 ±160 (2)	17°26'S	Lag.Kollpa Kota	Bolivien	Mindestalter letzte max. Ausdehnung, Bildung eines Sees nach Gletscherrückzug
18'200-15'500 (3)	17°18'S	Rio Collpana (Cord. Oriental)	Bolivien	Gletscherrückzug
13'950±400 (4)	ca.15°S	Cord. Vilcanota	Peru	Till/peat-Kontakt, Moräne etwa um 14 ka gebildet
12'010±110 (1)	11°S	Junin Plain	Peru	Ende glaz. Outwash in See, Gletscherrückzug
12'075±610-10'345±350 (5)	7°42'S	Laguna Cinturona Manachaque Tal	Peru	Sedimentation eines nahen Gletschers
10'960±390 (6)	12°30'S	N. Huaytapallana	Peru	Alter Basis Lag. Jeronimo, Minimalalter Gletscherrückzug
>10'400 (7)	16°10'S	Rio Palcoco Tal (Cord. Real)	Bolivien	Minimalalter für Moränenstand
10'050±100 (1)	ca.11°S	Cerro Cuchpanga westl. Junin	Peru	Basis einer Moräne, Ende Lokalvorstoss
8'400-5'000 (8)		Nevado de Huascarán	Peru	Warmphase des Holozäns
ca.4'300 -<2'400 (9)	ca.9°S	Cord. Blanca	Peru	Torf in Moräne
4105±70 (10)	ca. 9°S	Ocshapalca (Cord. Blanca)	Peru	Paläoboden in Seitenmoräne, Gletschervorstoss
3470±215 (10)	ca. 9°S	Ocshapalca (Cord. Blanca)	Peru	Paläoboden in Seitenmoräne, Gletschervorstoss
2670±95 - 1625±85 (11)	14°S	Quelccaya Ice Cap	Peru	1977 vom Eis freigegebenes Moor
1995±60 (10)	ca. 9°S	Ocshapalca (Cord. Blanca)	Peru	Paläoboden, Gletschervorstoss danach
500-200 (8)		Nev. Huascarán	Peru	max.Abkühlung im Spätholozän, kleine Eiszeit
AD 1862-1943 (12)		Peruanische Anden	Peru	Rückzug der Gletscher, Vorstoss zw.1909-1932
AD 1963-1978 (13)		Quelccaya Ice Cap	Peru	Verkleinerung und Ausdünnung der Eisfläche

Tabelle 3: Übersicht ausgewählter Datierungen von Gletschervorstössen und -rückzügen der letzten Eiszeit bis heute in Peru, Bolivien und Nordchile. Die Datierungen beruhen in der Regel auf unkalibrierten Radiokarbondatierungen.

Angaben in der Literatur: 1 Wright 1984, 2 Seltzer 1994, 3 Servant & Fontes (in press), 4 Mercer 1984, 5 Rodbell 1993, 6 Seltzer 1987, 7 Seltzer 1992, 8 Thompson et al. 1995, 9 Clapperton 1981, 10 Röthlisberger 1987, 11 Mercer & Palacios 1977, 12 Broggi 1943, 13 Thompson et al. 1982.

4.1.4 Paläoklima: Temperatur- und Niederschlagsänderungen

Für Klimarekonstruktionen in den trockenen Anden stellt sich die Frage, wie sich die Parameter Niederschlag und Temperatur im Laufe der Zeit verändert haben. Seen und Gletscher sind dafür sensitive Archive. Temperaturdepressionen während der letzten Eiszeit werden von verschiedenen Autoren mit 2-3°C bis über 10°C beziffert. Neben anderen Archiven liefern vor allem Eisbohrkerne wichtige Resultate: Thompson et al. (1995) konnten in einer Höhe von 6000 m des Nevado Huascarán 8°-12°C niedrigere Temperaturen als heute in den Tropen während dem LGM nachweisen. Klein et al. (1995) postulieren in der Ostkordillere Perus und Boliviens eine Depression der *snowline* von mehr als 1200 m. Anhand dieser Depression berechnen sie eine Temperaturreduktion von etwa 7.5°C und nehmen an, dass eine Niederschlagsänderung kaum eine Rolle spielte. Nogami (1976) berechnet eine Absenkung von 7°C für eine Depression der *snowline* von 1100 m. Seltzer (1994) schätzt eine Reduktion um 6.5°C unter der Annahme, dass die maximale Depression von 1000 m an der Ostseite der Ostkordillere Boliviens

einzig auf die Temperatur zurückzuführen ist. Wenn er jedoch eine Niederschlagserhöhung annimmt und berücksichtigt, dass seine PSL der Westseite der Ostkordillere nur etwa 600 m tiefer lag als heute, beträgt die Absenkung etwa <3.9°C. Diese Abschätzung betrachtet er als realistischer. Auch für die Zeit um 14'000 yr BP betrug die Temperaturdepression nach demselben Autor etwa 3.5°±1.6°C, was eine SL-Senkung um 300±100 m bewirkte. Fox (1993) bestimmt eine Temperaturabsenkung von etwa 10°C zur Zeit der maximalen Gletscherausdehnung der letzten Eiszeit in Peru, Bolivien und Nordchile, welche er mit dem LGM gleichsetzt. Gleichzeitig postuliert er in der Westkordillere eine Abnahme des Niederschlages um bis zu 75%. Diese Annahme ist in den bereits heute sehr trockenen Anden jedoch nicht haltbar. Auch Clapperton (1994) kommentiert 'the validity of such a view is doubtful'.

Hastenrath & Kutzbach (1985) postulieren für die Minchin- und Taucaphase 300 mm/Jahr respektive 200 mm/Jahr mehr Niederschlag als heute. Die Entwicklung der Paläoseen in den trockenen, subtropischen Anden korrelierte nach ihnen mit einem Absinken der Temperatur sowie erhöhter effektiver Feuchte und einer Intensivierung der Bewölkung.

4.2 Vergletscherungen südlich des Wendekreises

Rezente Schneegrenze

In den ariden und semiariden Gebieten wird die Schneegrenze teilweise von Hastenrath (1971) und Nogami (1976), ausführlich von Fox (1993) beschrieben. In dem zwischen 19°-27°S gletscherfreien Bereich der Westkordillere ist der Begriff *Schneegrenze* unklar. Auch zwischen 28°-33°S ist nach Veit (1994) die Berechnung einer *Schneegrenze* problematisch. So verweist er z.B. auf den 5500 m hohen Cerro Tapado auf ca. 30°S, der vergletschert ist, während alle benachbarten Gebirge höher als 6000 m keine Gletscher tragen.

Fox (1993) berechnete die Schneegrenze anhand von Schneeflecken (Tabelle 4). Sie liegt zwischen 24°-28°S in der Ostkordillere auf 5200 m und steigt gegen Westen auf >6000 m an. Hastenrath (1971) lässt in einem N-S-Verlauf die heutige Schneegrenze in der Westkordillere zwischen 24°-25°S auf 6500 m ansteigen. Zwischen 28°-33°S fällt die heutige Schneegrenze von ca. 5750 m (bei 28°S) auf 4500 m (bei 33°S) ab (Veit 1994). Auf rund 35°S liegt die Schneegrenze nach Garleff & Stingl (1994) auf 4100 m in der Grenzkordillere und steigt gegen Osten auf 4800 m an. Die Schneegrenze fällt in den humiden Bereichen kontinuierlich bis auf 1000 m in Feuerland ab.

Breitenlage	MSL	Lokalität	Land	Methode	Referenz
24°43'S	6500 m	Vn. Llullaillaco	Chile	-	Lliboutry et al. (1957) in Hastenrath 1971
24°43'S	6000 m	Vn. Llullaillaco	Chile	perenn. Schneefeld	Fox (1993)
27°06'S	>6000 m	Tres Cruces	Chile	-	Lliboutry et al. (1957) in Hastenrath 1971
27°S	6000 m	Co. Ermitaño	Chile	perenn. Schneefeld	Fox (1993)
28°23'S	ca. 5900 m	Cerro del Potro	Chile	-	Lliboutry et al. in Hastenrath 1971
34°50'S	4100 m	Grenzkordillere	Chile/Argent.	-	Garleff & Stingl (1994)
55°S	1000 m	Feuerland	Chile/Argent.	-	Garleff & Stingl (1985)

Tabelle 4: Übersicht der MSL (modern snow line) nach verschiedenen Autoren. Die Tabelle soll vorallem einen Einblick zur abgeschätzten MSL im Bereich des Untersuchungsgebietes geben. Die Berechnungsmethoden sind z.T. unklar.

Pleistozäne Schneegrenze

Im Übergangsraum zwischen tropischer und ausser-tropischer Zirkulation sind einige Untersuchungen zu pleistozänen Schneegrenzen gemacht worden, (Hastenrath 1971, Nogami 1976, Fox & Strecker 1991, Grosjean 1992, Fox 1993, Messerli et al. 1993). Die Fragen konzentrieren sich vorallem darauf, ob in einem N-S-Transsekt eine pleistozäne Schneegrenze überhaupt durchgehend postuliert werden darf und ob ein Ansteigen der pleistozänen Schneegrenze gegen die heutige Trockendiagonale erfolgt. Weiter interessiert die Lokalisierung des Bereiches, wo eine vorwiegend tropisch beeinflusste, westwärts ansteigende PSL in eine hauptsächlich aussertropisch beeinflusste, nach Osten ansteigende PSL umgeschlagen hat.

Nach Hastenrath (1971) befindet sich die pleistozäne Schneegrenze in einem N-S-Transsekt in der Westkordillere zwischen 18°-25°S konstant auf 5000 m, wobei er sich im Kernbereich der heutigen Trockendiagonale einzig auf Angaben am Vulkan Llullaillaco beruft (Tabelle 5). Danach lässt er die pleistozäne Schneegrenze erst wieder ab 29°S einsetzen, wo sie in einem steilen Gradienten auf 32°S absinkt. Auch nach Fox (1993) stieg

die pleistozäne Schneegrenze in einem N-S-Transsekt in der Westkordillere nicht gegen eine frühere Trockendiagonale hin an. Mittels Satellitenbild-Auswertungen lässt er eine frühere Schneegrenze zwischen 24°-28°S ohne Unterbrechung konstant auf 5200 m verlaufen.

In Bezug auf einen W-E-Transsekt schliesst Hastenrath (1971) bei 28°S auf ein Ansteigen der pleistozänen Schneegrenze von W nach E. Gegensätzlicher Meinung sind Fox & Strecker (1991), die auf dieser Breitenlage ein Ansteigen der pleistozänen Schneegrenze nach Westen folgern. Grossflächige Untersuchungen zum Verlauf der pleistozänen Schneegrenze stammen von Fox (1993). Nach ihm steigt zwischen 24°-28°S die pleistozäne Schneegrenze generell von 3800 m in der Ostkordillere auf 5200 m in der Westkordillere an.

Für den Norte Chico (ca. 28°-33°S) liegen detaillierte Angaben zu pleistozänen Schneegrenzen von Veit (1994) vor. Zu unterschiedlichen Zeiten lag die Schneegrenze auf 28°S zwischen 4200-4400 m, von wo sie kontinuierlich bis auf 3200 m bei 33°S abfiel. Südlich von Santiago erhalten Garleff & Stingl (1994) am Cerro Domuyo eine pleistozäne Schneegrenze von >3000 m. Sie fällt gegen Süden weiter kontinuierlich ab auf ca. 1000 m bei 41°S (Clapperton

1993a) und befindet sich bei 55°S auf argentinischer Seite auf rund 500 m (Garleff & Stingl 1985).

Nach Garleff & Stingl (1985) erfuhre die pleistozäne Schneegrenze auf der Andenostseite einen steilen Anstieg von ca. 38°S gegen die ariden Bereiche im Norden hin. Anhand der Literaturlauswertungen ist leider bis jetzt nicht klar, wo genau in den Anden eine westwärts ansteigende PSL umschlägt und nun einen Anstieg nach Osten erfährt.

Da mit unterschiedlichen Methoden gearbeitet wurde, ist es problematisch, Werte einzelner Autoren zu vergleichen. Im Bereich der heutigen Trockendiagonale stützen sich die Angaben aufgrund des schwierigen Zugangs hauptsächlich auf Luftbild und Satellitenbild-Auswertungen. Gerade hier sind aber zusätzliche Kartierungen aus dem Gelände notwendig, um frühere Vergletscherungen beweisen zu können.

Breite	PSL	SL-Senkung	Lokalität	Land	Methode	zeitl. Einordnung	Referenz
24°-25°S	3800 m	1400 m	Sierra Chañi (ca. 65°W)	Argentinien	THAR	late Pleistocene	Fox (1993)
24°-25°S	5200 m	800 m	Cordón de Pular	Chile	THAR	late Pleistocene	Fox (1993)
24°-25°S	5200 m	800 m	Llullaillaco	Chile	THAR	late Pleistocene	Fox (1993)
24°-25°S	4650 m	-	Sierra Chañi (ca. 65°W)	Argentinien	Karboden	Pleistocene	Nogami (1976)
24°-25°S	5000 m	-	Llullaillaco	Chile	Karboden	Pleistocene	Nogami (1976)
24°-25°S	ca. 5000 m	1500 m	Llullaillaco	Chile	Karboden	Pleistocene	Hastenrath (1971)
26°-27°S	4000 m	1200 m	Pico Colorado (66°20'W)	Argentinien	THAR	late Pleistocene	Fox (1993)
26°-27°S	5200 m	800 m	Cerros Colorados	Chile	THAR	late Pleistocene	Fox (1993)
28°03'S	4325 m	ca. 1500 m	Qda. Tamberia	Chile	THAR	Spätglazial	Veit (1994)
29°04'S	4375 m	ca. 1000 m	Encierro-Tal	Chile	THAR	Spätglazial	Veit (1994)
30°10'S	4100 m	ca. 1000 m	Co. de Incaguas	Chile	THAR	Spätglazial	Veit (1994)
30°41'S	3800 m	ca. 1000 m	Qda. Angosta	Chile	THAR	Spätglazial	Veit (1994)
34°10'S	4200 m	ca. 500 m	Co. Sosneado	Argentinien	-	mittleres Holozän	Garleff & Stingl (1994)
36°36'S	>3000 m	-	Co. Domuyo	Chile/Argent.	-	-	Garleff & Stingl (1994)
41°S	1000 m	-	Co. Tronador	Chile	-	-	Clapperton (1993)
55°S	500 m	-	Feuerland	Argentinien	-	-	Garleff & Stingl (1985)

Tabelle 5: Angaben ausgewählter PSL (pleistocene snow line). Von Fox (1993) und Veit (1994) liegen viele, hier nicht aufgeführte Daten vor.

4.2.1 Datierungen

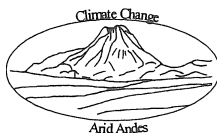
In Nordchile sind wenige Datierungen zu Glazialständen bekannt (Tabelle 6). Eine erste chronologische Einordnung von früheren Vergletscherungen orientiert sich an früheren Feuchtphasen, welche durch hohe Seenspiegel angezeigt werden (siehe Kapitel 4.1.1). Projekteigene Datierungen ergaben in der Westkordillere am Salar Punta Negra (24°30'S) hohe Wasserstände um 33'600 yr BP und zwischen 10'300-8500 yr BP (mündliche Mitteilung M.Geyh). Auf argentinischer Seite, am Ostrand der heutigen Trockendiagonale, weisen Travertinablagerungen auf 27°44'S im Valle de las Lozas auf zwei Seehochstände um 32'000 yr BP und 15'350 yr BP hin (Garleff et al. 1994). Die Autoren verknüpfen die Seehochstände mit Gletschervorstößen.

Auf 27°S ergaben erste Datierungen von Sinterablagerungen über Tillit ein Alter für eine 'vor-Eem-zeitliche' Vergletscherung von $\geq 139 \pm 4$ ka (mündliche Mitteilung M. Geyh). Zwischen 28°-33°S sind wenige Da-

tierungen vorhanden. Indizien für jungholozäne Vorstöße gibt es im Encierro- und Elqui-Tal. Aus dem Encierro-Tal (29°11'S) stammt eine erste Datierung von einem in Moränenmaterial eingewickelten Torf (siehe Kapitel 6.11.1), die einen Vorstoss um ≤ 2600 yr BP belegt (mündliche Mitteilung M. Geyh). Im oberen Elqui-Tal (29°39'S) datieren Torflagen einen glazialen Vorstoss um 3360 yr BP (Veit 1996).

Auf ca. 35°S ist ein mittelholozäner Vorstoss zwischen 6500-4000 yr BP aus dem Atuel-Tal auf argentinischer Seite bekannt (Garleff & Stingl 1984).

Ausgezeichnet sind die Kenntnisse datierter Gletschervorstöße aus dem chilenischen Seendistrikt bei ca. 40°30'S. Zahlreiche ¹⁴C-Datierungen belegen mindestens sechs glaziale Vorstöße um $\geq 33'500$, 29'600, 26'940, 23'060, 21'000 und zwischen 14'890-13'900 yr BP (Lowell et al. 1995). Von den Patagonischen Eisfeldern sind einige mittel- und jungholozäne Gletschervorstöße bekannt (Mercer 1976, Geyh & Roethlisberger 1986).



Datierung	Breite	Lokalität	Land	Bedeutung	Referenz
33'600 yr BP	24°30'S	Salar Punta Negra	Chile	Seehochstand	mündl. Mitteilung M.Geyh
10'300 yr BP	24°30'S	Salar Punta Negra	Chile	Seehochstand	mündl. Mitteilung M.Geyh
139 ka	27°06'S	Llano Tres Cruces	Chile	Sinterbildung nach Gletscherrückzug	mündl. Mitteilung M. Geyh
32'000 yr BP	27°44'S	Valle de las Lozas	Argentinien	Seehochstand	Garleff et al. (1994)
15'350 yr BP	27°44'S	Valle de las Lozas	Argentinien	Seehochstand	Garleff et al. (1994)
3360 yr BP	29°39'S	El Indio	Chile	Torf unter Moräne	Veit (1996)
2600 yr BP	29°10'S	Cajón del Encierro	Chile	Moränenmaterial über Torf	mündl. Mitteilung M. Geyh
6500-4000 yr BP	34°50'S	Atuel-Tal	Argentinien	Moränenmaterial über Torf, Torfbildung nach Rückzug	Garleff & Stingl (1984, 1994)
14'890-13'900 yr BP	41°-43°S	Llanquihue (Seen-Distrikt)	Chile	Organ. Material	Llowell et al. (1995)
21'000 yr BP	41°-43°S	Llanquihue	Chile	Organ. Material	Llowell et al. (1995)
23'060 yr BP	41°-43°S	Llanquihue	Chile	Organ. Material	Llowell et al. (1995)
26'940 yr BP	41°-43°S	Llanquihue	Chile	Organ. Material	Llowell et al. (1995)
29'600 yr BP	41°-43°S	Llanquihue	Chile	Organ. Material	Llowell et al. (1995)
33'500 yr BP	41°-43°S	Llanquihue	Chile	Organ. Material	Llowell et al. (1995)

Tabelle 6: Übersicht datierter Gletschervorstöße in den Anden südlich 24°S

5 Heutige Vergletscherung im Untersuchungsraum

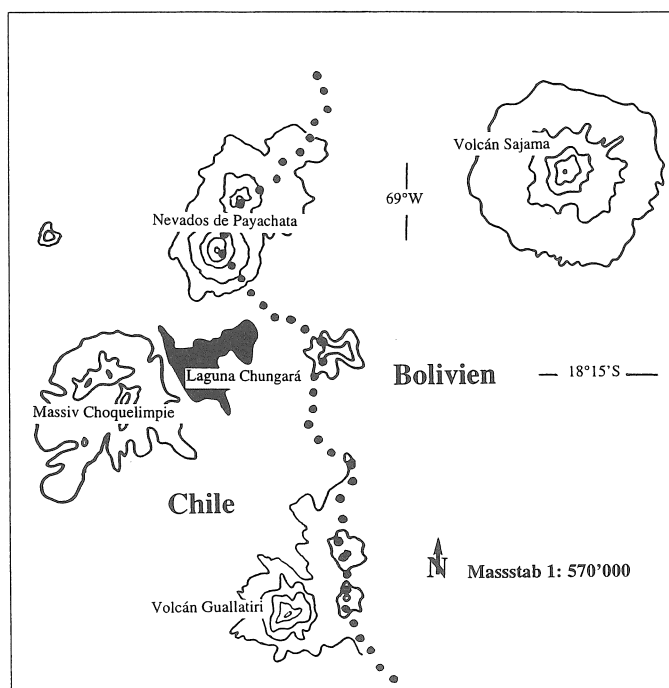
5.1 Gletscher zwischen 18°S und 23°S

Die heutige Vergletscherung in den Anden Chiles zwischen 18° und 23°S ist sehr gering und beschränkt sich auf den äussersten Norden. Selbst in der feuchteren Westkordillere Südperus tragen nur Erhebungen über 6000 m Gletscher. Solche Höhen werden ganz im Norden Chiles im chilenisch-bolivianischen Grenzgebiet auf 18°S erreicht. Die aktuelle Vergletscherung konzentriert sich auf die drei Vulkankomplexe Sajama, Nevados de Payachata und Nevados Quimsachata (Figur 10). Nach Jordan (1991) betragen die gesamten Gletschereisflächen in der bolivianisch-chilenischen Westkordillere zur Zeit nicht mehr als 10 km².

Für diese Gletscher ist eine genaue Flächenbestimmung sowie eine Aufteilung in ein Nähr- und Zehrgebiet teilweise schwierig. Jordan (1991) schreibt: '...da die Vulkangletscher nämlich meist haubenartig die Gipfel bekleiden und unter rezenten Klimabedingungen

sehr klein bleiben, was gleichzeitig wenig Fliessbewegung bedeutet, ist das Nähr- und Zehrgebiet sowohl morphologisch wie glaziologisch nur schwer voneinander zu trennen'. Im weiteren handelt es sich bei den heutigen Gletschern in diesem Raum wahrscheinlich um mehrheitlich kalte Gletscher. Die Berechnung einer Gleichgewichtslinie ist deshalb an diesen Gletschern problematisch.

Offen bleibt die Frage, ob am Cerro Alto Toroni (19°45'S) und auf den Vulkanen San Pablo und San Pedro (21°53'S) kleine Gletscher liegen. In dieser Arbeit werden Gletscher anhand von Spalten, Geschiebe oder aufgrund der Zungenform definiert. Feldbeobachtungen weisen daraufhin, dass die Konzentration sowie Fläche der Schneefelder (perennierende oder nicht) von 18°S gegen den Wendekreis hin schnell abnehmen.



Figur 10: Der vergletscherte Westkordillerebereich an der Grenze zwischen Bolivien und Chile

5.1.1 Der Sajama (18°06'S, 68°53'W)

Der Sajama (6542 m) trägt mit einer Eisfläche von 4-5 km² die grösste Gletscherhaube. Dieser quartäre Stratovulkan besitzt ein unruhiges Relief. Es ist schwer, von einzelnen Gletscherzungen zu sprechen, da der Eisrand unregelmässig ist und an einigen Stellen abrupt endet oder abbricht. Dennoch ist ein Expositionsunterschied zwischen der Nordost- bis Nord- und der Südseite zu erkennen: In den südlichen Expositionen liegt die GWL nach Jordan (1991) zwischen 5400 und 5600 m und in den nördlichen zwischen 5500 und 5700 m. Der Gletscherabfluss ist bescheiden. Ein grosser Teil wird durch die grobporigen Ascheschichten unterirdisch abgeführt und tritt erst am Rand des Vulkankegels wieder aus (Jordan 1991).

Der Sajama verdankt die stärkere Vergletscherung im Vergleich zu den Nachbarvulkanen wohl der östlicheren Lage sowie seiner grösseren Höhe. Im Sommer 1993/94 beobachteten wir vor Ort, dass dieser Vulkan oft zu einem früheren Zeitpunkt des Tages von Wolken umhüllt war als die Nevados de Payachata. Im jüngeren Pleistozän war der

Volcán Sajama jedoch deutlich stärker vergletschert als heute. Nach Graf (1991) reichte die eiszeitliche Vergletscherung des Sajama zusammenhängend bis etwa 5000 m hinunter. Weiter unten löste sie sich in mehrere Zungen auf. Einzelne Zungen zogen sogar bis 4150 m hinunter.

5.1.2 Die Nevados de Payachata (18°08'S, 69°08'W)

Die Nevados de Payachata setzen sich aus den beiden Vulkanen Pomerape und Parinacota zusammen. Sie weisen Höhen über 6200 m auf. Jordan (1991) hat für den gesamten Doppelvulkan eine maximale Gletscherfläche von 4 km² berechnet. Während der Pomerape ein ähnliches Relief wie der Sajama mit Steilabbrüchen aus Lavamaterial neben weicheren Ascheablagerungen aufweist, ist der Parinacota als formschöner, perfekter Stratovulkan mit Caldera ausgeprägt, der bis ins Holozän hinein noch aktiv war (Wörner et al. 1988).



Figur 11: Am Volcán Parinacota reicht die Gletscherzunge in SW-Exposition am weitesten hinunter, was wahrscheinlich auf die strahlungsärmere Lage zurückzuführen ist.

Ein kleines Spaltenfeld am Westhang beweist die tatsächliche Vergletscherung zweifelsfrei. Nach Jordan (1991) beeinflussen aber vulkanisch bedingte Temperatur-anomalien die Vergletscherung und lassen nicht zu, dass Gletscherverhältnisse am Parinacota allein klimatisch gedeutet werden dürfen. Dennoch sind wahrscheinlich klimatisch bedingte Expositionsunterschiede erkennbar (Figur 11). Nach Abschätzungen im Feld reichen die Zungen im Norden und Nordwesten bis 5200 m, während die Zunge im Südwesten erst auf 5000 m endet. Wir schätzten die Lage der GWL auf 5500-5700 m. Diese Werte entsprechen praktisch der von Jordan (1991) berechneten GWL am Sajama. Der Parinacota weist auch morphologisch ältere Spuren der Vergletscherung auf, die jedoch teilweise durch den jungen Vulkanismus überprägt sind. Am Pomerape scheint die aktuelle Gletscherbildung nicht durch den Vulkanismus beeinflusst. Hier hat sich eine Eishaube ausgeprägt, die auf der Ostseite eine kleine, wohlgeformte Zunge bildet (Jordan 1991). Im Südwesten bricht der Gletscher jedoch über steile Wände ab. Graf (pers. Mitteilung, 1994) hat ältere glaziale Systeme auf der bolivianischen Seite kartiert, welche in Ost- und Südost-Exposition bis 4150 m hinunterreichen. Aus dem Luftbild

wird ersichtlich, dass auch alle übrigen Expositionen ähnlich weit hinunterziehende Moränen aufweisen.

5.1.3 Nevados de Quimsachata (18°20'-30°S, 69°05'W)

Die Nevados de Quimsachata bilden das letzte vergletscherte Massiv der tropisch-subtropischen Westkordillere. Sie umfassen mehrere Berge: Cerro Umurata (5749 m), Cerro Acotango (6052 m), Cerro Capurata (5990 m) sowie den Volcán Guallatiri (6062 m). Ob der verhältnismässig niedrige Cerro Umurata im nördlichen Teil des Massivs überhaupt eine echte Vergletscherung aufweist, ist fraglich. Die Gletscher der anderen Gipfel sind im Feld aber gut erkennbar. Auf den Bildern liegt ein fließender Übergang der Eis- in die Firndecke vor. Wie am Parinacota wird auch am Guallatiri eine Bestimmung klimatisch bedingter Expositionsunterschiede der heutigen Eisbedeckung schwierig, da der Vulkan noch aktiv ist. Neben der rezenten Vergletscherung weisen am Volcán Guallatiri weit hinunterreichende Moränen auf eine frühere Vergletscherung hin. In Süd- und West-Exposition werden bis 4250 m hinunterreichende Wälle als Moränen interpretiert.

5.2 Gletscher zwischen 23°S und 29°S

Die heutige Vergletscherung konzentriert sich in diesem Andenabschnitt ebenfalls auf wenige Berge. Die Westkordillere weist über fast 1000 km von 18°30'S bis 26°30'S keine Gletscher, sondern nur vereinzelte Schneefelder auf. Auffallend gross sind Schneefelder am Volcán Llullaillaco (Lliboutry 1958) in NW-Exposition auf einer Höhe von 5700 m und am Cordón de Pular (24°11'S) in SE-Exposition auf 5500 m. Das Feld am Cordón de Pular weist im Luftbild spaltenähnliche Strukturen, aber keine Hinweise auf Fliessprozesse auf. Es könnte sich um Reste früherer Gletscher in geschützten Muldenlagen handeln. Kleine Schneefelder in Muldenlagen der SW- und SE-Exposition weisen auch die Cerros Colorados (26°10'S) oberhalb 5500 m auf. Gletscherbildung setzt heute bei 26°50'S in der Gegend des Paso San Francisco am Massiv Tres Cruces, Nevado Ojos del Salado, Cerro Ermitaño und Cerro Peña Blanca wieder ein. Südlich 28°S liegt der Cerro Potro, dessen Gletscherzungen bereits deutlich tiefer reichen. Im folgenden werden einzelne Gletscher exemplarisch kurz charakterisiert.

5.2.1 Massiv Tres Cruces (27°05'S, 68°47'W, 6748 m)

Ein Hängegletscher setzt in SE-Exposition auf 6600 m an (Figur 12). Er weist eine lange Zunge mit steiler Stirn sowie eindeutige Spaltenstrukturen auf. Das steile Zungenende und die geringe Mächtigkeit lassen auf einen

heute kalten, d.h. an der Basis angefrorenen Gletscher schliessen. Moränen unterhalb der Gletscherzunge deuten jedoch auf einen früher warmen Gletscher hin.

Das Massiv Tres Cruces weist noch weitere Eis- und Schneefelder auf. Am NW-Gipfel reicht in S-Exposition ein grosses Penitentesfeld bis 5300 m hinunter. Auf der orographisch rechten Seite sind Querspalten erkennbar, welche sich im unteren Bereich in bis zu fünf Meter hohe Penitentes auflösen. Unterhalb des Eisfeldes liegen zahlreiche grosse Moränenwälle und deuten auf eine ehemals wesentlich grössere Vergletscherung hin (siehe Kapitel 6.9; Nr. 6, 7 in Figur 34).

5.2.2 Cerro Ermitaño (26°47'S, 68°37'W, 6146 m) und Cerro Peña Blanca

Diese Berge liegen nördlich der Laguna Verde und weisen in ihrer S- und SE-Exposition zahlreiche Eis- und Schneefelder auf, die sich in 0.5-5 m hohe Penitentes auflösen. Am Cerro Ermitaño existiert in S-Exposition ein kleiner Gletscher, dessen Zunge bis 5250 m reicht und eindeutige Spaltenformen aufweist. Der Sedimenttransport im Eiskörper wird durch Steine und Blöcke belegt, die im Zungenbereich wieder herausgearbeitet werden. Im weiteren zeigt die Zunge eine Sediment-Eis-Lamination. Moränen belegen, dass der Gletscher früher viel weiter hinunterreichte.

5.2.3 Cerro Potro (28°23'S, 69°38'W)

Die Gletscherkappe des Cerro Potro (5864 m) liegt auf der Ostseite und löst sich in verschiedene Zungen auf, die bis 4800 m reichen. Die anhand von Luftbildern berechnete Gletscherfläche betrug 1983 etwa 11 km². Der

Gletscher weist deutliche Spalten auf. Die Fliessbewegung scheint aber sehr klein zu sein. Die Randbereiche des Gletschers lösen sich in Penitentes auf. Vorsichtige Berechnungen ergeben eine GWL zwischen 5250 m und 5400 m. Die GWL-Angabe ist aber problematisch, da es sich um eine Gletscherkuppe handelt.



Figur 12: Gletscher in SE-Exposition am Südgipfel des Nevado Tres Cruces (6748 m). Die Zunge weist deutliche Spalten auf. (Aufnahme: C.Ammann)

6 Jungquartäre Vergletscherungen: Auswertung der Testgebiete zwischen 17°S und 29°S

Das Ziel dieser Arbeit lag in der Rekonstruktion der früheren Gleichgewichtslinie entlang einem Nord-Süd-Transekt von über 1000 Kilometern. Die Auswahl der einzelnen Vulkane und Gebirge erfolgte selektiv (Figur 1). Im Gelände wurden einzelne Einzugsgebiete z.T. genau begangen, um frühere Einzugsgebiete klar abgrenzen zu können (Tabelle 7). Es wurden aber keine grossflächigen

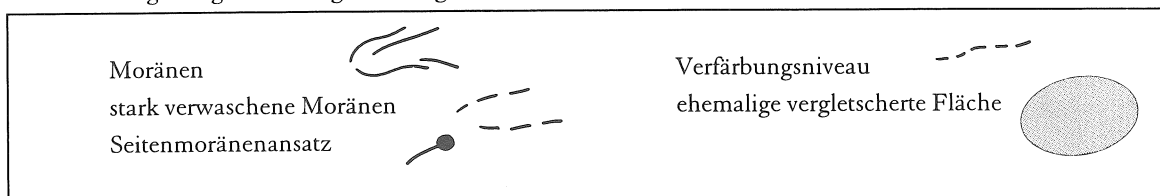
Gebiete detailliert kartiert. In dieser Arbeit sind mehrere Testgebiete pro Kapitel zusammengefasst. Wichtige Gebiete werden ausführlicher vorgestellt, während die weiteren Testgebiete kurz umrissen werden. Für die Darstellung der Vergletscherung wurden freundlicherweise die Karten des Instituto Geografico Militar von Santiago (IGM) als Grundlage zur Verfügung gestellt.

Testgebiet	Breitenlage	LB-Auswertung	Geländebegehung ⁽¹⁾
Volcán Tacora	17°43'S	+	
Nevados de Putre	18°05'S	+	*
Cerro Larancagua	18°05'S	+	*
Cerro Guaneguane	18°08'S	+	*
Massiv Choquelimpie	18°17'S	+	**
Cerro Arintica	18°50'S	+	*
Cerro Alto Toroni	19°45'S	+	*
Cerro Napa	20°30'S	+	
Cerro Paroma, Volcán Olca	20°56'S	+	*
Volcán Aucanquilcha	21°13'S	+	*
Cerro Chela	21°24'S	+	
Vulkane San Pedro und San Pablo	21°53'S	+	
Cordillera del Tatio	22°15'S	+	**
Cerro del Pajonal	22°30'S	+	*
Cerro del Toco	22°58'S	+	**
Cerro Acamarachi	23°17'S	+	
Cerro Tumisa	23°27'S	+	
Cordón de Puntas Negras	23°30'-50'S	+	
El Laco (Cordón de Puntas Negras)	22°50'S	+	**
Cordón de Pular	24°11'S	+	
Volcán Llullaillaco	24°43'S	+	*
Cerros Colorados	26°10'S	+	
Tres Cruces (W-Seite)	27°06'S	+	**
Nevado Jotabeche (N-Seite)	27°42'S	+	**
Cerro Caserones Sur	28°12'S	+	
Cerro del Potro	28°23'S	+	*
Encierro-Tal	29°11'S	+	*

Tabelle 7: Übersicht der LB-Kartierung und Geländebegehung der einzelnen Testgebiete (siehe auch Figur 1)

(1) * = Teilbegehung ** = ausgedehnte Begehung

Die Kartierung erfolgte nach folgender Legende:



Figur 13: Kartenlegende zu den einzelnen Kartierungen in Kapitel 6

6.1 Testgebiete zwischen 17°30'-18°30'S

Ganz im Norden Chiles sind die glazialen Spuren sehr deutlich ausgeprägt. Das Massiv Choquelimpie weist in allen Expositionen glazial überprägte Täler mit klar abgrenzbaren Einzugsgebieten auf. Dies erlaubt eine sehr gute Abschätzung der Gleichgewichtslinie sowie einen GWL-Vergleich verschiedener Expositionen. Daher wird das Massiv Choquelimpie detailliert beschrieben. Zusätzlich werden in diesem Abschnitt die Vergletscherungen des Vulkan Tacora an der Grenze zu Peru, der Nevados de Putre sowie des Cerro Guaneguane kurz umrissen.

6.1.1 Massiv Choquelimpie (18°17'S, 69°12'W)

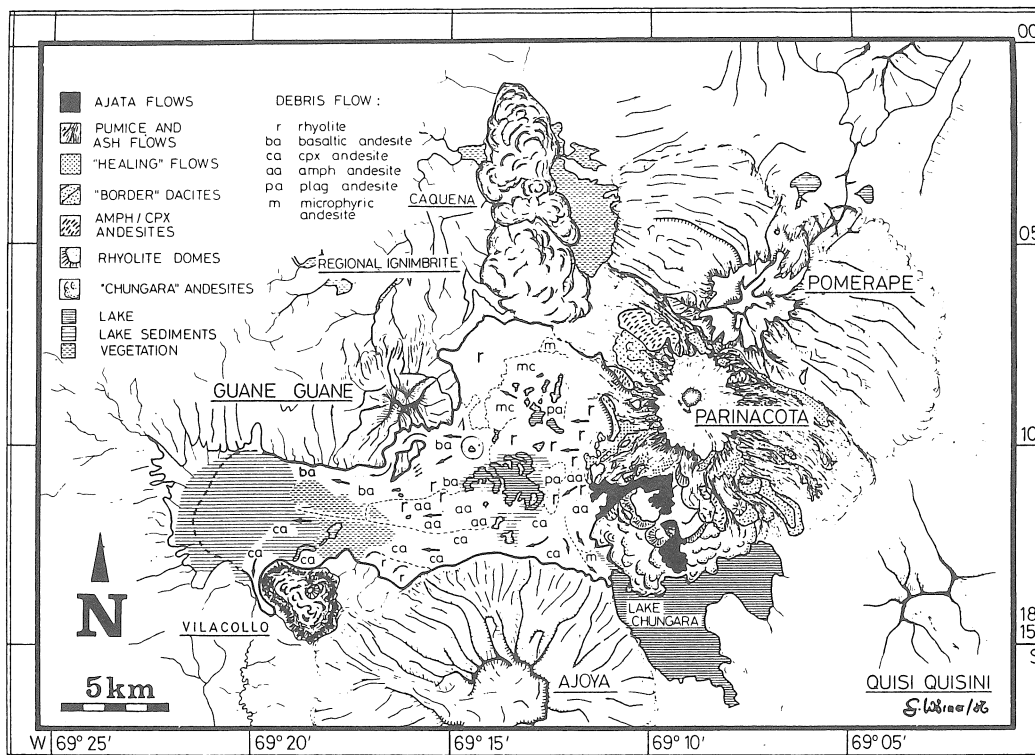
Das Massiv grenzt im Osten an den Lago Chungará. Auf der gegenüberliegenden Seeseite erhebt sich der verletzscherte Stratovulkan Parinacota (siehe Kapitel 5.1.2). Die Westseite des Choquelimpie geht in die grosse Ebene des Laucabeckens über.

Das alleinstehende Massiv weist verschiedene Gipfel auf, von denen der Cerro Choquelimpie mit 5327 m der höchste ist. Es wird in dieser Arbeit mangels Namens nach dem höchsten Gipfel benannt. Bei Wörner et al. (1988) wird dasselbe Massiv Vulkan Ajoya genannt.

Der Berg erinnert an eine Ruine, da er zahlreiche calderenähnliche Depressionen aufweist, die mit grosser Wahrscheinlichkeit durch vulkanische Ausbrüche gebildet

und nachträglich von glazialer und fluviatiler Erosion überprägt und weiter eingetieft wurden. Dadurch entstanden in sämtlichen Expositionen Täler, in denen Bäche und Moore (*bofedales*) liegen.

Der Vulkan Choquelimpie weist keinen quartären Vulkanismus auf, sondern entstand während einer starken magmatischen Phase im späten Miozän. Wörner et al. (1988) beschreiben die Geschichte des Vulkanismus bei 18°S in Chile (Figur 14). Von besonderem Interesse im Hinblick auf Datierungen ist die *debris avalanche* des Vulkans Parinacota, die sich mindestens 23 km weit ins Laucabecken ergoss und mit einem geschätzten Volumen von 5-6 km³ eine Fläche von 110 km² bedeckte (Wörner et al. 1988). Dabei überfuhr sie die untersten Moränenstände der N- und NE-Seite des Choquelimpie (Figur 15). Wörner et al. (1988) nehmen an, dass der Lago Chungará erst durch das Schuttmaterial der *debris avalanche* aufgestaut wurde. Für eine Abschätzung des Alters bieten sich Torfdatierungen in der Laguna Seca an. Dieser kleine See bildete sich in einer Muldenlage der *debris avalanche*. Unterste Torflagen weisen ein Alter von 12'040 ± 270 yr BP (mündl. Mittl. M.Geyh) und 13'130 ± 115 yr BP (mündl. Mittl. K.Graf) auf, was ein Minimalalter für den Ausbruch bedeutet. Diese Datierungen stimmen gut überein mit dem Alter eines Torfes unter der Schuttlawine, welches Francis (1988) mit 13'500 yr BP angibt.



Figur 14: Geologische Karte der Nevados de Payachata-Vulkane und ihrer Umgebung (Wörner et al. 1988)



Figur 15: Debris avalanche des Parinacotas überlagert die Endmoränen der Systeme CHO1 und CHO2.

Die jungquartäre Vergletscherung

In Figur 18 sind die glazialen Spuren aufgezeigt. In manchen Fällen wurde das Gletscherbett bereits durch vulkanische Aktivität vorbestimmt und später durch glaziale Prozesse weiter eingetieft.

Verschiedene Vergletscherungen haben das Massiv Choquelimpie seit seiner Entstehung geprägt (Figur 18). Es weist in allen Expositionen eindeutige Vergletscherungsspuren auf (Tafel I). Die untersten, klar erkennbaren Endmoränen, welche bis an den Fuss des Berges reichen, befinden sich in allen Expositionen zwischen 4450 m und 4650 m. In der Nordost- und Ostexposition ziehen die Moränen in den Lago Chungará hinein. Es ist unklar, wo sie enden. Am Cerro Fundación reichen ältere, stark verwaschene Moränen in der W- und SW-Exposition ($18^{\circ}22'S$, $69^{\circ}17'W$) bis mindestens 4300 m hinunter. Blöcke und Steine auf sanften Erhebungen ziehen noch weiter in die Ebene hinaus. Diese Formen gehören wahrscheinlich zu einem nochmals älteren Gletschersystem, dessen Rekonstruktion ausstehend ist. Erratiker verschiedener Lithologien, Bügeleisen und eventuelle Schliifspuren weisen aber auf einen glazialen Transport hin. Am Massiv Choquelimpie befindet sich bei CHO1 eine ideale Stelle, um die Einregelung des Geschiebes zu messen. Der Aufschluss ($18^{\circ}13'S$, $69^{\circ}13'W$) liegt auf 4600 m in einem Moränenwall, welcher von der Strasse aus gesehen eine Höhe von 25 m aufweist (Figur 16). Untersucht wurde die Einregelung von 40 Steinen mit einem Durchmesser zwischen 5 und 17 cm (1

in Figur 16). Die Fisher- und Bingham- Statistics liefern ein eindeutiges Bild (Figur 17). Fast alle Komponenten fallen flach gegen Norden bis Nordosten mit einem klaren Maxima in NNE (Median 30°) ein. Dies stimmt gut mit der Gletscherbettausrichtung überein. Die sehr geringe Streuung der Werte bedeutet eine klare Einregelung der Komponenten. Im weiteren sind die Steine zum grössten Teil in dieselbe Richtung geneigt. Sehr wahrscheinlich handelt es sich bei diesem kompakten Sediment um eine Grundmoräne (*lodgement till*). Durch einen überlagernden Block gestauchte, tonig-siltige Sedimente liefern Hinweise auf grossen Druck (2 in Figur 16). Auffallend sind im weiteren mehrere Lagen von *fining-upward*-Zyklen aus kantengerundeten Steinen, die mit $20-30^{\circ}$ einfallen (3 in Figur 16). Wahrscheinlich entstanden sie in temporären Entwässerungsrinnen des Gletschers.

Lage der Gleichgewichtslinie

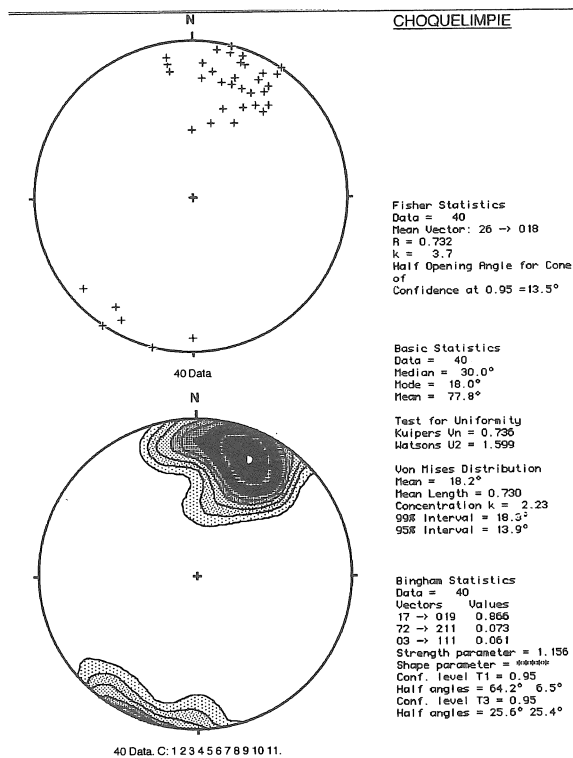
Die Einzugsgebiete lassen sich am Massiv Choquelimpie ohne Probleme abgrenzen. Daher ist die Lage der GWL gut abschätzbar. Zusätzlich sind oftmals Seitenmoränenansätze erkennbar. Die Lage der Seitenmoränenansätze bestätigt an diesem Berg das Flächenteilungsverhältnis von 2:1 (AAR 0.67) sehr gut. Für die untersten, klar erkennbaren Endmoränen lässt sich eine GWL zwischen 4700 m und 4850 m berechnen (Tabelle 8). Die Expositionsunterschiede sind gering, aber dennoch vorhanden: Die GWL liegt im Nordosten mit 4800-4850 m am höchsten, im Süden mit 4700 m am tiefsten. Diese Feststellung stimmt gut mit Werten von Jordan (1991) in Bolivien sowie mit theoretisch zu erwartenden Differenzen, bedingt durch Strahlungsunterschiede dank konvektiver Nachmittagsbewölkung, überein. Eine genauere Beschreibung der tropischen Strahlungsverhältnisse erfolgte bereits in Kapitel 3.1.

Die GWL des obersten Standes von CHO3 liegt auf einer Höhe von 4950 m. Glaziale Spuren deuten vor allem im Westen und Südwesten auf eine ältere und weit in die Ebene reichende Vergletscherung hin, die aber im Feld noch nicht im Detail bestätigt wurde. Im Osten und Nordosten ziehen ältere Moränen in die Laguna Chungará hinein. Zukünftige Seeborungen dürften zusätzliche wichtige Informationen liefern.

Ein generelles Problem bildet die zeitliche Einordnung, welche für eine Korrelation mit weiteren Testgebieten entscheidend ist. Absolute Datierungen von Moränen existieren in Nordchile bis heute nicht. Die Torfdatierungen in der Laguna Seca, welche bereits beschrieben wurden, liefern jedoch ein Minimalalter für die Gletscher, welche bis in das Becken der Laguna Chungará hineinreichten. Es bleibt offen, ob diese ausgedehnte Vergletscherung in der frühen Taucaphase oder in der Minchinphase stattfand. Zeitlich würde auch das Last Glacial Maximum in Frage kommen. Jener Zeitabschnitt dürfte aber sehr wahrscheinlich zu trocken für eine grössere Vergletscherung in diesem Raum gewesen sein. Die *debris avalanche* weist am Choquelimpie keine glaziale Überprägung auf.



Figur 16: Moräne des Systems CHO1 auf einer Höhe von 4600 m. Die Messung der Einregelung von 40 Steinen wurde bei 1 vorgenommen. Die Auswertung ist in Figur 17 dargestellt.



Figur 17: Symmetrie am Cerro Choquelimpie bei CHO1. Die Längsachse (a-Achse) der Komponenten ist nicht in ganz allen Fällen doppelt so lang wie die b-Achse, wie dies korrekterweise für die Messung der Fall sein sollte. Auf der Kreisbahn ist die Himmelsrichtung festgehalten, während die Neigung der Komponenten gegen das Innere der Kreisfläche zunimmt. Im oberen Kreisdiagramm sind die Standorte der 40 Steine eingezeichnet. Im unteren Diagramm ist die Verteilungsdichte dargestellt. Die Streuung der Werte ist gering. Die Dichte weist somit ein klares Zentrum auf. Für die Hilfe bei der Auswertung dieser Daten möchten wir Michael Helfer (Geol. Institut Univ. Bern) danken.

Nr.	Exp.	SM-Ansatz	GWL	EM	EG	Kommentar
CHO1	N	4800 m	4800 m	4550 m	0	(1), (2)
CHO2	NE		4850 m	4650 m	0	(2)
CHO3	NE	4750,4800 m	4800 m	4550 m	+	(3)
CHO4	E		4750 m	4550 m	0	(3)
CHO5	E		4750 m	4550 m	-	(2)
CHO6	SE	4750 m	4700 m	4500 m	+	
CHO7	S		4700 m	4480 m	+	(2)
CHO8	W		4700 m	4550 m	+	
CHO9	W		4750 m	4600 m	0	
CHO10	W	4800 m	4800 m	4450 m	+	(2)
CHO11	NW		4750 m	4550 m	+	
CHO12	NNW		4750 m	4550 m	+	(1)

Tabelle 8: Übersicht der einzelnen Gletschersysteme des Massiv Choquelimpie (18°17'S)

Legende:

- Nr: Bezeichnung des Systems
 EM: Höhenlage der untersten, klar erkennbaren Endmoräne
 SM-Ansatz: Seitenmoränenansatz
 GWL: Höhenlage der GWL (AAR 0.67)
 Exp: Exposition des Gletschersystems
 EG: Beurteilung der Begrenzung des Einzugsgebietes (+ gut, 0 akzeptabel, - schlecht)
- (1) Moräne von debris avalanche überdeckt
 (2) Morphologie der Moräne sehr verwaschen
 (3) unterste Moräne reicht in den Lago Chungará hinein

6.1.2 Volcán Tacora (17°43'S, 69°48'W)

Der Volcán Tacora (5980 m) besitzt die nördlichste und westlichste Lage all unserer untersuchten Berge. Er liegt im westlichen Bereich der Kordillere und grenzt im Norden sowie Westen an Peru. Nach Brügggen (1929) besitzt er keine perennierende Schneedecke.

Die Kartierung basiert allein auf Luftbildern. Der Volcán Tacora weist in Süd- und Ostexposition keine klaren Karformen auf. Meist sind zahlreiche Endmoränen hintereinander gestaffelt und kaum voneinander trennbar. Dies deutet auf einen kurzzeitig fluktuierenden Gletscher hin. Das Alter der Systeme TAC1-3 scheint nach morphologischen Kriterien ähnlich, obwohl die Höhenlage der Endmoränen sehr unterschiedlich ist (Tabelle 9). Vermutlich war die Kuppe des Volcán Tacora zu jener Zeit vergletschert. Die Berechnung der GWL ist an diesem Berg schwierig, da einzelne Einzugsgebiete kaum voneinander zu trennen sind. Die berechneten GWL dürfen deshalb einzig als Anhaltspunkte verwendet werden. Die GWL von TAC3 liegt mit 4450 m erstaunlich tief. Wahrscheinlich ist die GWL von TAC2 mit einer Höhe von 4700 m dank besserer Abgrenzung des Einzugsgebietes ein zuverlässigerer Wert.

Die Region Arequipa (16°20'S), welche sich 150 km weiter nördlich befindet, weist nach Hastenrath (1967) Karböden auf einer Höhe von ca. 4500 m auf. Gleichgewichtslinienhöhen des Volcán Tacora schliessen somit trotz unsicherer Berechnung relativ gut an Südperu an.

6.1.3 Nevados de Putre und Cerro Larancagua (18°05'S, 69°30'W)

Auf der Fahrt von der Küstenstadt Arica durch das Tal des Rio Lluta nach Osten bilden die Nevados de Putre das erste hohe Massiv. Ihr höchster Gipfel ist der Cerro Taapacá (5824 m). Direkt östlich schliesst der Cerro Larancagua (5439 m) an.

Die Nevados de Putre weisen in verschiedenen Expositionen schön glazial überprägte Täler mit grossen Moränen auf (Figur 19). Die untersten, klar erkennbaren Moränen reichen bis mindestens 4250 m (Westexposition, PU6) hinab. Die Nevados de Putre weisen auch mehrere jüngere Stände auf (PU3 sowie höher gelegene Stände in PU4, PU5). Morphologisch deutlich jünger wirken die Systeme PU1 und PU2 in Ostlage, welche wahrscheinlich ein letztes Rückzugsstadium der ehemals grossen Talvergletscherung (PU4) oder eine erneute kleine Gletscherbildung anzeigen.

Für die grossen Systeme ist die Berechnung der Einzugsgebiete wegen Transfluenzen schwierig. Die niedrigsten Lagen der GWL befinden sich in SW-Exposition auf 4700 m (PU5). Der Cerro Larancagua (LA1) bestätigt diese Angabe mit einer qualitativ gut gesicherten GWL-Höhe von 4700 m für die Südexposition (Figur 19). Grundsätzlich lässt sich eine GWL-Höhe auf 4700-4850 m für die untersten Stände und auf 5050-5100 m für die obersten Stände festhalten. Es gibt Hinweise auf noch ältere Vergletscherungen, deren Spuren jedoch sehr verwaschen sind.

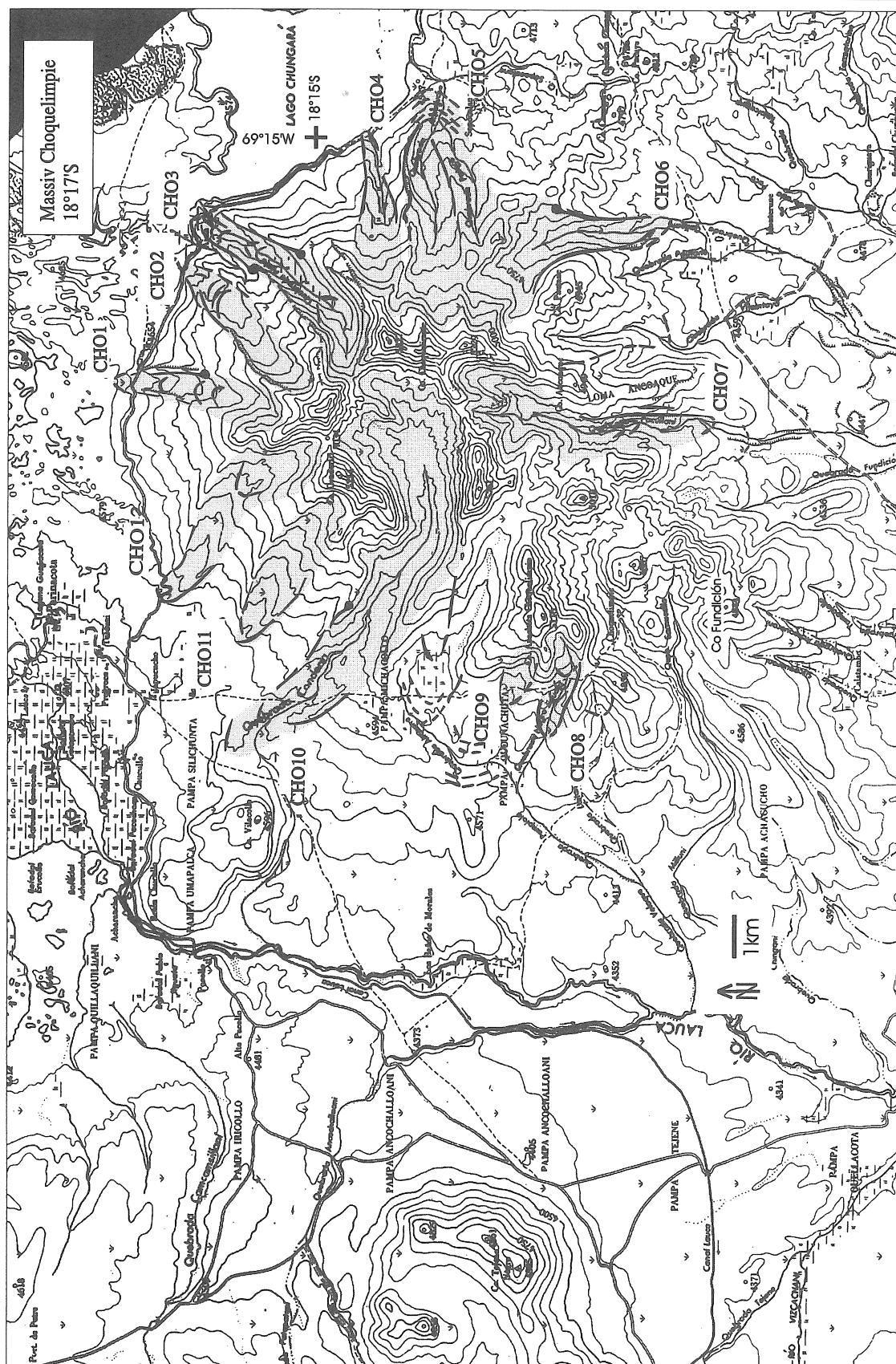
6.1.4 Cerro Guaneguane (18°08'S, 69°07'W)

Der stark erodierte Cerro Guaneguane (5097 m) steht nur wenige Kilometer nördlich des Dorfes Parinacota am Nordrand des Beckens des Rio Lauca. In S- und SE-Exposition sind klar ausgebildete Moränen erkennbar, welche mindestens bis 4500 m reichen (Tafel II). Der

Cerro Guaneguane weist eine GWL von 4700 m und 4750 m in Südlage respektive Südostlage auf. Diese Höhenangaben sind qualitativ gute Werte, weil das Einzugsgebiet klar abgrenzbar und die Morphologie der Moränen eindeutig ist (Tafel II).

Nr.	Exp.	SM-Ansatz	GWL	EM	EG	Kommentar
TAC1	NE		4900 m	4600 m	-	
TAC2	SE		4700 m	4450 m	-	
TAC3	S		4450 m	4350 m	-	
PU1	E		5050 m	4900 m	+	(1)
PU2	E		5100 m	4950 m	+	(1)
PU3	S		4850 m	4650 m	+	(1)
PU4	S	4800 m	4950 m	4450 m	-	
LA1	S		4700 m	4550 m	+	
PU5	SW		4700 m	4550 m	+	
PU6	W		4800 m	4250 m	0	
PU7	NW	4800-4850 m	4750 m	4550 m	0	
GU1	SE		4750 m	4650 m	+	
GU2	S		4700 m	4500 m	+	

Tabelle 9: Übersicht der einzelnen Gletschersysteme des Volcán Tacora (TAC, 17°43'S), der Nevados de Putre (PU), des Cerro Larancagua (LA, 18°05'S) und des Cerro Guaneguane (GU, 18°07'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben. (1) jüngerer Stand



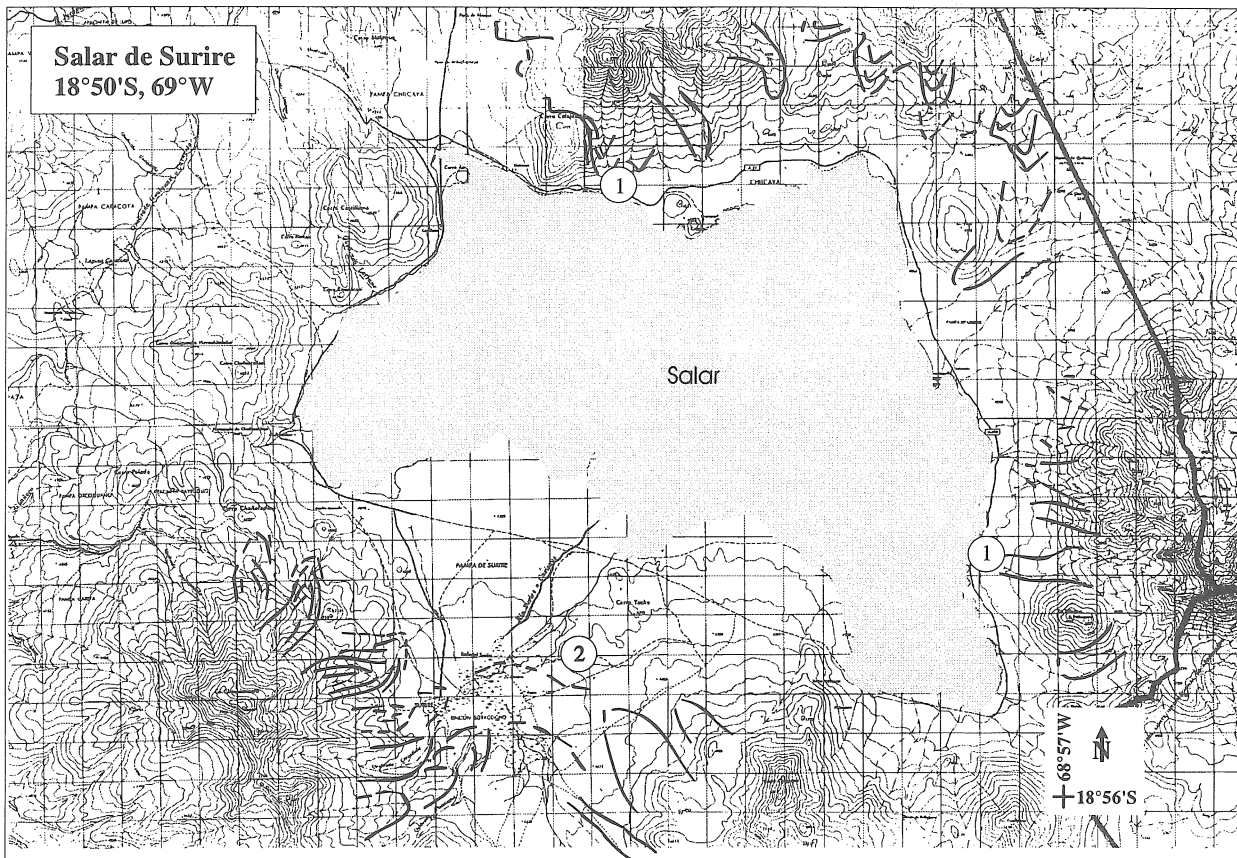
Figur 18: Kartierung der jungquartären Vergletscherung des Massivs Choquelimpie (Legende in Figur 13). Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.

6.2 Testgebiete zwischen 18°30'-19°30'S

6.2.1 Salar de Surire (18°50'S, 69°W)

Der Salar de Surire (4250 m) liegt nahe der Grenze zu Bolivien auf einer Breite von fast 19°S. Er weist bei einer Fläche von ungefähr 125 km² einige kleine offene Wasserflächen auf. Im weiteren ist er von Bergen umgeben, welche stark vergletschert waren (Figur 20). Das Gebiet wurde anhand von gezielten Feldbeobachtungen und anschließender Luftbildinterpretation kartiert. Eine detail-

lierte Luftbildkartierung erfolgte einzig am Cerro Arintica (5597 m), welcher weiter unten beschrieben wird. Zwei Gebiete weisen auf der Karte in Figur 20 keine Moränen auf: Der Südwesten wurde nicht kartiert, war aber wahrscheinlich ebenso stark vergletschert wie seine Umgebung, während der Nordwesten mit dem Cerro Castelluma (4630 m) eventuell eine zu geringe Höhe für eine ehemalige Vergletscherung aufweist.



Figur 20: Vergletscherungsausmass am Salar de Surire (Raster in Kilometern). Die Karte stellt eine 'Grobkartierung' aus Luftbildern und Feldbeobachtungen dar. Während der nördliche Teil detailliert kartiert wurde (Cerro Arintica), sind die Moränen der östlichen Berge nur aus der Ferne eingezeichnet worden. Die Anzahl Moränen dürfte in Wirklichkeit höher liegen, da einzig sehr klare glaziale Formen dargestellt wurden. Der Südosten wurde nicht kartiert. Dieses Gebiet mit über 5000 m hohen Bergen dürfte ebenso vergletschert gewesen sein wie seine Umgebung. Grosse Moränensysteme auf seiner Südseite bestätigen diese Annahme. Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.

Die Moränen reichen an manchen Stellen fast bis an den heutigen Salarrand (1 in Figur 20). Offen bleibt die Frage, ob ältere Moränen in die Salarfläche hineinziehen. In der Ebene Pampa de Surire, südlich des Salars, liegen zahlreiche, grosse Blöcke mit Gletscherschliffen, welche die ehemalige glaziale Ausdehnung aufzeigen (2 in

Figur 20). Selbst eine „vorsichtige“ Kartierung, wie sie Figur 20 darstellt, zeigt deutlich, dass der Salar von allen Seiten her von Gletschern umgeben war. Die Vergletscherung der gesamten Salarfläche ist zwar rein spekulativ, aber nicht auszuschliessen.

6.2.2 Cerro Arintica

Der Cerro Arintica (5597 m) bildet zusammen mit seinem Nachbarn, dem Cerro Puquintica (5780 m), die Abgrenzung des Salar de Surire im Norden.

Die jungquartäre Vergletscherung

Der Vulkan Arintica weist in beinahe allen Expositionen deutliche Moränen, welche mindestens bis 4300 m reichen, sowie schön geformte Karmulden auf. Im weiteren bildeten Gletscher in mehreren Expositionen tief eingeschnittene Täler heraus. Jüngere Gletscherstände sind vor allem in der Ost- und Nordost-Exposition deutlich ausgeprägt.

Die Lage der Gleichgewichtslinie

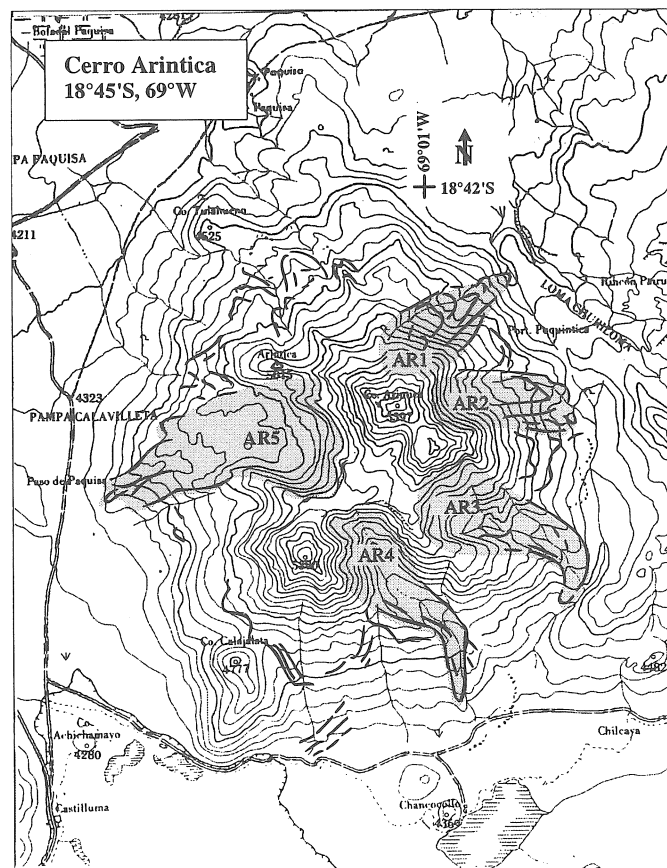
Die Abgrenzung der einzelnen Einzugsgebiete ist dank klar ausgebildeten Karen sowie deutlichen Seitenmoränen sehr zuverlässig. Die GWL wurde für die untersten, deutlich erkennbaren Moränen der Systeme AR1-5 gerechnet (Tabelle 10). Ihre Lage zeigt signifikante Expo-

sitionsunterschiede auf: Die höchste Gleichgewichtslinie liegt auf 4850 m im NE, die tiefste auf 4700 m im Süden und Westen. Wahrscheinlich spielte die nachmittägliche, tropische Konvektionsbewölkung im Sommer im geschützten Becken des Salar de Surire eine grosse Rolle, da sie die Westexposition teilweise vor der enormen Einstrahlung bewahrte.

Die Vergletscherung des Cerro Arintica reichte einst bis an den Salarrand (4250 m), wahrscheinlich aber noch weiter. Die Gletscher entwässerten ins heutige Salarbecken, in welchem vermutlich ein See lag.

Nr.	Exp.	SM-Ansatz	EM	GWL	EG
AR1	NE		4500 m	4850 m	0
AR2	E		4550 m	4750 m	+
AR3	SE		4450 m	4750 m	+
AR4	S		4350 m	4700 m	+
AR5	W		4400 m	4700 m	+

Tabelle 10: Übersicht der einzelnen Gletschersysteme des Cerro Arintica (18°50'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben.



Figur 21: Kartierung der jungquartären Vergletscherung des Cerro Arintica (Legende in Figur 13). Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.

6.3 Testgebiete zwischen 19°30'-20°30'S

Der Cerro Alto Toroni (19°45'S) bildet das höchste Massiv in diesem Abschnitt und weist in allen Expositionen grosse glaziale Systeme auf. Der Cerro Napa (20°30'S) liegt am nördlichen Ufer des Salar de Coposa und war trotz einer geringen Höhe von 5160 m deutlich vergletschert. Zwischen den beiden kartierten Bergen liegen Vulkane, die kaum höher als 5000 m sind und nicht näher untersucht wurden.

6.3.1 Cerro Alto Toroni (19°45'S, 68°40'W)

Der Cerro Alto Toroni (5982 m), auch Cordillera de Sillajhuay genannt, bildet mit den Cerros de Quimsachata ein mächtiges Massiv. Die Ostflanke liegt bereits in Bolivien und geht in eine offene Ebene mit nur geringen Erhebungen über. Auffallend sind schön ausgeprägte Talformen in allen Expositionen.

Die jungquartäre Vergletscherung

Der Cerro Alto Toroni weist heute eine grosse Schneekappe auf. Anhand von Feldstecherbeobachtungen sowie Luftbilddauswertungen konnten keine Spalten möglicher Gletscher erkannt werden. Es ist jedoch nicht völlig ausgeschlossen, dass unter der grossen Schneedecke ein Gletscher in geschützter Muldenlage liegt, dessen Struktur nur bei grösster Ausaperung erkennbar ist.

Der ganze Berg weist Spuren einer grossen früheren Vergletscherung mit ausgeprägten Talsystemen in allen Expositionen auf (Figur 22). Die Kartierung erfolgte zum grössten Teil anhand von Luftbildern, während sich die Feldarbeit auf den untersten, zugänglichen Teil der Südwestseite beschränkte.

Verfärbungshorizonte ziehen oftmals den Talflanken entlang und weisen auf die Lage des ehemaligen Gletschers hin (1 in Figur 22). Die Gletschersysteme hatten zum Teil grosse Ausmasse: Systeme in Süd- und Ostexposition wiesen Längen von über 12 km auf und reichten bis mindestens 4250 m hinunter. In der Südexposition wurden mit grosser Wahrscheinlichkeit mehrere Hügel überflossen. Kleinere Berge wie z.B. der Cerro Chuquiananta (4798 m) profitierten lokalklimatisch vom grossen vergletscherten Massiv im Hintergrund und konnten selbst Gletscher bilden.

Die Lage der Gleichgewichtslinie

Die einzelnen Einzugsgebiete sind im unteren Teil gut bestimmbar. Die Abgrenzung des Gletscherbettes in den teilweise grossen Karen bildet jedoch ein Problem.

Die Höhen der GWL lagen zwischen 4650 m und 4850 m (Tabelle 11). Der tiefste Wert liegt mit 4650 m in

einer Ostlage. Wahrscheinlich ist dies auf die sehr offene Lage nach Osten zurückzuführen. Die Gletscher erreichten mit teilweise mehr als 12 km Länge grosse Ausmasse. Weitere Spuren deuten sogar darauf hin, dass die Gletscher einmal noch wesentlich weiter reichten.

Nr.	Exp.	SM-Ansatz	GWL	EM	EG
AL1	N		4850 m	4550 m	0
AL2	N		4700 m	4400 m	+
AL3	E		4850 m	4250 m	0
AL4	E		4750 m	4350 m	+
AL5	E		4650 m	4450 m	0
AL6	S		4800 m	4250 m	-
AL7	S		4750 m	4300 m	+
AL8	S		4850 m	4300 m	0
AL9	NW		4850 m	4450 m	+

Tabelle 11: Übersicht der einzelnen Gletschersysteme des Cerro Alto Toroni (19°45'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben.

6.3.2 Cerro Napa (20°30'S, 68°40'W)

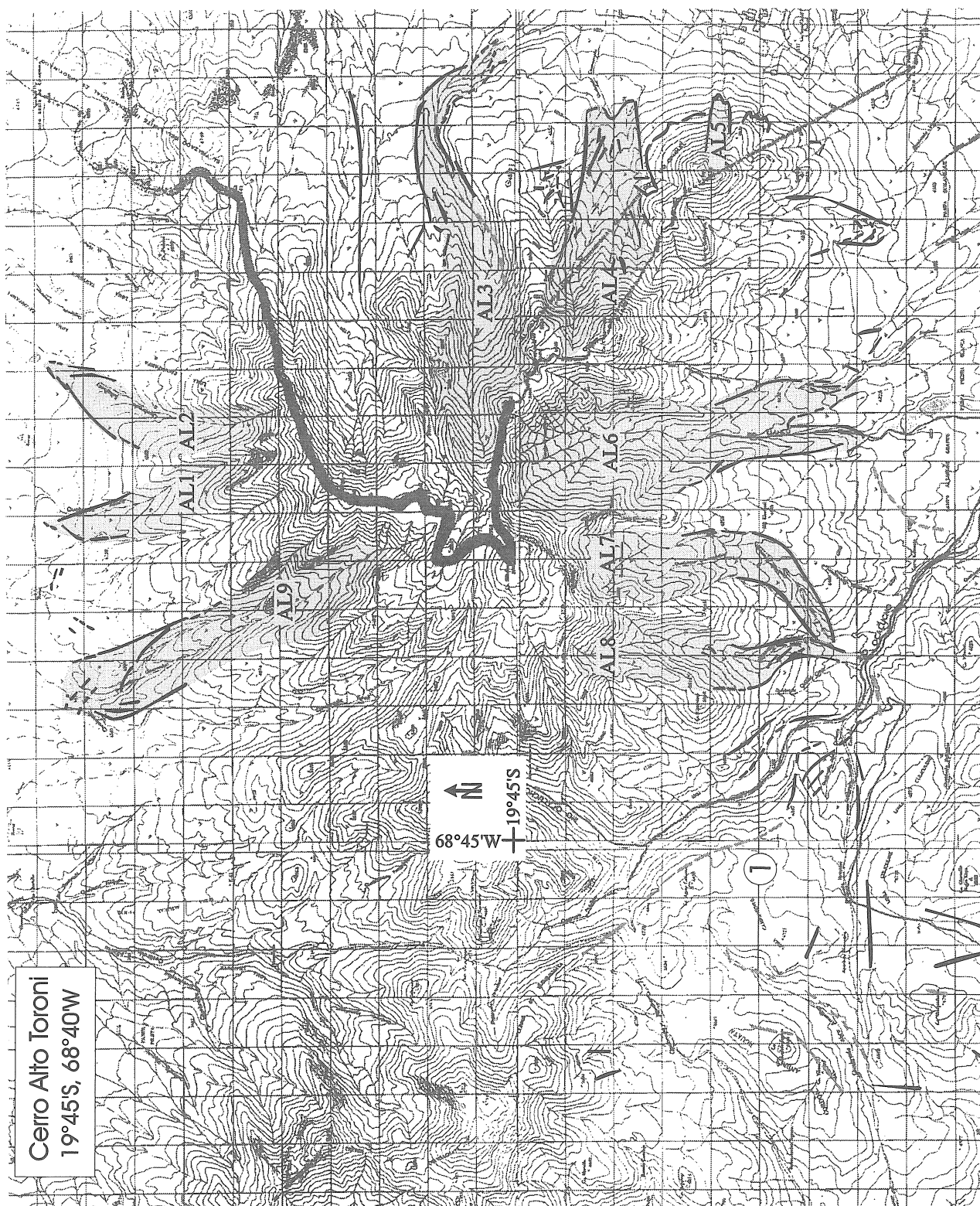
Der pliozäne Stratovulkan Napa (5170 m) liegt unmittelbar nördlich des Salars de Coposa. Seine nördliche und nordöstliche Flanke gehören bereits zu Bolivien und grenzen an den Salar de Empexa. Gegen Osten ist der Gipfelkrater durchbrochen.

Die Kartierung erfolgte weitgehend aus dem Luftbild und anhand eines kurzen Feldbesuches. Wegen fehlender Karten für die bolivianische Ostseite konnte nur die chilenische Seite kartiert werden. Im Feld waren aber auch in Ostexposition Moränen sichtbar, welche weit hinunterreichen. In West- und Südwestexposition enden Moränen trotz der geringen Höhe des Berges erst auf 4250 m. Ältere Systeme reichen gar bis 4050 m.

Nr.	Exp.	SM-Ansatz	GWL	EM	EG
NA1	SW		4500 m	4250 m	+
NA2	SW		4600 m	4300 m	0
NA3	W		4550 m	4400 m	0
NA4	NW	4750 m	4650 m	4500 m	0

Tabelle 12: Übersicht der einzelnen Gletschersysteme des Cerro Napa (20°30'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben.

Die GWL ist mit Werten von 4500-4650 m relativ tief liegend (Tabelle 12), wofür vermutlich die östliche Lage des Berges, welche für Niederschläge aus der tropischen Zirkulation begünstigt ist, verantwortlich zeichnet. Eine enge Korrelation zwischen der Vergletscherung am Cerro Napa und den Seehochständen der Salare Coposa, Empexa und Huasco, welche durch Strandlinien belegt sind, ist jedoch sehr wahrscheinlich.



Figur 22: Kartierung der jungquartären Vergletscherung des Cerro Alto Toroni (Raster in Kilometern, Legende in Figur 13). Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.

6.4 Testgebiete zwischen 20°30'-21°30'S

Die Westkordillere präsentiert sich zwischen 21°S und 22°S in zwei N-S-verlaufenden Vulkanketten. Der Volcán Aucanquilcha (6176 m) ist der höchste Berg der westlichen Kette, die südlich durch die Vulkane Chela sowie San Pedro und San Pablo (siehe Kapitel 6.5) fortgesetzt wird. Östlich schliessen die Depressionen der Salare Ollagüe, San Martín und Ascotán an. Im folgenden wird der Vulkan Aucanquilcha (21°13'S) ausführlich beschrieben, da er in verschiedenen Expositionen dank Seitenmoränenansätzen eine gute Berechnung der GWL zulässt. Etwas knapper ist die Beschreibung der Vulkane Olca und Paroma (20°56'S) sowie Chela (21°24'S) gefasst.

6.4.1 Volcán Aucanquilcha (21°13'S, 68°28'W)

Der Vulkan Aucanquilcha besteht aus verschiedenen Gipfeln, von denen der Cerro Aucanquilcha der höchste ist. Seine Westseite bildet zusammen mit den Vulkanen Miño und Alconcha das Quellgebiet des Rio Loa, dessen Flussbett danach durch eine ca. 10 km westlich des Aucanquilchas gelegenen Ebene nach Süden in Richtung Calama führt.

Der Stratovulkan Aucanquilcha wies wie die meisten umliegenden Vulkane während dem oberen Mio-, Pliozän und Altpleistozän eine hohe vulkanische Aktivität auf und verdankt dem jungen Vulkanismus sein grosses Schwefelvorkommen. Bis vor wenigen Jahren wurde Schwefel auf 6000 m Höhe abgebaut. Der Volcán Aucanquilcha wies damit nach Abele (1987) die höchsten Arbeitsplätze der

Welt auf. 'Die mit der hohen Lage verbundenen Nachteile wurden lange in Kauf genommen, da zur Kupferverhüttung in Chuquicamata grosse Mengen von Schwefel benötigt werden und zum Transport dorthin die am Fusse des Aucanquilcha vorbeiziehende Bahnstrecke La Paz-Calama-Antofagasta benutzt werden kann' (Abele 1987).

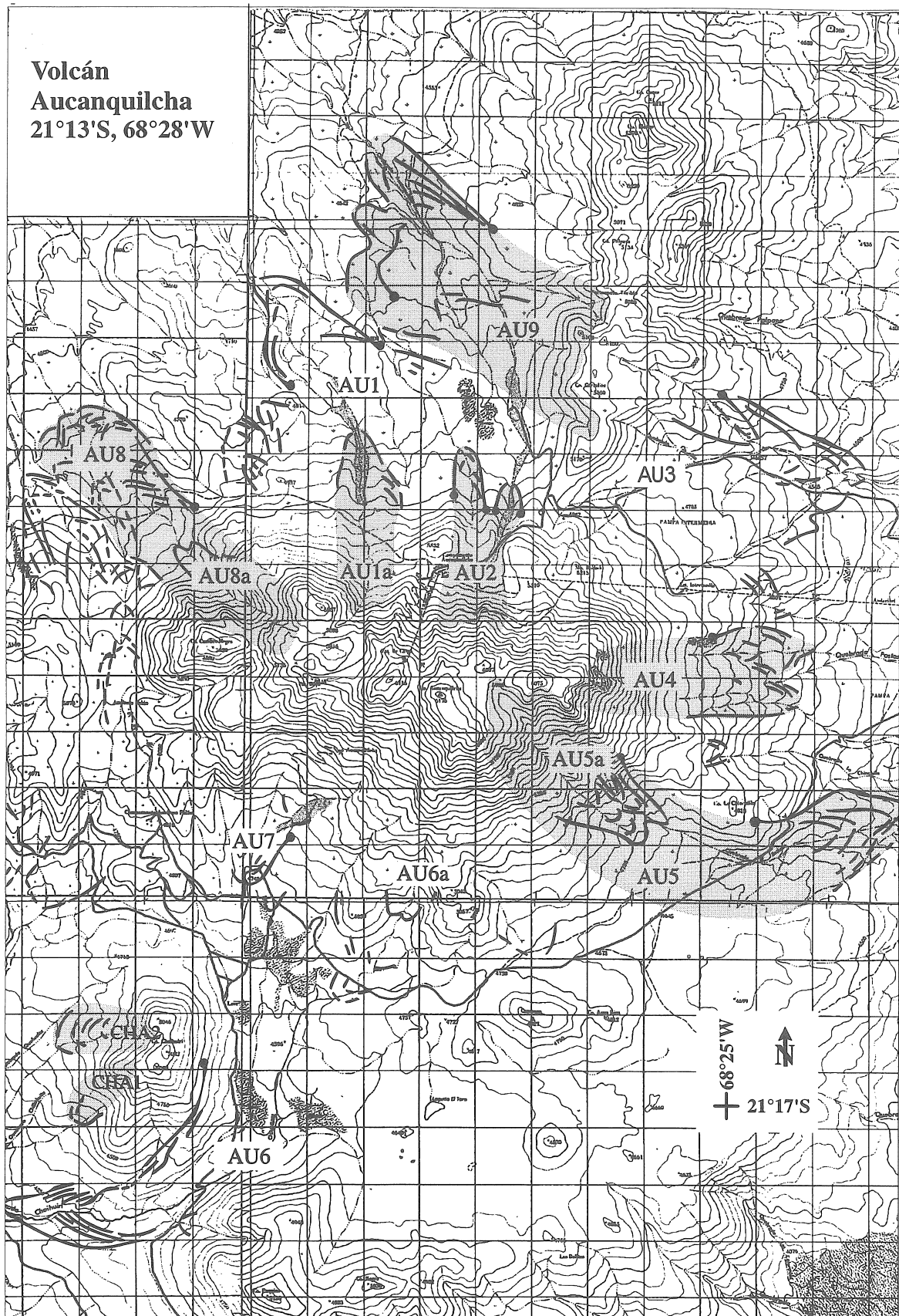
Die jungquartäre Vergletscherung

Hastenrath (1971) stellte während seiner Feldbegehung im Jahre 1969 Kare auf einer Höhe von 4800 m bis 5200 m fest. Aufgrund dieser Beobachtungen ordnete er dem Volcán Aucanquilcha eine *Pleistocene snowline* von 5000 m zu.

Der junge Vulkanismus am Volcán Aucanquilcha hat möglicherweise einige glaziale Spuren verwischt. Das Massiv war jedoch in allen Expositionen eindeutig vergletschert (Figur 23). Die Kartierung ergibt zwei klar differenzierbare Gletscherstände. Auf beiden Niveaus liegen oftmals mehrere Endmoränenstufen vor. Die oberen Endmoränen liegen auf einer Höhe von 4700-4850 m. Die unteren Moränen befinden sich zwischen 4200 m und 4600 m. Schwache Formen weisen auf eine noch grössere Ausdehnung der Vergletscherung hin, wirken aber morphologisch deutlich älter. Südwestlich des Volcán Aucanquilcha liegt der Berg Chaihui (5082 m), der in W- und SW-Exposition bis mindestens 4400 m Moränen aufweist.

Nr.	Exp.	SM-Ansatz	GWL	EM	EG	Kommentar
AU1	N	4750 m, 4800 m		4500 m		
AU3	E	4800 m		4350 m		
AU4	E	4850 m	4750 m	4500 m	+	
AU5	SE	4700 m	4650 m	4200 m	0	
AU6	S	4700 m		4200 m		
AU7	SW	4850 m		4750 m		(1)
AU8	NW	4850 m	4750 m	4600 m	-	
AU9	NW	4750 m	4800 m	4450 m	+	
AU1a	N		5050 m	4800 m	0	(1)
AU2	N	5100 m	5050 m	4950 m	0	(1)
AU5a	SE	5050 m	5050 m	4700 m	+	(1)
AU8a	NW		5200 m	4850 m	0	(1)
CHA1	SW		4600 m	4400 m	0	
CHA2	W		4650 m	4550 m	+	

Tabelle 13: Übersicht der einzelnen Gletschersysteme des Vulkans Aucanquilcha (21°13'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben. (1) jüngerer Stand



Figur 23: Kartierung der jungquartären Vergletscherung des Vulkans Aucanquilcha (Raster in Kilometern, Legende Figur 13). Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.

Die Lage der Gleichgewichtslinie

Die Berechnung des Einzugsgebietes bot teilweise Schwierigkeiten, da die Flanken des Aucanquilchas steil sind. Daher ist es schwierig abzuschätzen, wo der Gletscher ansetzte. Ausserdem können bereits minimale Flächenveränderungen zu grossen Verschiebungen in der GWL-Höhe geführt haben. Dank zahlreichen erkennbaren Seitenmoränenansätzen (Tabelle 13) war aber eine Abschätzung der GWL dennoch für die meisten Systeme gut möglich. Die beiden eindeutigen, bereits erwähnten Gletscherstände können mit einer GWL-Berechnung klar differenziert werden. Die weitreichenden Systeme ergeben eine GWL zwischen 4650 m und 4850 m, wobei die SE-Exposition mit 4650 m die tiefste GWL aufweist. Die GWL der oberen Systeme (AU1a, AU2, AU5a, AU8a) liegt auf 5050-5200 m. Es bestehen jedoch keine Unterschiede zwischen der N- und SE-Exposition. Die GWL des Cerro Caihuiri liegt mit 4600-4650 m tief.

6.4.2 Cerro Paroma und Volcán Olca (20°56'S, 68°25'W)

Der Volcán Olca (5407 m) und der Cerro Paroma (5728 m) bilden zusammen mit mehreren kleinen Gipfeln, die durchwegs eine Höhe von 5100 m bis 5200 m aufweisen, ein breites Massiv. Dieses ist unmittelbar von mehreren Salzonebenen umgeben: Im Osten liegt der Salar de Laguani, im Norden der Salar de la Laguna und im Süden der Salar de Alconcha.

Die Vergletscherung am Cerro Paroma und Volcán Olca äussert sich in einer schürzenartigen Moränenstaffel, die dem ganzen Südhang des Massivs entlangzieht (Figur 24). Der bolivianische Nordhang wurde nicht kartiert. Glaziale Spuren sind sehr deutlich ausgeprägt. Dennoch lassen sich ältere und jüngere Moränen unterscheiden: Die unteren Moränen der Schürzen reichen bis 4350 m, höher gelegene bis 4750 m (PA2a in Figur 23). Die ältesten deutlichen Moränen, für welche wegen Abgrenzungsproblemen keine GWL gerechnet wurde, liegen auf einer Höhe von 4200 m. Stark verwaschene Moränen ziehen noch weiter hinunter.

Weil unklar bleibt, ob die Vergletscherung an den höchsten Gipfeln oder erst an den Vorgipfeln ansetzte, sind die Einzugsgebiete teilweise schlecht abgrenzbar, und die GWL-Berechnung gestaltete sich schwierig. An der SE- und E-Flanke des Cerro Paroma bildeten sich aber kleine Talgletscher heraus, die keine Berechnungsprobleme bieten und daher geeignet für die GWL-Bestimmung sind (Tabelle 14). Ein jüngerer Stand in S-Exposition (PA2a) weist eine GWL von 5000 m auf. Für die älteren Moränen ergibt sich eine GWL von 4700 m im NE und etwas tiefere Werte von 4650 m und 4600 m im strahlungsgeschützten S, SE und SW. Die GWL liegt für diese Breitenlage eher tief, was wahrscheinlich mit der offenen Lage gegen Osten zusammenhängt.

6.4.3 Cerro Chela (21°24'S, 68°30'W)

Der Vulkan Chela (5644 m) liegt direkt südlich des Aucanquilcha und gehört zur selben N-S-verlaufenden Vulkankette. Die unteren deutlich erkennbaren Moränenstände befinden sich auf der Nord-, West- und Südseite, während die glazialen Formen der Ostseite stark verwaschen sind. Die übrigen Systeme liegen in schön ausgebildeten Karen, die vermutlich vulkanisch vorgeprägt sind. Möglicherweise ältere, glaziale Spuren enden auf etwa 3800 m.

Nr.	Exp.	SM-Ansatz	GWL	EM	EG
PA1	N,NE		4700 m	4550 m	+
PA2	SE		4650 m	4350 m	+
PA2a	S		5000 m	4750 m	
(1)					
PA3	S		4600 m	4400 m	+
CHE1	S		4600 m	4250 m	+
CHE2	SW		4650 m	4400 m	0
CHE3	W		4650 m	4300 m	+
CHE4	NW	4800 m	4700 m	4450 m	+

Tabelle 14: Übersicht der einzelnen Gletschersysteme des Cerro Olca und Paroma (PA, 20°56'S) und des Cerro Chela (CHE, 21°24'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben. (1) jüngerer Stand

Die GWL liegt in Südexposition (CHE1) auf 4600 m, in NW-Exposition (CHE4) auf 4700 m (Tabelle 14). Die Seitenmoräne setzt in dieser Exposition bereits auf 4800 m an. An diesem Vulkan scheinen in erster Linie Strahlungsdifferenzen für diese Unterschiede verantwortlich zu sein (siehe Kapitel 3.1).



Figur 24: Moränenschürzen in Südexposition am Cerro Olca (20°56'S)

6.5 Testgebiete zwischen 21°30'-23°S

Die Cordillera del Tatio weist wunderbare Talvergletscherungen auf und wird im folgenden detailliert beschrieben. Die übrigen Testgebiete umfassen einzelne Vulkankegel mit ebenfalls deutlichen Moränen.

6.5.1 Cordillera del Tatio (22°15'S, 68°W)

Die Namensgebung der Cordillera del Tatio ist nicht auf allen Karten gleich. Daher wurde jene der Karte 'Cerros de Tocopuri' im Massstab 1:50'000 gewählt. Die Grenze zu Bolivien verläuft entlang der N-S-verlaufenden Kette.

Die Cordillera del Tatio gehört zu einer jungen Vulkangruppe, die im Pleistozän und Holozän gebildet wurde (Marinovic & Lahsen 1984). Ihre Westseite ist geprägt von glazialer Erosion und Sedimentation. Die höchste Erhebung ist der Cerro Deslinde (5696 m).

Die jungquartäre Vergletscherung

Bereits Hollingworth & Guest (1967) haben das Gebiet detailliert kartiert (Figur 26) und die grossen Talvergletscherungen hervorgehoben. Graf (1991) und Grosjean (1992) kartierten ebenfalls in dieser Gegend und rekonstruierten frühere Gletscherflächen.

Die Cordillera del Tatio weist zahlreiche prächtige glaziale Systeme auf (Figur 25, Tafel V). Da die Grenze zu Bolivien entlang dieser Kordillere verläuft, liegen auf der chilenischen Seite nur SW- bis NW-orientierte Systeme vor. Auf bolivianischer Seite hat Graf (1991) auch ostorientierte Systeme kartiert.

TAT1-4 sind mit grosser Wahrscheinlichkeit zeitgleich, während TAT5 eine jüngere Vergletscherung repräsentiert, welche früher mit dem System TAT1 verbunden war. Diese Transfluenz ist im Feld anhand der geschliffenen Felsoberfläche (1 in Figur 25) kartiert worden. TAT1 war mit über 10 km Länge die grösste Talvergletscherung der Region (Figur 25). Die untersten, ältesten Moränen liegen auf 4100 m Höhe und ziehen in die Schlucht der Quebrada Chillaguar hinein. Mehrere Endmoränenwälle mit grossen Blöcken liegen dicht hintereinander. Auf 4500 m Höhe befindet sich eine Ebene (2 in Figur 25), welche aus feinem, gut sortiertem Material besteht. Weiter oben wurde der anstehende Fels (3 in Figur 25) vom Gletscher überflossen und geschliffen. Der obere Teil von TAT1 bildet keine schöne Karmulde, sondern besteht aus anstehenden, geschliffenen Riegeln und Blockgletschern. Das überflossene anstehende Gestein auf einer Höhe von 4600 m bis 4700 m in TAT1 ist eine ideale Datierungsstelle für die Expositionsalterdatierung mit z.B. kosmogenem Helium. Auch bei anderen Systemen liegt anstehender Fels mit Gletscherschliffen vor (Figur 25). Im Herbst 1995 wurden Proben genommen, welche zur Zeit von K. Hammerschmidt (FU Berlin) datiert werden.

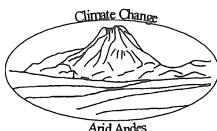
In der Quebrada Chillaguar datierte M. Geyh mit der Radiokarbonmethode auf einer Höhe von 4050 m Torf (4 in Figur 25), der ein Mindestalter für den untersten Stand angibt. Leider ist diese Probe mit 2675 ± 75 yr BP sehr jung. Wahrscheinlich bildete sich das Moor erst viele Jahrtausende nach dem Rückzug des Gletschers.

Nr.	Exp.	SM-Ansatz	GWL	EM	EG	Kommentar
TAT1	SW	(4750m)	4600 m	4100 m	+	
TAT2	W		4650 m	4450 m	0	
TAT3	NW	4800 m	4700 m	4450 m	+	
TAT4	NW	4800 m	4750 m	4400 m	+	
TAT5	W	5000 m	4950 m	4700 m	0	(1)

Tabelle 15: Übersicht der einzelnen Gletschersysteme der Cordillera del Tatio (22°15'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben. (1) jüngerer Stand



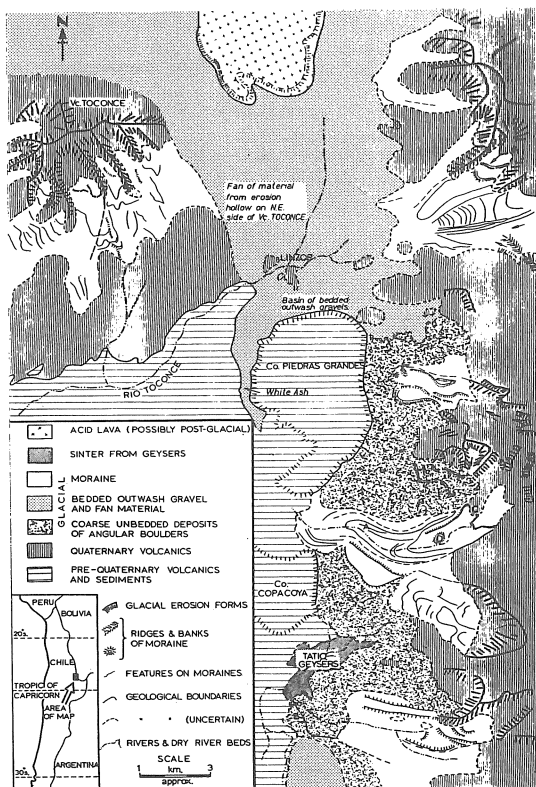
Figur 25: Kartierung der jungquartären Vergletscherung der Cordillera del Tatio (Raster in Kilometern, Legende Figur 13). Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.



Die Lage der Gleichgewichtslinie

Der hydrothermale Einfluss ist in diesem Gebiet gross. Daher stellt sich die Frage, wie stark er die Ausdehnung der Vergletscherung beeinflusste. Die kartierten Systeme sind jedoch deutlich ausgeprägt und ihre GWL durchaus mit anderen Testgebieten vergleichbar (Tabelle 15). Die einzelnen Einzugsgebiete sind bis auf TAT2 sehr gut abgrenzbar.

Es handelte sich teilweise um eindruckliche Talvergletscherungen, von denen die grösste eine Länge von 12 km aufwies (TAT1). Die Höhe der GWL liegt für die unteren, klar erkennbaren Stände zwischen 4600 m und 4800 m. Für das jüngere System TAT5 wurde eine GWL von 4950-5000 m gerechnet.



Figur 26: Vergletscherung der Cordillera del Tatio (Hollingworth & Guest 1967)

6.5.2 Vulkane San Pedro und San Pablo (21°53'S, 68°23'W)

Die über 6000 m hohen Vulkane San Pedro (6145 m) und San Pablo (6092 m) erheben sich etwa 2000 m über die breite Hochebene Nordchiles. Die beiden Gipfel liegen 5 km auseinander, getrennt durch einen 5250 m hohen Pass, in welchem ein grosser, gegen Westen geöffneter Krater (Central Crater) liegt.

Der Volcán San Pablo wurde stark erodiert und war seit dem Spätglazial nicht mehr aktiv, während der Vulkan San Pedro mehrere historische Eruptionen aufweist (Francis et al. 1974). Hollingworth & Guest (1967) haben Moränen bis 4300 m sowie geschliffene Blöcke festgestellt. Abele (1987) hat mehrere hintereinandergestaffelte Endmoränenwälle bis auf 4000 m kartiert. Bei allen Autoren liegt leider keine genauere Standortbeschreibung der glazialen Formen vor.

Die Auswertung erfolgte nur anhand von Luftbildern und Fernbeobachtungen von der Strasse aus. Ohne Feldbegehung war es teilweise schwierig, einzelne Formen als eindeutige Moränen anzusprechen. In Nordexposition sind keine klaren Spuren sichtbar. Die Südostexposition weist Moränen bis auf eine Höhe von 4250 m auf. Südlich befindet sich im Sattel zwischen den beiden Vulkanen ein grosses Einzugsgebiet, dessen Moränen bis 4000 m reichen.

Heute existieren an diesen Vulkanen nach Francis et al. (1974) keine Gletscher mehr. Auch im Luftbild ist einzig eine stark verschneite Gipfelpartie ohne Spaltenstrukturen erkennbar. Der Vulkan San Pablo weist in Südostexposition deutliche Moränen auf, die leider keinem Einzugsgebiet klar zugeordnet werden können. Die GWL in Südostexposition liegt mit 4600 m relativ tief (Tabelle 16). Mögliche Gründe dafür dürften die strahlungsgeschützte Exposition und die Muldenlage sein. Im weiteren folgt bis zur bolivianischen Grenze kein

6000 m hoher Berg mehr, welcher die von Bolivien kommenden, sommerlichen Niederschläge teilweise an sich binden würde (siehe Kapitel 3.1).

6.5.3 Cerro del Pajonal (22°30'S, 67°54'W)

Grosjean (1992) beschreibt die Vergletscherung am Cerro del Pajonal (4930 m) als glaziologische Besonderheit, da der Gipfel unterhalb 5000 m liegt und sich dennoch eine Vergletscherung ausbilden konnte. Er berechnet eine GWL von 4630-4650 m, was sehr gut mit eigenen Berechnungen übereinstimmt.

Deutliche Moränen liegen in Westexposition vor und reichen bis 4550 m (Figur 27). In den übrigen Expositio-

nen konnten keine Anzeichen einer Vergletscherung festgestellt werden. Das Einzugsgebiet von PA1 ist klar abgrenzbar. Die GWL ergibt eine Höhe von 4650 m (Tabelle 16), was durchaus vergleichbar mit Werten für die unteren Stände der Cordillera del Tatio ist.

Nr.	Exp.	SM-Ansatz	GWL	EM	EG
PAB1	S		4600 m	4000 m	0
PA1	W		4650 m	4550 m	+

Tabelle 16: Übersicht des Gletschersystems der Vulkane San Pedro und San Pablo (PAB, 21°53'S) und des Cerro del Pajonal (22°15'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben.



Figur 27: Moränen in Westexposition des Cerro del Pajonal (22°30'S), welche bis 4550 m reichen.

6.5.4 Cerro Toco (22°58'S, 67°50'W)

Von San Pedro de Atacama führt eine Strasse zum ca. 40 km östlich gelegenen Cerro Toco (5604 m).

Der Berg ist relativ flach. Der Cerro Toco weist zahlreiche Lavaströme auf, von denen die meisten pleistozänen bis holozänen Alters sind (Marinovic & Lahsen

1984). Hinweise auf vulkanische Aktivität in historischer Zeit fehlen jedoch. Gegen Westen ziehen mächtige Ignimbritplatten zum Salar de Atacama hinab.

Abele (1988) beschrieb Erratiker auf Ignimbrit bis circa 4500 m, machte aber leider keine genaueren Standortangaben. Grosjean (1992) unterscheidet zwischen einer älteren Vereisung, die lediglich an Erratikerfeldern er-

kennbar ist und bis maximal 4550 m hinabreichte, und einer jüngeren Vergletscherung, welche durch deutliche Moränen zwischen 4700-4800 m gekennzeichnet ist.

Die Vergletscherungsindizien in der W-, NW- und N-Exposition des Cerro Toco sind eindeutig. Für die Berechnung der GWL stellen sich jedoch einige Probleme: Möglicherweise veränderte der Vulkan durch diverse Eruptionen seine Form, wodurch die damaligen Flächenverhältnisse nicht mehr rekonstruierbar wären. Ausserdem erweist sich die Abgrenzung der Einzugsgebiete als sehr schwierig, da sich keine Talformen ausbildeten und wahrscheinlich einmal eine Kuppenvergletscherung mit einzelnen Zungenlappen bestand. Eine weitere Einschränkung bildet die schlechte Kartengrundlage.

Leider ist die Berechnung der GWL am Cerro Toco wegen bereits genannten Faktoren problematisch (Tabelle 17). Dennoch wurde versucht, mit der Flächenmethode (GWL) und einem Teilungsverhältnis von 2:1 der Strecke zwischen dem Gipfel und der untersten Moräne (*GWL ohne* in Tabelle 17) ungefähre Aussagen über die GWL zu machen. So schwankt die GWL von TOC1-TOC5 zwischen 4720 m und 4970 m, wobei diese Daten mit verschiedenen Ansätzen berechnet wurden. Die Vergleichbarkeit ist daher beeinträchtigt. Diese GWL dürften jedoch als grobe Richtwerte durchaus gültig sein. Sie zeigen, dass ein Anstieg der GWL gegen Süden bis 23°S keinesfalls erwiesen ist.

Nr.	Exp.	SM-Ansatz	GWL (ohne)	GWL	EM	EG
TOC1	N	4720 m			?	-
TOC2	W	(4800 m)	4900 m	4750 m	4550 m	-
TOC3	W		4870 m	4750 m	4500 m	-
TOC4	W		4970 m		4650 m	-
TOC5	NW		4900 m		4550 m	-

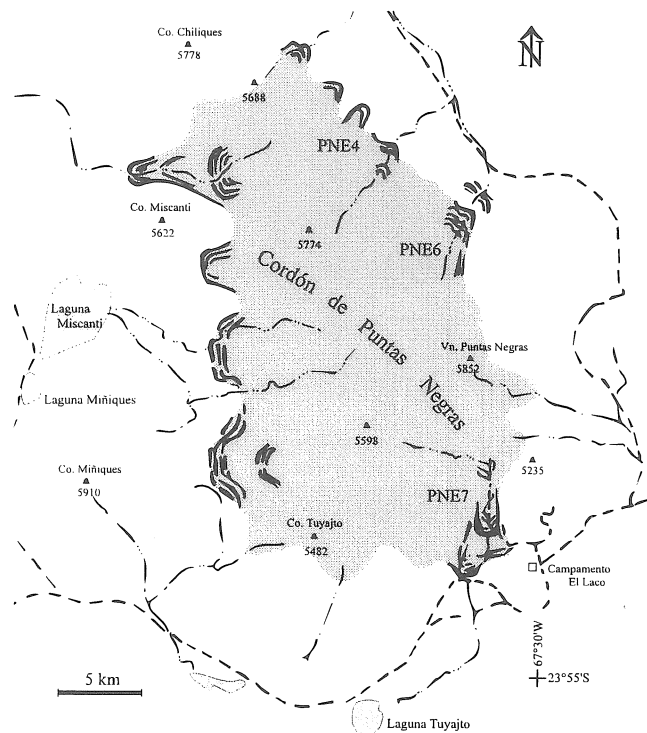
Tabelle 17: Übersicht der einzelnen Gletschersysteme des Cerro Toco (22°58'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben. Die Berechnung der GWL ist an diesem Berg anders (siehe Text).

6.6 Testgebiete zwischen 23°-24°S

In diesem östlich des Salar de Atacama liegenden Abschnitt befinden sich mehrere Berge mit deutlichen Vergletscherungsspuren. Eindrücklich ist dabei ein grösserer Gebirgskomplex, Cordón de Puntas Negras, der eine grössere, zusammenhängende Eisbedeckung aufwies. Eine davon wegfließende Talvergletscherung, nach der in der Nähe liegenden Eisenmine El Laco benannt, wurde am Süden dieses Massives eingehend im Gelände kartiert und wird hier detailliert beschrieben. Daneben werden die Vergletscherungsspuren des Cerro Acamarachi, ein eindrücklicher Stratovulkan (seine Südseite ist im Signet oben auf dieser Seite abgebildet), und des Cerro Tumisa, ein kleinerer Berg, kurz umrissen.

6.6.1 Cordón de Puntas Negras (ca. 23°30'-50'S, 67°30'-45'W)

Der Cordón de Puntas Negras ist ein über 400 km² mächtiges Gebirgsmassiv, welches aus einzelnen Vulkanen zusammengesetzt ist. Eine Orientierung im Gelände ist sehr erschwert, da zahlreiche Lavaströme das Gebiet bedecken. Am Rande des Gebirges laufen allseitig einzelne glazial überprägte Täler in die Ebenen aus. Auf der geologischen Karte von Ramirez & Gardeweg (1982) sind die glazialen Ablagerungen eingetragen, aber nicht weiter differenziert.



Figur 28: Moränen der jungquartären Eisströme am Puntas Negras Massiv. Die Legende ist in Figur 13 angegeben

Die jungquartäre Vergletscherung

Die grössten Moränensysteme liegen auf der Westseite des Gebirges im Einzugsgebiet der Laguna Miscanti (Figur 28). In breiten Schürzen sind hier Staffeln von Moränen angeordnet, die bis 4500 m hinunterziehen und nur sehr schwer auseinanderzuhalten sind. Drei Eislappen bildeten eine mindestens 12 km breite, zusammenhängende Eisfront. Ebenfalls auf der Westseite des Gebirgsmassives sind am Nordfuss des Cerro Miscanti mehrere Endmoränen in der Quebrada Seca ausgebildet. Die dazugehörige Seitenmoräne kann entlang des Cerro Miscanti über mehrere Kilometer verfolgt werden.

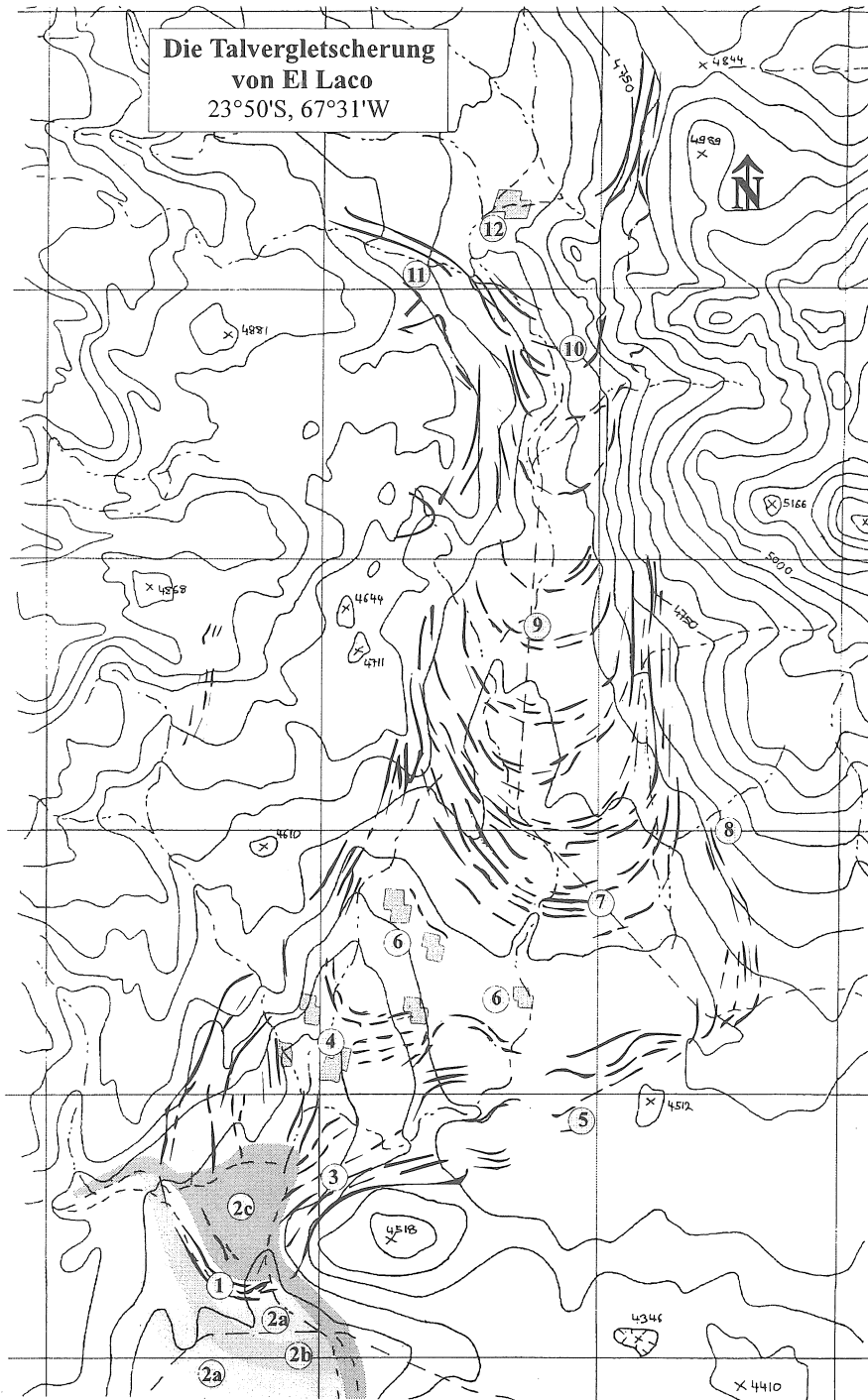
Auf der Ostseite des Puntas Negras Gebirges liegen Endmoränen am Ausgang der Flusstäler. Hier befinden sich auch die höchsten Seitenmoränenansätze, die bis 4950/5000 m hinaufziehen.

Neben den Maximalvorstössen sind vorallem auf der Westseite des Massives piedmontartige Loben eines jüngeren Vorstosses vorhanden. Die Wälle haben noch deutliche Kämme, während die Maximalvorstösse sehr verwaschen sind. Aufgrund der Luftbildkartierung scheint es, dass die Lavamassen alle nachträglich vom Eis überflossen worden sind.

Die Südseite - El Laco

Südlich des Volcán Puntas Negras (siehe Figur 28) flossen die Eisströme in ein enges Tal hinunter, welches sich anschliessend gegen eine breite Ebene hin öffnet (Figur 29, Tafel III). Der Gletscher baute dabei im Laufe der Zeit eine Vielzahl von Moränen auf, die mehrere Vorstösse anzeigen. Da an mehreren Stellen der überflossene Fels aufgeschlossen ist, bieten sich gute Datierungsmöglichkeiten für Expositionsalter an.

Die tiefsten Endmoränen liegen auf rund 4300 m und enden kurz vor der Sico-Passstrasse (1). Sie bilden einen Wall, der einen grösseren alluvialen Fan begrenzt. Auf diesem Wall lassen sich drei Hügelkämme auseinanderhalten, die auf kräftigere Schübe der Gletscherfront hindeuten. Jeweils auf ihrer Aussenseite liegen schön angeordnete Steinreihen, die durch das Herunterfallen von Material am ehemaligen Eisrand entstanden sind. Der Endmoränenwall ist durch die postglaziale Schwemmfächer-Aktivität sowohl an seiner Vorder- wie Rückseite eingeschottet worden. Dabei lassen sich drei Sedimentationsphasen erkennen:



Figur 29: Kartierung der jungquartären Talvergletscherung von El Laco (Raster in Kilometern). Die Legende ist in Figur 13 angegeben. Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.

Das älteste Niveau ist nur noch an der Aussenseite des Endmoränenwalls vorhanden (2a). Es wurde nachfolgend von einer Abflussrinne durchbrochen (2b). Die aktuelle Entwässerung hat den alluvialen Fan gebildet (2c), der durch eingeschwemmtes hydrothermales Material gelb gefärbt ist. Zwei kleinere Endmoränen sind im

Schwemmfächer noch erhalten, während weitere Überreste weggespült worden sind. Entlang der Flanken des Hügels Pkt. 4518 (Figur 29) ziehen mehrere Seitenmoränen steil gegen den alluvialen Fan hinab (3). Sie heben sich durch ihre dunkle Farbe markant vom unvergletscherten Teil des Hügels ab. Schön erhalten sind

die auf den Moränenaussenseiten liegenden Steinreihen. Bei (4) bilden hauptsächlich *Roches Moutonnées* das Anstehende (Tafel IV).

Moränen sind im unteren Talbereich sonst sehr unklar erhalten. Geringmächtige Endmoränen, die an einer Gegensteigung auslaufen, deuten auf einen dünnen Eisrand hin (5). In der Ebene stehen grössere Felsflächen an (6), weiter liegen bis 2 m hohe Erratiker herum. Oberhalb kleinerer Sanderflächen enden viele konzentrische Endmoränenwälle (7). Sie bilden mit einer Höhe bis 20 m die mächtigsten Moränen von El Laco. Sie gehören zu einem jüngeren Vorstoss und ihre Grösse nimmt gegen das Talinnere deutlich ab. Auf der orographisch linken Seite sind oberhalb der höchsten Seitenmoränen intensive periglaziale Fließformen vorhanden (8). Das periglaziale Hangfließen ist rezent nicht mehr sehr aktiv, da die Moränen sonst stärker überprägt wären.

Gegen den hinteren Talbereich zu durchschneidet die Strasse einen Aufschluss eines prächtigen *flow-till* (9). Das Tal verengt sich zusehends in ein U-Profil. Zumindest in einer Spätphase der Vergletscherung war der Gletscher hier topographisch eingeeengt, bevor er nach einem Engpass in die Ebene ausfliessen konnte. Seine Eisdicke muss mindestens 200 m betragen haben. Hinter dieser Verengung endet eine Vielzahl von Endmoränen (10), die auf einen kleineren Vorstoss schliessen lassen. Mehrere Seitenmoränenzüge (11) gehören zu diesem Stand. Bei (12) liegen zahlreiche *perched boulders* auf einem grösseren *Roche Moutonnée*.

Oberhalb 5000 m wird die Topographie nun zunehmend durch viele Lavaströme charakterisiert und es sind keine deutlichen Vergletscherungsspuren mehr vorhanden.

Anhand der Moränensysteme lassen sich im Tal von El Laco zwei zeitlich verschiedene Vorstösse klar auseinanderhalten (Figur 29): Ein *älterer Vorstoss* bildete die Endmoränenwälle bei der Passstrasse (1). Der Verlauf des Gletscherbettes war in dieser Phase wahrscheinlich nur sehr grob durch die Topographie eingeschränkt. Ein deutlich *jüngerer Vorstoss* baute später die heute grössten Endmoränen bei (7) auf. Neben diesen beiden Vergletscherungsphasen weisen kleinere Moränenstaffeln auf weitere Bewegungen des Gletschers hin. Es kann dabei aber nicht klar differenziert werden, ob diese eigene Vorstösse repräsentieren oder durch Gletscherschwankungen beim Rückzug entstanden sind.

Der Eindruck von zwei grösseren Vorstössen bestätigt sich auf der West- wie Ostseite des Puntas Negras Gebirges.

Die ehemals vergletscherte Fläche des Cordón de Puntas Negras betrug über 410 km², wenn man annimmt, dass das gesamte Gebirge oberhalb 5000 m einheitlich von einer Eiskappe bedeckt war (Figur 28). Es ist interessant, dass sich dieses grossflächig vergletscherte Gebiet genau im Bereich befindet, wo Vuille (1996) für aktuelle Schneefälle im Winter ein Nebenmaximum der Häufigkeiten festgestellt hat. Vuille erklärt dies mit aktuell bevor-

zugten Zugbahnen feuchter Luftmassen zwischen 23°-25°S. Es ist anzunehmen, dass dieses mächtige Gebirge früher einen ebenso deutlichen Einfluss auf lokale Niederschläge in diesem Raum hatte.

Die Lage der Gleichgewichtslinie

Sowohl am Puntas Negras Massiv wie bei den benachbarten Testgebieten Cerro Acamarachi und Cerro Tumisa können keine Einzugsgebiete klar abgegrenzt werden. Seitenmoränenansätze in den drei Testgebieten liefern aber gut übereinstimmende Werte (Tabelle 18):

Nr., Name	Exp.	SM-Ansatz	GWL	EM
PNE4	NE	4900 m	-	4650 m
PNE6	NE	4950/5000 m	-	4600 m
PNE7 (El Laco)	S	4900 m	-	4300 m
Cerro Tumisa	E	≥4900 m	-	4600 m
Cerro Acamarachi	NW	5000 m	-	4500 m
"	S	5000 m	-	4700 m

Tabelle 18: Übersicht der einzelnen Gletschersysteme am Puntas Negras Massiv (22°30'-50'S), Cerro Tumisa (23°27'S) und Cerro Acamarachi (23°17'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben. Die Abschätzung der GWL erfolgte an diesen Bergen ausschliesslich mittels Seitenmoränen-Ansätzen.

Anhand der Seitenmoränenansätze lag die GWL zwischen 4900-5000 m. Leider existieren zu wenige Daten, um zu Expositionsunterschieden genauere Aussagen machen zu können.

6.6.2 Cerro Acamarachi (23°17'S, 67°37'W)

Der Cerro Acamarachi ist ein schön ausgebildeter Stratovulkan (seine Südseite ist im Logo jeweils oben auf der linken Seite abgebildet). Vom Gipfel (6046 m) ziehen allseitig Lavaströme die Flanken hinunter.

Der Berg war während seiner maximalen Vergletscherung wahrscheinlich durch eine Eiskappe vollständig bedeckt. Von dieser flossen mehrere Eisströme in die Ebenen hinunter und bildeten piedmontähnliche Gletscherloben. Längliche und karförmige Mulden in den Lavaströmen des Gipfelbereiches sind vermutlich durch kleinere Kargletscher in einer Spätphase der Vereisung gebildet worden.

Auf der NW-Seite floss ein Eislapen in die Quebrada Ojos del Hécar und bildete einen markanten Endmoränenwall auf 4500 m. Vermutlich ziehen schwach ausgeprägte Moränenzüge noch weiter hinunter. Zu diesem Endstand gehörende Seitenmoränen liegen auf einer Höhe von ca. 5000 m. Auf der NE-Seite sind am Ausfluss der Quebrada Acamarachi Grande mehrere Endmoränenkränze zwischen 4750-4900 m erhalten. Südlich des Berges befinden sich tiefgelegene Endstände auf ähnlicher Höhe. Oberhalb davon liegen kleinere Endmoränen am Fuss des eigentlichen Gipfelaufbaus.

6.6.3 Cerro Tumisa (23°27'S, 67°48'W)

Der Cerro Tumisa liegt unmittelbar nördlich des Cordon de Puntas Negras zwischen der Zufahrtsstrasse zur Laguna Lejía und der Ortschaft Socaire. Seine Westflanke fällt gegen den Salar de Atacama ab und wird durch mehrere Quebradas entwässert. Auf seiner Ostseite befindet sich eine stillgelegte Schwefelmine.

Auf der SW-Seite liegen mehrere zusammenhängende Wälle von drei ehemaligen Gletscherloben auf rund 4600 m. Auf gleicher Höhe durchquert die Zufahrtsstrasse zum Bergwerk Endmoränen auf der Ostseite. Weiter nördlich sind oberhalb der Strasse weitere schwache Endmoränen ausgebildet. Die jeweiligen Seitenmoränen beginnen auf rund 4900 m. Der Cerro Tumisa dürfte kuppenartig vergletschert gewesen sein.

6.7 Testgebiete zwischen 24°-25°S

Die Vergletscherungsspuren nehmen zwischen 24°-25°S im Vergleich zu den nördlich gelegenen Gebieten in ihrer Intensität ab. Auch wenn dies bei einzelnen Vulkanen mit Ausbrüchen im jüngsten Quartär erklärt werden kann (so z.B. am Vulkan Socompa), lassen sich an einigen 'intakten' Bergen zumindest anhand von Luftbildinterpretationen keine Moränen Spuren erkennen. Durch intensives periglaziales Hangfließen weisen die meisten Berge monotone, glattgestrichene Flanken auf. Der Cordón de Pular, rund 75 km südlich des Salar de Atacama, ist eine Ausnahme: Die Moränen sind in den Luftbildern deutlich erkennbar und einzelne Einzugsgebiete lassen sich gut abgrenzen. Somit ist dieser Berg der wichtigste Eckpfeiler für die Bestimmung der GWL im Abschnitt zwischen 24°-25°S. Ebenfalls beschrieben wird der Vulkan Llullaillaco, der südlichste Berg unser Testgebiete mit Moränen gegen die Trockendiagonale hin.

die wahrscheinlich durch Oszillationen beim Eisrückgang gebildet wurden.

Hinweise auf zwei Gletschervorstöße am Cordón de Pular finden sich im Einzugsgebiet PUL5. Orographisch links liegen an dieser Stelle mindestens sieben markante Endmoränen (Figur 30). Dieser Vorstoß hat auf der rechten Seite weicher geformte Moränen z.T. überfahren. Zwei einzelne Moränenwälle, die bis 4100 m hinunterziehen, gehören wahrscheinlich ebenfalls zu diesem Vorstoß. Sie bilden die tiefstgelegenen Moränen am Berg. Auch die Einzugsgebiete PUL9 und PUL10 lassen zwei Gletschervorstöße vermuten. So liegen bei PUL10 frisch wirkende Endmoränen oberhalb einer verwaschenen U-Talform mit schwachen Verfärbungen.

6.7.1 Cordón de Pular (24°11'S, 68°03'W)

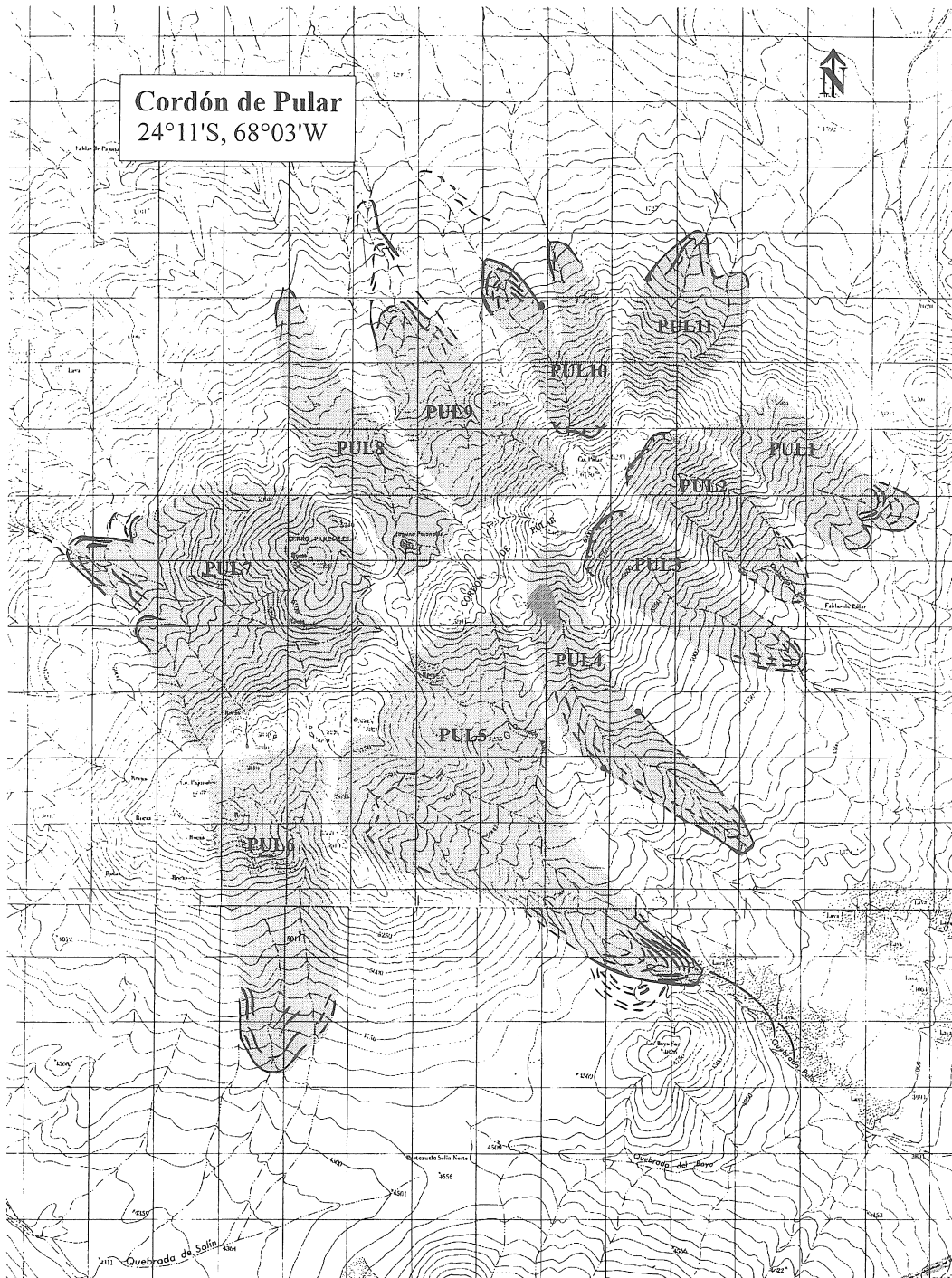
Der Cordón de Pular ist eine NE-SW verlaufende Gebirgskette mit einer Gesamtfläche von über 300 km². Die Südseite wird von den Vulkanen Salin und Socompa flankiert, während die Nordseite in den Salar de Atacama ausläuft. Ramirez (1988) beschrieb als erster die Vergletscherung an diesem Berg.

Die jungquartäre Vergletscherung

Die Nordwest- und besonders die Südostseite weisen Kare wie glaziale Täler auf und sind von früheren Gletschern überprägt worden (Figur 31). Bis zu 6 km lange Gletscherloben haben die Gebirgsflanken U-tal-förmig eingetieft. Am ganzen Berg sind die untersten Stände deutlich erkennbar und liegen meist zwischen 4400-4700 m. Teilweise folgen in höheren Lagen kleinere Endmoränen (z.B. bei Einzugsgebiet PUL1 oder PUL10),



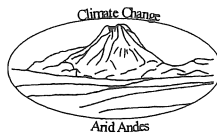
Figur 30: Moränen des Einzugsgebietes PUL5. Mehrere kleine Vorstöße und Rückzüge haben eine Endmoränenstaffel aufgebaut. Die Moränen wirken sehr frisch. Es handelt sich um die südlichsten in den Luftbildern erkennbaren Moränen gegen die Trockendiagonale hin.



Figur 31: Kartierung der jungquartären Vergletscherung am Cordón de Pular (Raster in Kilometern). Die Legende ist in Figur 13 angegeben. Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.

Die Einzugsgebiete lassen sich vor allem auf der Südostseite sehr gut abgrenzen. Sie werden z.T. durch eine Karrückwand abgeschlossen (z.B. bei PUL2, 3). Seitenmoränen setzen auf 5000 m ein (PUL4, PUL10, PUL11). Verfärbungshorizonte ziehen oft bis in die Kare. So kann die ehemalige Eisgrenze anhand dieser Farbunterschiede

im orographisch rechten Karkessel von Einzugsgebiet PUL5 gut bestimmt werden. Der Gletscher füllte nur noch den unteren Karbereich aus und ist wahrscheinlich der letzten Vergletscherungsphase am Berg zuzuordnen, in der sich die Gletscher in die eigentlichen Kare zurückgezogen haben.



Unklar ist die Abgrenzung des Einzugsgebietes PUL7. Hier befindet sich eine quartäre Erosionskuppe, welche den Cerro Pajonales bildet. Karähnliche Formen sprechen für eine Überprägung der Lavaströme durch den Gletscher nach deren Ausbruch.

Die Lage der Gleichgewichtslinie

Nr.	Exp.	SM-Ansatz	GWL	EM
PUL1	SE	-	5000 m	4600 m
PUL2	SE	5000 m	5050 m	4650 m
PUL3	SE	-	5000 m	4550 m
PUL4	SE	5000 m	5000 m	4400 m
PUL5	SE	-	5000 m	4350 m
PUL6	S	-	5000/5050 m	4600 m
PUL7	W	-	Einzugsgebiet unklar	4500 m
PUL8	NW	-	Einzugsgebiet unklar	4500 m
PUL9	NW	-	5050 m	4650 m
PUL10	NNW	5000 m	5050 m	4700 m
PUL11	NE	-	5100/5150 m	4750 m

Tabelle 19: Übersicht der jungquartären Gletschersysteme am Cordón de Pular (24°11'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben.

Es lassen sich am Cordón de Pular leichte Expositionsunterschiede feststellen. Die GWL liegt in NE-Exposition am höchsten, was auch für die Endmoränen dieses Einzugsgebietes zutrifft (Tabelle 19). Die tiefsten GWL-Werte weisen die SE-Expositionen auf. Die Werte sind aber, vielleicht mit Ausnahme der NE-Exposition, nicht signifikant verschieden, so dass für den gesamten Cordón de Pular eine GWL von 5000-5150 m angegeben werden kann.

Nach morphologischen Gesichtspunkten sind die untersten Moränen am Cordón de Pular gleich alt wie die untersten Stände bei El Laco. Im Gegensatz zu El Laco sind am Cordón de Pular keine Scharen von Moränen ausgebildet. Eine Erklärung könnte der grundsätzlich unterschiedliche Charakter der Einzugsgebiete sein. In der flachen Ebene von El Laco bewirkt eine geringe Verschiebung der GWL grössere Gletschervorstöße und -rückzüge als in den relativ steilen Einzugsgebieten des Cordón de Pular.

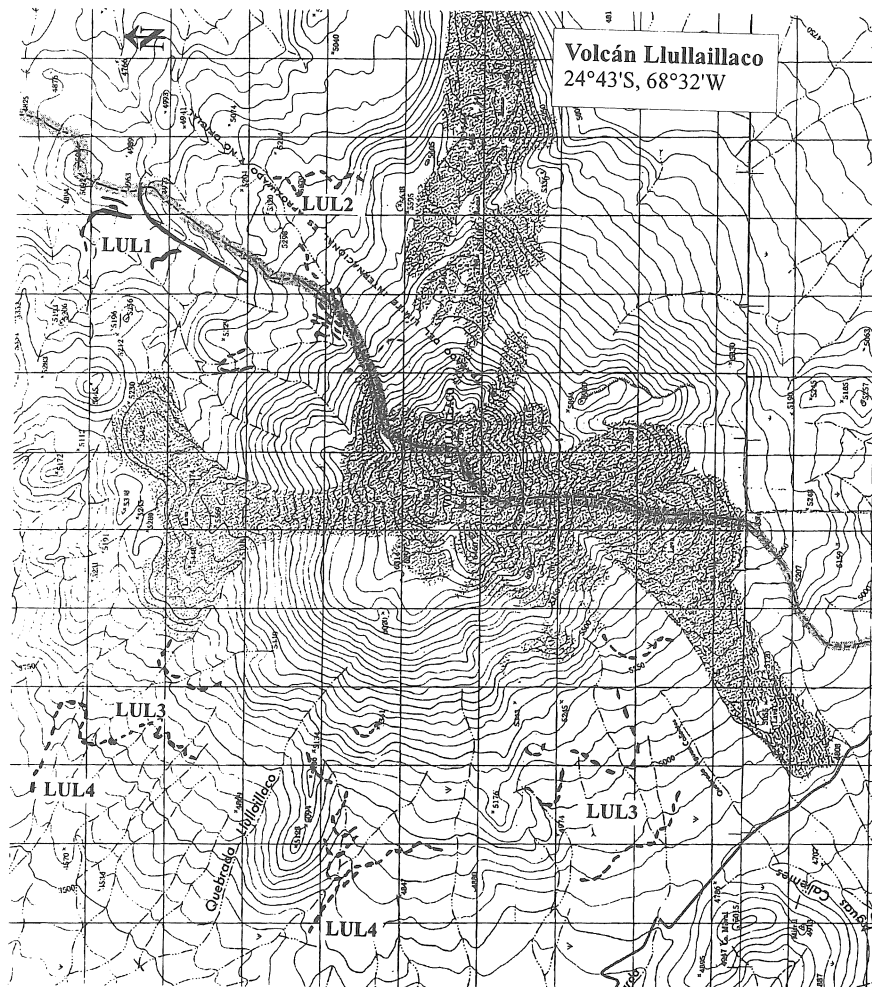
Besondere Beachtung verdient ein Schneefeld in SSE-Exposition in Einzugsgebiet PUL4 (Figur 31). Es scheint penitentesartig aufgelöst zu sein, wobei entlang seiner rechten Begrenzung eventuell noch ehemalige Spaltenstrukturen zu erkennen sind und auf einen relikten Gletscher hindeuten könnten. Vergleiche von aktuellen Fotoaufnahmen mit Luftbildern von 1964 zeigen, dass sich die Fläche des Schneefeldes kaum verändert hat.

6.7.2 Vulkan Llullaillaco (24°43'S, 68°32'W)

Mit einer Höhe von über 6700 m ist der Volcán Llullaillaco der höchste Berg im Bereich der Trocken-diagonale. Aufgrund seiner Höhe ist er wie kein anderer Berg für Untersuchungen geeignet, die mögliche Vergletscherungen in den Subtropen feststellen möchten (z.B. Hastenrath 1971, Grosjean et al. 1991, Messerli et al. 1992). Der Llullaillaco trägt zwar in NW-Exposition ein Firnfeld, aber keinen Gletscher. Leider ist dieser Strato-vulkan bis in jüngste geologische Zeit immer wieder aktiv gewesen, was mehrere Kilometer lange Lavaergüsse auf der Nord- wie Südwestseite eindrucklich zeigen (Figur 32). Aufgrund auffälliger Wallformen scheinen die Flanken des Vulkans durch mehrere, zusammenhängende Gletscherloben bedeckt gewesen zu sein. Eindeutige Moränenwälle finden sich in NE-Exposition (LUL1), welche im Gelände begangen wurden (siehe auch Messerli et al. 1992). Hier sind oberhalb 4900 m Moränenzüge ausgebildet, die von Steinreihen sehr schön nachgezeichnet werden. Aufgrund der Luftbildstudien sind bei LUL2 weitere Wälle zu erkennen.

Die Topographie der Westseite wirkt im Gegensatz zu der Ostseite weniger unruhig. Hier sind grössere Wälle ausgebildet, die alle zwischen 4750-5250 m liegen (LUL3). Talwärts verlaufende Wälle werden als frühere Seitenmoränen interpretiert (LUL4).

Es kann kein Zweifel sein, dass der nur ca. 50 km südlich des Cordón de Pular liegende Vulkan Llullaillaco ebenfalls eine grössere Vergletscherung getragen hat. Durch Vulkanausbrüche freigesetzte Wassermengen dürften die Moränen aber stark überprägt haben. Heute werden die erhaltenen Wälle durch periglaziales Hangfliessen langsam hinterfüllt und überflossen.



Figur 32: Kartierung der jungquartären Moränen am Volcán Lullailaco (Raster in Kilometern). Die Legende ist in Figur 13 angegeben. Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.

6.8 Testgebiete zwischen 25°-27°S

Zwischen 25°-27°S quert die Südamerikanische Trockendiagonale die Andenwestkordillere. Dieser Abschnitt ist schwer zugänglich und im Gelände noch nicht untersucht worden. Anhand von Luftbildinterpretationen konnten an den Bergen in diesem Abschnitt keine deutlichen Vergletscherungsspuren gefunden werden.

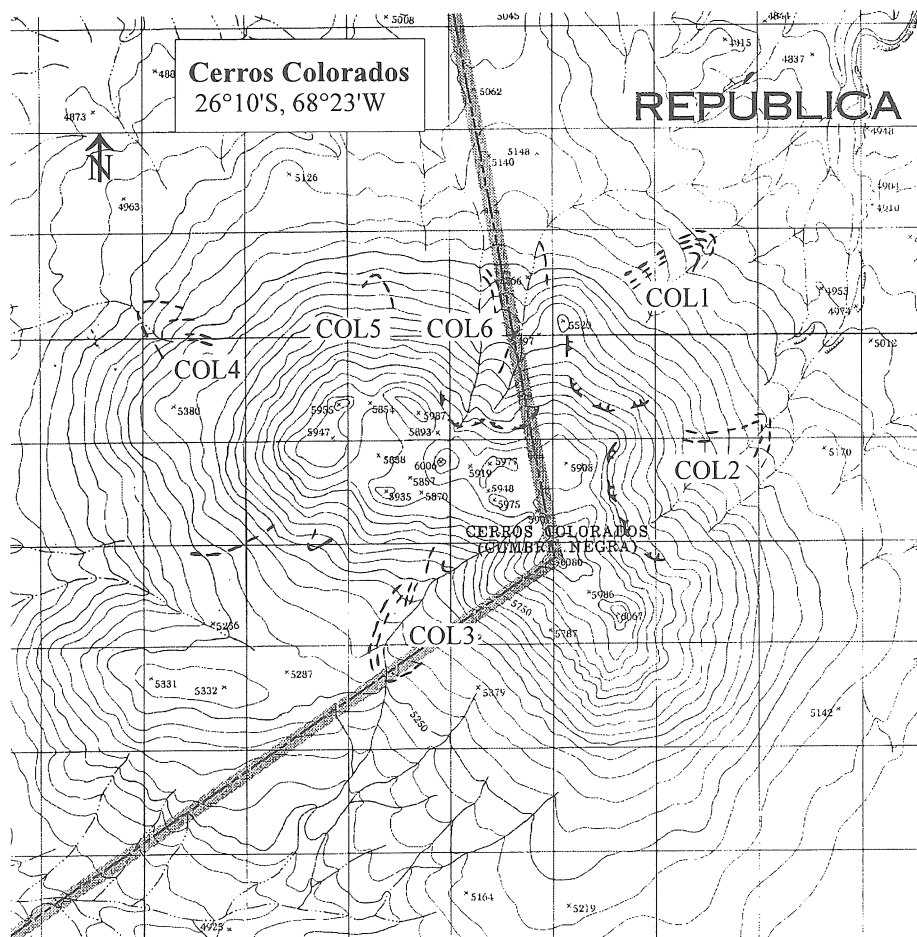
als das Quartär, denn ehemalige Krater im mittleren und westlichen Teil des Gebirges sind stark verwittert.

6.8.1 Cerros Colorados (26°10'S, 68°23'W)

Die Cerros Colorados bilden einen markanten Grenzberg zu Argentinien. Das Massiv besteht aus mehreren, alten Vulkangipfeln, deren Krater z.T. noch erhalten sind. Der Vulkanismus ist mit grosser Wahrscheinlichkeit älter

Die jungquartäre Vergletscherung

Eine Reihe von Indizien deuten an den Cerros de Colorados auf frühere Vergletscherung hin: Wallformen, die alle zwischen 5000-5250 m liegen, U-förmige Talungen wie karförmige Kessel, welche die Bergflanken bei COL1 und COL2 überprägen (Figur 33). Bei COL2 hebt sich das vermutete Gletscherbett zudem durch seine hellere Verfärbung von der Umgebung ab. Schwach erkennbare Wälle liegen auf rund 5000 m bei beiden Einzugsgebieten.



Figur 33: Kartierung der möglichen jungquartären Moränen an den Cerros de Colorados (Raster in Kilometern). Die Legende ist in Figur 13 angegeben. Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.

Auf der Südwest-Seite liegt nordwestlich des Gipfels Pkt. 6080 ein grosses Einzugsgebiet mit einer deutlichen U-Talform (COL3). Auf dessen rechter Seite setzen oberhalb 5500 m markante Verfärbungsunterschiede am Hang ein. Sie gehen in einen Wall über, der ab 5300 m eine schliessende Form beschreibt. Diese markante Verfärbung läuft über Anstehendes, wobei unterhalb dieser Grenze das Gestein hell ist und wesentlich frischer wirkt als die darüberliegenden Partien. Da genau in der Fortsetzung dieser Verfärbungslinie der Wall beginnt, könnte dies als die Obergrenze eines ehemaligen Gletscherniveaus interpretiert werden. Deutliche Wallformen zu diesem Einzugsgebiet sind nicht erhalten. Verfärbungen im Gelände lassen aber einen möglichen Endstand eines früheren Gletschers auf ca. 5250 m auf der rechten Seite des Gerinneverlaufs vermuten. Auch auf der Nordseite des Gebirges zeichnen bei COL4 bis COL6 schwach ausgeprägte Rücken vermutlich frühere Gletscherloben nach.

Die Lage der Gleichgewichtslinie

Die Angaben für die GWL der Einzugsgebiete COL1 und COL2 sind mit Vorsicht zu interpretieren, da aus dem Luftbild-Befund ein mögliches Gletscherbett nicht eindeutig abgegrenzt werden kann (Tabelle 20). Auch bei den Angaben zu den vermuteten Seitenmoränen-Ansätzen ist aus dem Luftbild nicht mit letzter Sicherheit zu entscheiden, ob es sich noch um einen Moränenwall oder eine durch das ehemalige Gletscherbett hervorgerufene

Verfärbung handeln könnte. Aufgrund der AAR und der vermuteten SM-Ansätze liegt die GWL am Cerros Colorados zwischen 5300 m und 5500 m. Nach der Methode Louis (siehe Kapitel 3.2.1) ergibt dies eine GWL-Höhe zwischen 5300 m und 5400 m, was ebenfalls in diesen Bereich fällt.

Nr.	Exp.	SM-Ansatz	GWL	EM
COL1	NE	-	5300 m?	5000 m?
COL2	NE	5400 m?	5450 m?	5150 m?
COL3	SW	5500 m?	-	5250 m?
COL4	SW	-	-	5250 m?
COL5	NW	-	-	5050 m?
COL6	N	-	-	5100 m?

Tabelle 20: Übersicht der möglichen Gletschersysteme an den Cerros Colorados (26°10'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben.

Es bleibt unklar, ob die Cerros Colorados auch zum Zeitpunkt der letzten Vereisung im Kernbereich der Trockendiagonale lagen. Geringer Niederschlag in früheren Feuchtphasen könnte früher verantwortlich gewesen sein, dass sich nur kalte Gletscher ausgebildet haben. Entsprechend fehlen heute morphologisch deutlich erkennbare Moränenwälle wie an dem 200 km nördlicher gelegenen Cordón de Pular oder an dem 90 km südlicher gelegenen Massiv Tres Cruces.

6.9 Testgebiete zwischen 27°-28°S

Südlich von 27°S sind an den untersuchten Bergen wieder deutliche Moränen in den Luftbildern erkennbar. Neben kleineren Vergletscherungen konnten Spuren ausgedehnter Vereisungen festgestellt werden, die zeitlich vor die Eem-Warmzeit anzusetzen sind. Sie werden detailliert vorgestellt.

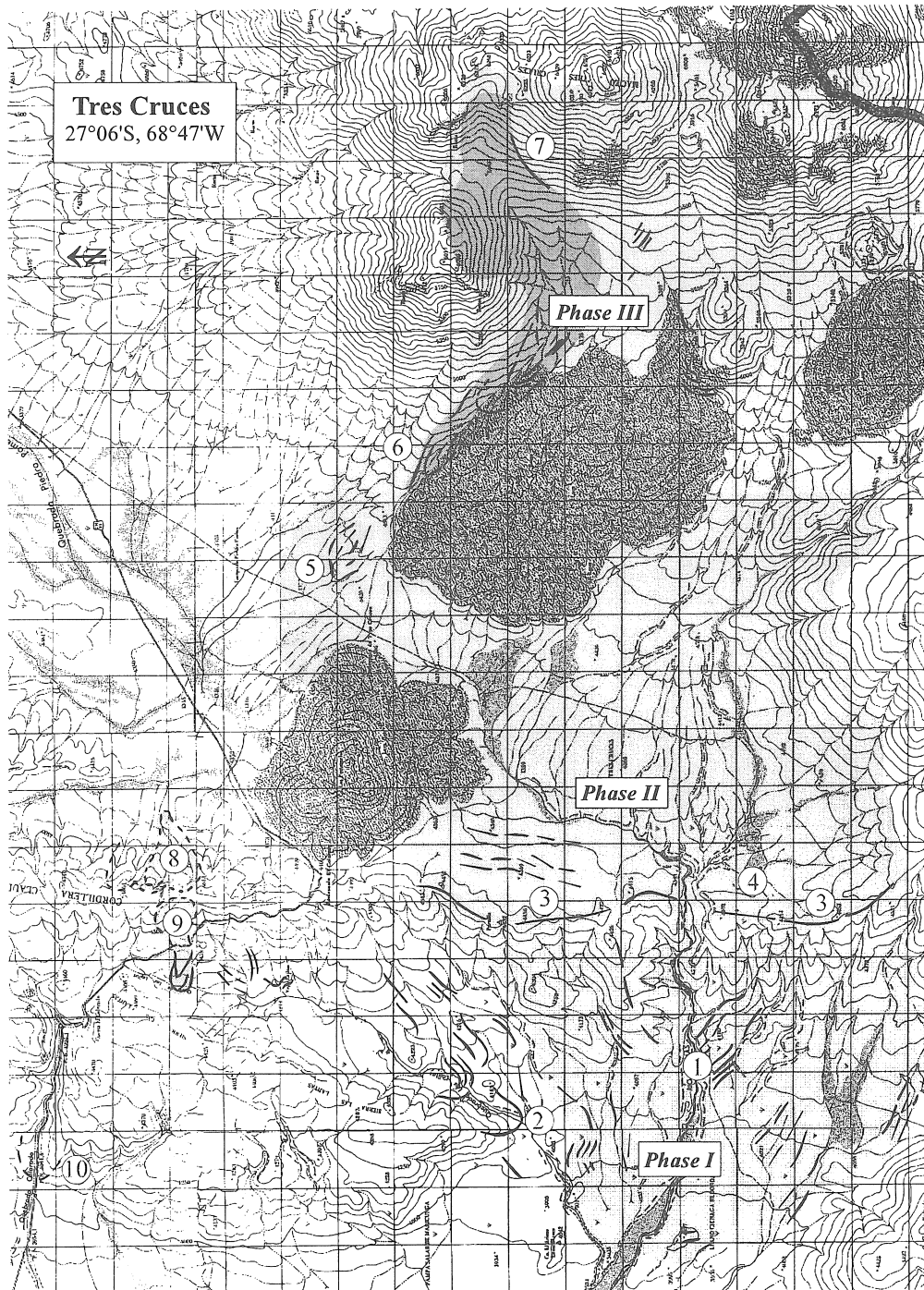
6.9.1 Massiv Tres Cruces (27°06'S, 68°47'W)

Auf rund 27°S verläuft die Andenkette auf über 50 km von West nach Ost. Den westlichen Abschluss dieser quer zum allgemeinen Andenstrang streichenden Gebirgskette bildet das Tres Cruces Massiv. Charakteristisch sind seine drei Gipfel, die von Westen her gut erkennbar sind. Das Tres Cruces Gebirge ist ein pleistozänes Vulkanmassiv, die ausgeflossenen Lavaströme sind z.T. deutlich erhalten.

Brüggen (1928) beschrieb als einziger Spuren einer früheren Vergletscherung. Er erkannte die mächtige Endmoräne auf der Westseite des Gebirges, die den Llano Tres Cruces abschliesst. Auf dieser Seite fanden auch unsere Untersuchungen im Gelände statt.

Die jungquartäre Vergletscherung

Die untersten, im Gelände gesicherten Hinweise für einen ehemaligen Gletscher befinden sich in der Quebrada Rio Lamas, wo dunkle, basaltische Blöcke vom Eisstrom abgesetzt wurden (1 in Figur 34). Einen Vorstoss bis auf 4000 m belegt ein im Luftbild gut erkennbarer Endmoränenstand am Ausgang der Quebrada Las Lolitas (2). Auf rund 4400 m schliesst ein mehrere Kilometer langer Endmoränenwall das dahinterliegende Becken des Llano Tres Cruces ab (3). Auf ihm liegen viele Blöcke unterschiedlicher Lithologien mit Schliiffspuren. Auf der Innenseite des Walls deuten Verfärbungsniveaus auf Schwankungen einer ehemaligen Wasserfläche hin. Dies bestätigen z.T. direkt auf der Oberfläche liegende, zerbrochene Travertinlagen, die nach dem Gletscherrückzug gebildet wurden. Mehrere, ca. drei Meter tiefe Profile wurden vom Beckenrand bis in die Endmoräne hinein ausgehoben (4) (Koord. 27°05.150'S, 68°55.600'W): Das Liegende wird im Becken durch nach oben feiner werdendes Grobkies gebildet. In diffusum Übergang folgen gegen die Oberfläche zu Sinterablagerungen von in situ verwitterten Feldspäten.



Figur 34: Kartierung der jungquartären Vergletscherungen auf der Westseite des Tres Cruces Massiv (Raster in Kilometern). Die Legende ist in Figur 13 angegeben. Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.

Gegen die Endmoräne hin verkeilen sich diese mit den *flow-till* Strukturen des Endmoränenwalls. Unmittelbar vor dem Gebirgsmassiv liegen noch in der Ebene verwaschene Moränen (5). Oberhalb davon endet am Ausgang eines nordwestwärts verlaufenden Tales auf 4550 m ein Endstand einer deutlich jüngeren Vergletscherung (6).

Die Moränen sind markant ausgebildet und werden von den am ehemaligen Eisrand heruntergefallenen Steine gesäumt. Aufgrund des morphologischen Vergleiches liegt zwischen dieser jüngsten Vergletscherung und den älteren Ständen eine grosse Zeitspanne. Weitere Stände aus dieser jüngsten Vergletscherungsphase befinden sich oberhalb

4800 m. Ein markanter Wall liegt zwischen 5500-6000 m auf der orographisch linken Seite des Kars (7). Er markiert wahrscheinlich ein ehemaliges Eisniveau des Kar-gletschers. Nördlich des Tres Cruces Massiv befindet sich das auf dieser Breitenlage ca. 4700 m hohe Claudio Gay Gebirge. Sowohl auf der Ost- wie Westseite sind schöne Kare ausgebildet (8, 9). Die alte San Francisco-Passstrasse durchquert dabei die Seitenmoränen eines ehemaligen Einzugsgebietes (9). Am Eingang zur Quebrada Colorada sind zudem auf 4100 m glaziale Till-Sequenzen eines Gletschervorstosses aufgeschlossen (10).

Auf der Westseite des Tres Cruces Gebirges muss es mindestens drei grössere Vergletscherungen gegeben haben. Der älteste Vorstoss (*Phase I*, siehe Figur 34) stiess weit gegen den Salar Maricunga vor, wie Befunde am Claudio Gay Gebirge (10) und der Quebrada Rio Lamas und Las Lolitas (1, 2) zeigen. Eine nachfolgende Vergletscherung (*Phase II*) schüttete den mächtigen Wall am nördlichen Ende des Becken Llano Tres Cruces (3). U/Th-Analysen an Sinterablagerungen von verwitterten Feldspäten ergaben für diese Vergletscherung ein Alter von $\geq 139 \pm 4$ kyr (mündliche Mitteilung M.Geyh). Dies ist ein erstmaliger Hinweis auf Vergletscherungen vor der Eem-Warmzeit in diesem Raum. Wesentlich jüngere Stände (*Phase III*) befinden sich in unmittelbarer Nähe des Berges selber (6). Sie gehören zu den nördlichsten, gegen die Trockendiagonale hin gefundenen frischen Moränen-spuren. Sie können mit zunehmender Ausprägung bis 29°S (Encierro-Tal), dem südlichsten Testgebiet, verfolgt werden.

Die Lage der Gleichgewichtslinie

Exp.	SM-Ansatz	GWL	EM	Kommentar
W	-	<4400 m	4000 m?	<i>Phase I</i> ⁽¹⁾
W	4450 m	4450 m	4400 m	<i>Phase II</i> ⁽²⁾
SW	-	5300 m	4550 m	<i>Phase III</i>

Tabelle 21: Übersicht der jungquartären Gletschersysteme an der Westseite des Tres Cruces Massiv (27°06'S). Die Legende ist Tabelle 8 angegeben. Für die Phase I und Phase II kann die ehemals vergletscherte Fläche nur äusserst grob angegeben werden (siehe Figur 34). Dank einem kleinen Einzugsgebiet in der Cordillera Claudio Gay (Nr. 9 in Figur 34), welches zeitgleich zu setzen ist mit der Vergletscherung der Phase II am Tres Cruces, ist eine sehr genaue GWL-Angabe möglich.

(1) unsichere Gletscherbeuabgrenzung, GWL nur grober Annäherungswert

(2) dank einem Einzugsgebiet in der Cordillera Claudio Gay (Nr. 9 in Figur 34) sehr genaue GWL-Angabe möglich mittels Flächenberechnung (AAR 0.67) und Seitenmoränenansätzen. Die GWL der jüngsten Vergletscherungsphase (*Phase III*) kann mit den südlich anschliessenden Testgebieten verglichen werden.

Die GWL ist für die älteste erkennbare Vergletscherung (*Phase I*) nur grob abschätzbar und ungenau (Tabelle 21). Für die Vergletscherungen der *Phase II* und *III* kann dank klar abgrenzbaren Einzugsgebieten ein sehr genauer Wert angegeben werden. Es wird dabei ange-

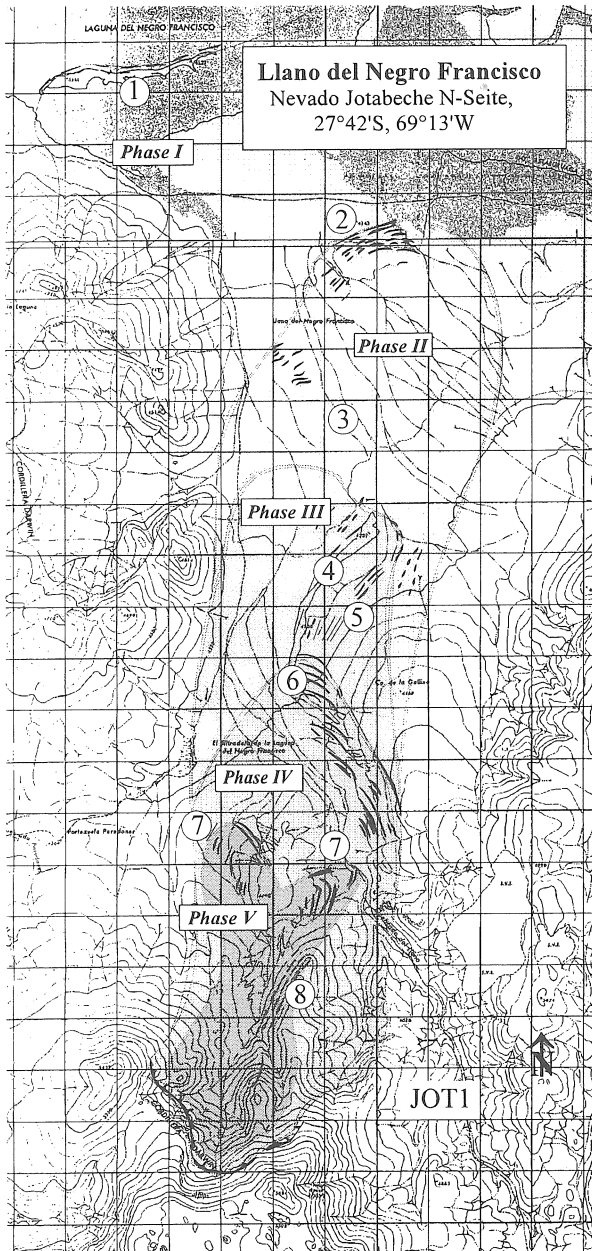
nommen, dass die Vergletscherung im Claudio Gay-Gebirge (9) zeitgleich war mit der *Phase II* am Tres Cruces (siehe Figur 34).

6.9.2 Nevado Jotabeche (27°42'S, 69°13'W)

Rund 60 km südlich des Tres Cruces Massiv liegt der Nevado Jotabeche. Er ist eine freistehende Massenerhebung, die den Abschluss einer rund 15 km langen Gebirgskette (Cordón Yeguas Heladas) bildet. Der Nevado Jotabeche besteht aus einer abgeflachten Kuppe mit Karformen und weist allseitig Vergletscherungsspuren auf. Neben jüngeren Vergletscherungen ist das Ausmass einer alten Vereisung auf der N-Seite des Gebirges beeindruckend. Das mächtige Kar ist von der Zufahrtsstrasse von Norden her schon von weitem sichtbar. Die Vergletscherungsspuren auf der Nordseite werden im folgenden erläutert (Figur 35):

Den maximalen, noch erkennbaren Stand bildet mit grösster Wahrscheinlichkeit die Halbinsel in der Laguna del Negro Francisco (1). Sie dürfte als Endmoräne des von Süden vorstossenden Gletschers geschüttet worden sein, was ihre morphologische Form gut erklären würde. Auffallend ist die Vielzahl an unterschiedlichen Lithologien auf der Insel. Weiter südlich befindet sich im Llano del Negro Francisco bei Pkt. 4143 ein weiterer Stand (2). Bei (3) fällt die Anordnung von zahlreichen Steinkränzen auf. Die breite Sanderebene wird von einem rund drei Kilometer langen SW-NE-streichenden Hügelkamm zweigeteilt (4). Teilweise besteht dieser Rücken aus anstehendem Felsen. Er muss in der Rückzugsphase des Gletscher eine Mittelmoräne gebildet haben. Auf der rechten Kammseite des Hügels liegen zahlreiche Blöcke mit Schliftspuren (Tafel VI), am gegenüberliegenden Hang zeichnen terrassenartige Niveaus den ehemaligen Eisstand nach (5). Moränen biegen talwärts ein und deuten auf einen weiteren Endstand des Gletschers hin. Bei der Lokalität El Filtradero de la Laguna del Negro Francisco (4250 m) biegen auf der rechten Seite ganze Staffeln von Endmoränen in die Ebene hinein (6). Sie sind nur hier erhalten, da ihre Stirn durch die fluviatile Aktivität vollständig weggespült worden ist. Die mächtige Sanderebene endet hier, man nähert sich nun über zwei sich weiter oben vereinigende Täler dem mächtigen Kar. Am Ausgang der erwähnten Täler liegen zahlreiche Endmoränen einer deutlich jüngeren Vergletscherung (7). Die Kammformen sind noch gut erhalten und werden von Steinreihen gesäumt. Gegen das Kar zu sind am Hang, der die Verlängerung der rechten Karseite bildet, Verfärbungen von mindestens vier verschiedenen hohen Eisniveaus gut erkennbar (8).

Auch auf der West- wie Ostseite sind deutliche Moränensysteme ausgebildet, die der jüngsten Vergletscherung am Berg zuzuordnen sind. Auf der Westseite sind in der Quebrada Yeguas Heladas Moränen bis auf 3950 m nachweisbar. Jüngere Moränen liegen auf 4350 m. In SE-Exposition ist ein deutlicher Stand auf 4550 m ausgebildet, während in der Südexposition nur noch ein grosses Kar erhalten ist.



Die alten Vergletscherungen am Nevado Jotabeche bestätigen die Befunde am Tres Cruces-Gebirge. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass zur Zeit der maximalen Ausdehnung das gesamte Negro Francisco-Becken durch die umgebenden Gebirge vergletschert gewesen war. Auf der N-Seite des Nevado Jotabeche vermuten wir fünf verschiedene Gletscherstände (Figur 35, *Phasen I-V*). Die jüngste Vergletscherung am Nevado Jotabeche entspricht nach morphologischen Kriterien ebenfalls der jüngsten Vergletscherung am Tres Cruces Gebirge. Ihre Ausprägung nimmt nach Süden bis zum südlichsten Testgebiet (Encierro-Tal) zu. Die GWL dieser jüngsten Vergletscherung liegt am Nevado Jotabeche bei ca. 4750 m (Tabelle 22).

Nr.	Exp.	SM-Ansatz	GWL	EM
JOT1	N	-	4750 m	4300 m
JOT2	SE	4750 m	4750 m	4550 m
JOT3	W	4750 m	4700 m	4350 m

Tabelle 22: Übersicht der Gletschersysteme der jüngsten Vergletscherungsphase am Nevado Jotabeche (27°42'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben.

Figur 35: Kartierung der jungquartären Vergletscherung auf der N-Seite des Nevado Jotabeche (Raster in Kilometern). Die Legende ist in Figur 13 angegeben. Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.

6.10 Testgebiete zwischen 28°-29°S

Weite Teile dieses Abschnittes bilden das Einzugsgebiet der grossen Flusssysteme, welche am Fuss der Anden als Rio Copiapó zusammenfliessen. Es wird hier die aktuelle und jungquartäre Vergletscherung des Cerro del Potro und eine kleinere Talvergletscherung an den Cerros de Caserones beschrieben.

6.10.1 Cerro del Potro (28°23'S, 69°38'W)

Sowohl auf der chilenischen wie auf der argentinischen Seite sind mächtige Täler ausgebildet. Der eigentliche Cerro del Potro ist gegen Norden durch steil abfallende Felswände begrenzt, während die SE-Seite ohne grosse Steilstufen ins Rio Blanco-Tal nach Argentinien ausläuft (Figur 37). Die Kuppe des Berges bildet ein flaches Gipfel-Plateau (höchster Punkt 5864 m), welches heute vergletschert ist. Dieser Gletscher ist SE-exponiert und fliesst ins Rio-Blanco Tal. Die meisten Täler weisen eine glaziale Überprägung auf.

Die rezente Vergletscherung am Cerro del Potro

Der Gletscher fliesst nach SE auf die argentinische Seite, wo zwei kleinere Lappen bis 4800 m hinunterreichen (Figur 37). Nur im Bereiche einer Gefällsverteilung im Rio Blanco Tal (POT2) sind klare Fließstrukturen zu erkennen. Teilweise ist der Gletscher am Rande in Penitentes aufgelöst. Vergleicht man Luftbilder aus den Jahren 1955 und 1983 miteinander, so hat sich die vereiste Fläche wenig verändert. Nur gegen das Rio de los Helados-Tal (POT1) zog sich der Gletscher ca. 100 m zurück. Hier verlor der Gletscher in 28 Jahren rund 2,5% seiner Gesamtfläche. Mit grösster Wahrscheinlichkeit erfolgt der Massenrückgang vor allem durch Sublimation.

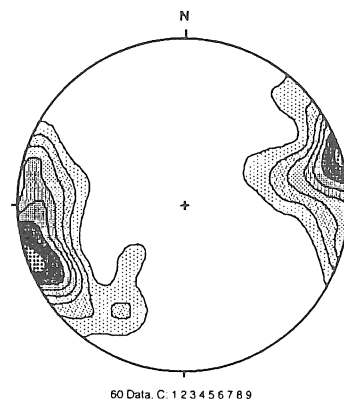
Die aktuelle GWL liegt anhand der Teilungsverhältnisse 4:1 bzw. 2:1 zwischen 5250-5400 m. Dieser Wert ist mit Vorsicht zu interpretieren, da angenommen werden muss, dass die Gletscherfläche je nach Verhältnissen als Gesamtes ein Akkumulations- oder Ablationsgebiet bildet (siehe Kapitel 3.1.3).

Die jungquartäre Vergletscherung

Vier grössere Talgletscher flossen vom Gipfelplateau des Cerro del Potro weg. Davon wurde das Tal Rio de los Helados (POT1) im Felde begangen (Figur 37). Ein unterster Moränenstand endet auf ca. 3700 m, gefolgt von deutlicheren Endmoränenwällen eines nachfolgenden Vorstosses. Die dazugehörige, orographisch linke Seitenmoräne lässt sich mehrere Kilometer talaufwärts verfol-

gen. In diesem flach ausgebildeten Talabschnitt hat der Bach einen grösseren Aufschluss freigelegt (Koord. ca. 28°18'S, 69°36.108'W): Die Situmetrie der gemessenen Klasten konzentriert sich dabei auf zwei entgegengesetzte Flächenpole (Figur 36). Nach Hambrey (1994) entspricht dies einem *melt-out-till*, welcher Teil einer Grundmoräne bildet.

Im hinteren Talbereich liegt auf 4100 m ein mächtiger *Roche Moutonnée*. Danach führt das Tal über mehrere Steilstufen zum Gipfelplateau des Cerro del Potro. Die höchsten, erkennbaren Seitenmoränenansätze liegen dabei auf 4700 m.

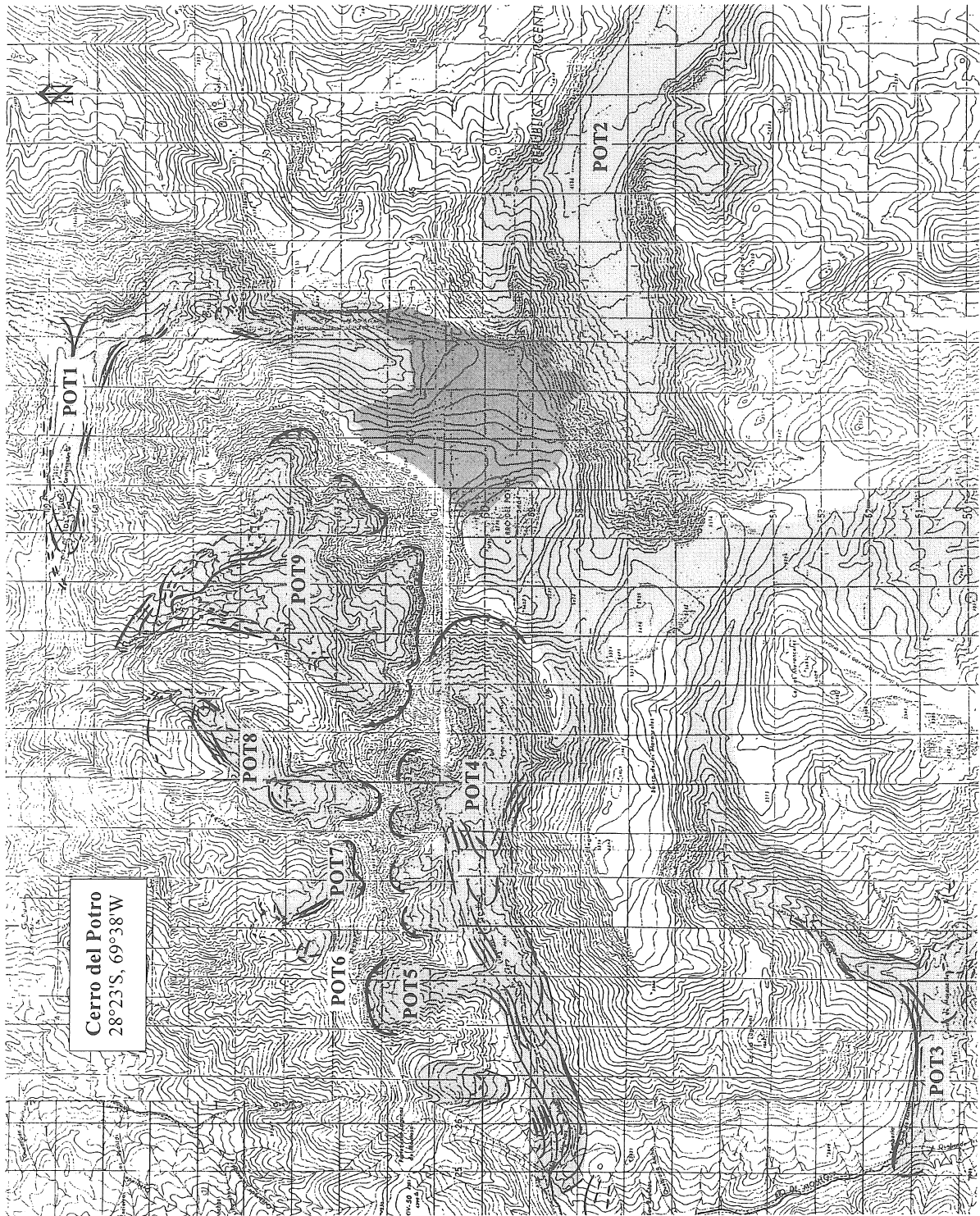


Figur 36: Situmetrie eines Aufschlusses im Rio de los Helados-Tal (Koord. 28°18'S, 69°36.108'W). Anhand der Verteilung ist auf eine Fliessrichtung des Eises von ENE nach WSW und umgekehrt zu schliessen. Mit der Karte (Figur 37) kann die Fliessrichtung von W nach E herausgelesen werden.

In den Tälern POT2-4 sind in den Luftbildern die Spuren der früheren Talvergletscherungen noch deutlich erkennbar. Die grösste Vergletscherung muss nach Osten auf die argentinische Seite geflossen sein (POT2). Hier ist gegen das Gipfelplateau das grösste Kar am Cerro del Potro ausgebildet.

Viele Endstände liegen im Laguna de Montosa-Tal (POT4). Der unterste Stand reicht mindestens bis auf 3500 m hinunter und bildet die tiefstgelegenen, im Luftbild erkennbaren Endmoränen im Gebiet.

Mehrere kleinere Karvergletscherungen (POT5-9) liefern gute Hinweise zur Bestimmung einer GWL am Cerro del Potro. Gerade auf der Nordseite des Gipfelplateaus ist anzunehmen, dass die Kargletscher nicht von der Plateauvergletscherung des Gipfels gespiesen wurden.



Figur 37: Kartierung des heutigen Gletschers und der jungquartären Vergletscherungen am Cerro del Potro (Raster in Kilometern). Die Legende ist in Figur 13 angegeben. Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.

Die Lage der Gleichgewichtslinie

Trotz deutlichen Vergletscherungsspuren eignen sich die grossen Täler schlecht für eine Bestimmung der GWL. Der Grund liegt in der unklaren Abgrenzung der Einzugsgebiete sowie in der Topographie des Gletscherbettes, welches oft Steilstufen aufweist.

Klar definierte Einzugsgebiete haben die kleineren Seitental- bzw. Karvergletscherungen POT5-9 (Tabelle 23). Sie zeigen gut übereinstimmende Werte:

Nr.	Exp.	SM-Ansätze	GWL	EM
POT1	N	-	-	3700 m
POT2	E	-	-	⁽¹⁾
POT3	SE	-	-	3600 m
POT4	W	-	-	3500 m
POT5	S	4350 m	4350 m	4100 m
POT6	N	-	4450 m	4350 m
POT7	NNW	-	4350 m	4250 m
POT8	N	-	4300 m	3650 m
POT8	N	>4300 m	4350 m	4000 m
POT8	N	-	4450/4500 m	4350 m
POT9	N	-	4350 m	3650 m
POT9	N	-	4450 m	4250 m

Tabelle 23: Übersicht der jungquartären Gletschersysteme am Cerro del Potro (28°23'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben. (1) Von der argentinischen Seite waren keine Luftbilder erhältlich. In Ostexposition wird die grösste jungquartäre Talvergletscherung am Cerro del Potro vermutet.

Die tiefste GWL von 4300/4350 m kann auch für die untersten Stände der grossen Talvergletscherungen angenommen werden. Diese sind morphologisch ähnlich und liegen maximal 150 m tiefer. Dank der kleineren Einzugsgebiete konnten mehrere GWL-Höhen berechnet werden.

Die grossen Talvergletscherungen gleichen morphologisch der Vergletscherung des Encierro-Tales (siehe Kapitel 6.11).

6.10.2 Cerro de Caserones Sur (28°12'S, 69°30'W)

Die Cerros de Caserones liegen rund 25 km nördlich des Cerro del Potro. Sie bilden eine Nord-Süd-verlaufende Gebirgskette mit drei Hauptgipfeln. Das Massiv entwässert in das grossräumige Einzugsgebiet des Rio Copiapó. Am Südgipfel des Massivs sind in der Quebrada Mondaquita Moränen einer Talvergletscherung ausgebildet. Diese ist im Luftbild in einer NNE-Orientierung auf rund 12 km zu verfolgen. Sie ist in die gleiche Zeit zu setzen wie die ehemaligen Vergletscherungen am Cerro del Potro oder im Encierro-Tal. Die GWL der Vergletscherung in der Quebrada Mondaquita liegt zwischen 4300-4400 m. Eine erste Auswertung dieser Lokalität erfolgte durch Veit (1994), der eine GWL von 4375 m dafür berechnete.

6.11 Testgebiete auf 29°S

Auf dieser Breitenlage ist die Talvergletscherung des Encierro-Tales deutlich ausgeprägt. Veit (1994), der als erster dieses Tal kartierte, misst ihm als Typlokalität für die Glazialgeschichte des Norte Chico einen wichtigen Stellenwert bei. Das Encierro-Tal ist unser südlichstes Testgebiet und befindet sich ausserhalb der tropischen Zirkulation im Einflussbereich der Westwinde.

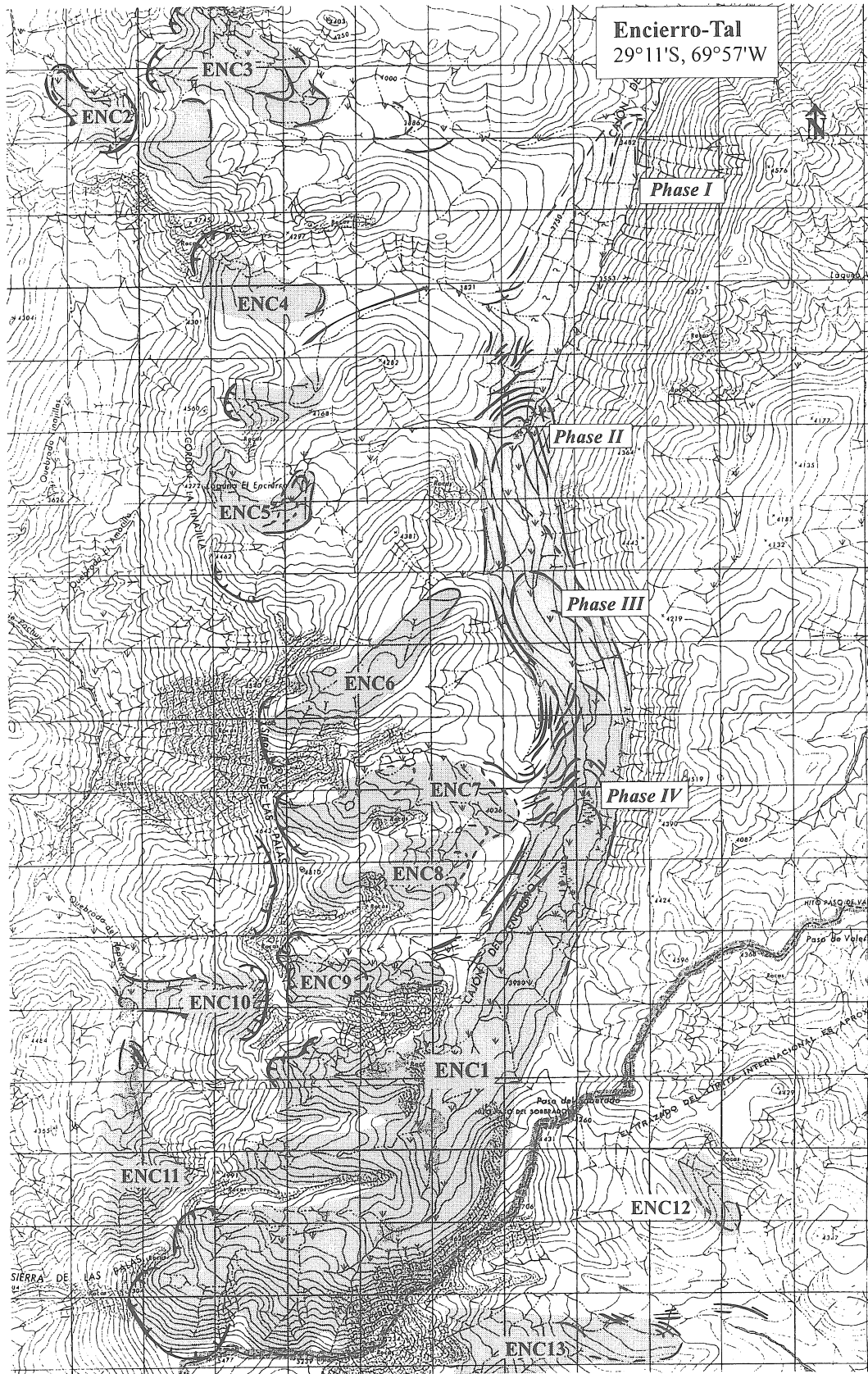
6.11.1 Encierro- und Valeriano-Tal (29°11'S, 69°57'W)

Grossräumig liegen diese Hochtäler in der ab 27°S vereint verlaufenden West- und Ostkordillere. Sie entwässern in den Huasco-Fluss, der vor Vallenar aus dem Gebirge in die Küstenebene fliesst. Nach Westen zu wird das Encierro-Tal durch eine erste ca. 5000 m hohe Gebirgskette begrenzt. Sie bildet das Einzugsgebiet der Talvergletscherung. Gegen Osten trennt ein niedrigerer Gebirgskamm das Encierro- vom Valeriano-Tal, bevor östlich davon der eigentliche Andenhauptkamm auf über 6000 m ansteigt.

Die jungquartäre Vergletscherung

Spuren einer rund 20 km langen alten Vereisung enden auf 3450 m (Figur 38) (Phase I, von Veit 1994 als A-Moränen bezeichnet). Die Endmoränen sind im Gelände nur schwach zu erkennen. Das ehemalige Gletscherbett ist von einer Buschvegetation bedeckt, welche das Eisniveau auf der orographisch linken Seite deutlich nachzeichnet.

Rund vier Kilometer talaufwärts enden die Spuren der jüngeren, frisch ausgeprägten Talvergletscherung des Encierro-Tals, die Veit (1994) B-Moränen nennt: Eine Staffel von markanten Zungenwällen lässt sich morphologisch deutlich abgrenzen (Phase II). Die dazugehörige Seitenmoräne durchläuft das ganze Encierro-Tal und hebt sich scharf nach oben ab. Ein deutlicher Endstand weiter talaufwärts belegt einen erneuten Gletschervorstoss (Phase III). Der letzte, im Haupttal erkennbare Vorstoss endet auf 3800 m (Phase IV, bei Veit 1994 als C-Moränen bezeichnet). Orographisch links liegt eine starke Massierung von taleinwärts liegenden Moränen, während periglaziale Aktivität die rechte Seite stark verwaschen hat.



Figur 38: Kartierung der jungquartären Vergletscherung des Encierro-Tals (Raster in Kilometern). Die Legende ist in Figur 13 angegeben. Der Abdruck der topographischen Karte erfolgt mit freundlicher Genehmigung des IGM, Santiago.

Gegen das Kar hin sind im Haupttal keine Moränen mehr vorhanden. Spuren von jüngeren Karvergletscherungen finden sich aber im Cordón La Tinajilla bzw. in der Sierra de las Palas, welche das Encierro-Tal orographisch links begrenzen. Deutliche Vergletscherungsspuren sind hier auf der Ostseite ausgeprägt, während sie in der West-Exposition kaum vorhanden sind.

Das benachbarte Valeriano-Tal weist wenig deutliche Spuren einer Talvergletscherung auf. Dieser Umstand erstaunt insofern, als dass das Valeriano-Tal aufgrund der W-Exposition seines Kars, das zudem auch wesentlich höher liegt, für eine Ausbildung einer grossen Talvergletscherung geradezu prädestiniert wäre.

Die Lage der Gleichgewichtslinie

Nr.	Exp.	SM-Ansatz	GWL	GWL nach Veit (1994)	EM
ENC1	NE	-	3900/3950 m (<i>Phase I</i>)	<4150 m (A-Moränen)	3500 m
ENC1	NE	-	4000 m (<i>Phase II</i>)	4375 m (B-Moränen)	3650 m
ENC1	NE	-	4150 m (<i>Phase III</i>)	-	3750 m
ENC1	NE	-	4250 m (<i>Phase IV</i>)	4500 m (C-Moränen)	3850 m
ENC2	NW	4250 m	4250 m	-	4150 m
ENC3	SE	-	4050 m	-	3850 m
ENC3	SE	-	4150 m	-	4000 m
ENC4	SE	-	4050 m	-	3850 m
ENC5	SSE	4150 m	4150 m	-	4000 m
ENC6	NE	-	4150 m	-	3950 m
ENC7	E	-	4150 m	-	3950 m
ENC8	NE	-	4250 m	-	4050 m
ENC9	E	-	4400 m	-	4300 m
ENC10	W	4200 m	4200 m	-	3950 m
ENC11	N	-	4300 m	-	4100 m
ENC12	SE	-	4150 m	-	4000 m
ENC13	E	-	4250 m	-	4000 m

Tabelle 24: Übersicht der einzelnen jungquartären Gletschersysteme im Encierro-Tal, Sierra de las Palas bzw. Córdon de Tinajilla (29°11'S). Die Legende ist in Tabelle 8 angegeben.

Die GWL der frisch erhaltenen Encierro-Vergletscherung (*Phase II*) liegt auf rund 4000/4050 m (Tabelle 24). Ihr Ansteigen lässt sich ebenfalls anhand der Seitentäler auf 4150 m (*Phase III*), 4200/4250 m (*Phase IV*) bis auf 4400 m (ENC9) verfolgen.

Zeitliche Einordnung

Ein Gletschervorstoss der *Phase IV* überfuhr ein Moor, welches in Moräne eingewickelt. Die Datierung ergab ein Alter von 2600 yr BP (mündliche Mitteilung M.Geyh), das ein Maximalalter des jungholozänen Gletschervorstosses ergibt. Es bleibt die Frage der zeitlichen Einordnung des

Maximalvorstosses der *Phase II* im Encierro-Tal, dessen zeitgleiche Vorstösse nach morphologischen Kriterien bis 27°S verfolgt werden können. Veit (1994) orientiert sich für die Chronologie des Encierro-Tales an den Seehochständen auf argentinischer Seite bei 27°44'S (siehe Kapitel 4.2.3). Für den maximalen Encierro-Vorstoss (*Phase I* in dieser Arbeit) schlägt er ein Alter $\geq 30'000$ yr BP vor, während er für die frischen Encierro-Moränen (*Phase II* in dieser Arbeit) ein Alter um 15'000 yr BP vermutet. In Anbetracht der deutlichen Gletschervorstösse in der Seenregion Südchiles um 21'000 yr BP und früher (siehe Kapitel 4.2.3) können die Moränen der *Phase II* unserer Meinung nach auch älter sein.

7 Paläoklimatische Schlussfolgerungen

Das heute weitgehend unvergletscherte Untersuchungsgebiet in der Westkordillere Nordchiles (18° - 29° S) war im Jungquartär zeitweise sehr stark vergletschert. Nach morphologischen Kriterien hebt sich in einem nördlichen (18° - 25° S) wie südlichen Abschnitt (27° S- 29° S) aus mehreren Moränenständen ein gut ausgebildetes Stadium heraus. An diesem wurde die Gleichgewichtslinie berechnet (Figur 39).

Zur Zeit bleibt offen, ob die Stände im mittleren Abschnitt (25° - 27° S) mit jenen im Norden und Süden korreliert werden dürfen. Feldbegehungen sind ausstehend, und im Luftbild gibt es nur schwache Hinweise auf Vergletscherungsspuren. Das erstaunt nicht, denn in diesem Abschnitt quert heute wie früher die Südamerikanische Trockendiagonale, welche hier als Zone des geringsten Niederschlages verstanden wird, die Anden.

Im folgenden werden die Verläufe der Gleichgewichtslinien im Untersuchungsgebiet zuerst von Norden und danach von Süden gegen die Trockendiagonale hin diskutiert und anschliessend in einem Fazit zusammengefasst.

Nördlicher Untersuchungsraum

Im nördlichen Abschnitt sind an vielen Bergen mindestens drei Vergletscherungsphasen erkennbar. Alte, verwaschene Stände deuten auf eine sehr weitreichende Vergletscherung hin. Etwas höher liegen deutlich ausgeprägte Moränen, welche innerhalb des nördlichen Abschnittes des Untersuchungsgebietes gut korrelierbar sind. Ohne weitere Angaben bezieht sich die Höhenangabe der GWL im folgenden auf diese Stände. An vielen Bergen sind zudem höher gelegene, jüngere Stände erkennbar, welchen eine GWL von 5000-5200 m zugeordnet werden kann.

Die Gleichgewichtslinie lag zwischen 18° S und $22^{\circ}30'$ S stets auf einer Höhe von 4700 m bis 4800 m mit sogar leicht sinkender Tendenz gegen Süden (Figur 39). Zwischen $22^{\circ}30'$ S und 24° S stieg die GWL um etwa 300 m an. Der GWL-Verlauf wies auch Schwankungen auf. Zwei grössere Massive (Volcán Aucanquilcha ($21^{\circ}13'$ S), Cerro Alto Toroni ($19^{\circ}45'$ S)) besaßen eine höher gelegene GWL. Dies ist erstaunlich, da die Bewölkung an grösseren Erhebungen generell früher im Verlaufe des Tages einsetzt (Ammann 1996) und dadurch günstige Voraussetzungen für eine tiefe GWL bieten würde. Dennoch erhielten die beiden Berge wahrscheinlich weniger Niederschlag. Beim Volcán Aucanquilcha ist dies wohl auf seine westliche Lage zurückzuführen. Im Gebiet des Cerro Alto Toroni deuten nach Ammann (1996) auch heutige Bewölkungsmuster auf geringere Niederschläge hin.

GWL-Höhen derselben Vergletscherung in verschiedenen Expositionen von 18° - 23° S ermöglichen interessante Vergleiche. Figur 40 zeigt den GWL-Verlauf ausgewählter Expositionen. Auffallend sind die GWL-Höhen in den SW- und W-Expositionen, welche meist 100-150 m tiefer liegen als in den NW-, N- und E-Expositionen. Während eine tiefere GWL in den Südlagen eindeutig strahlungsbedingt ist, scheint auch die Einstrahlung in der Westexposition gegenüber der NW- und E-Exposition verringert gewesen zu sein. Dies deutet auf eine starke sommerliche, konvektive Bewölkung am Nachmittag hin. Winterliche Niederschläge würden dagegen kaum einen Unterschied zwischen der West- und der Nordwestexposition hervorrufen. Niederschläge der Westwindzirkulation, verbunden mit sommerlicher Trockenheit, sind daher als Erklärung für den Verlauf der GWL der unteren, klar erkennbaren Stände der Westkordillere zwischen 18° S und 24° S kaum in Betracht zu ziehen.

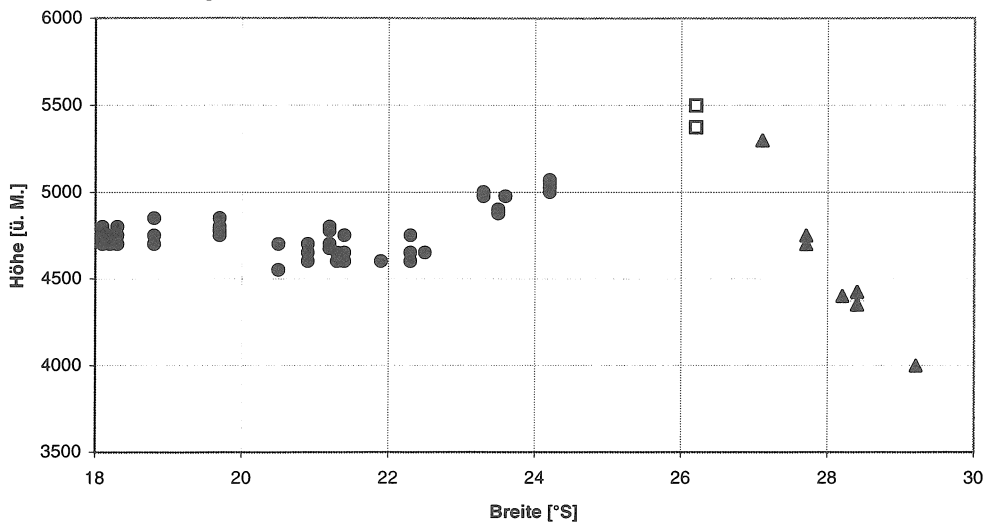
Zeitweise hohe Seespiegel der Altiplanosen (siehe Kapitel 4.1.1) belegen mehrere Feuchtphasen, die ebenfalls auf verstärkte konvektive Niederschläge hindeuten. Heute beträgt der Niederschlag ganz im Norden 350-400 mm, liegt bis etwa 23° S bei 200-300 mm und nimmt danach nach Ammann (1996) gegen die Trockendiagonale hin deutlich ab. Der relative Verlauf der heutigen Niederschläge und der früheren GWL stimmen überraschend gut überein. Dies deutet auf die Abhängigkeit der früheren GWL von der Feuchte hin (Ammann 1996 in diesem Band). Damit liegt der Schluss nahe, dass die Sommer-niederschläge zwar deutlich höher waren als heute, aber gegen 25° S rasch abnahmen. Demnach erfolgte wahrscheinlich im nördlichen Abschnitt des Untersuchungsraumes keine 'Verschiebung' des Niederschlagsmusters, sondern eine Intensivierung der Sommerniederschläge.

Für die Vergletscherung in den trockenen Anden wird teilweise eine starke Temperaturreduktion postuliert (siehe Kapitel 4.1.4). Heute ist die Höhe der 0° -Jahresisotherme deutlich unterhalb der Gipfel der Westkordillere (Ammann 1996). Die *thermal readiness* für Gletscher ist damit hinreichend gegeben (Messerli et al. 1997). Die frühere GWL lag im Bereich der heutigen 0° C-Jahresisotherme. Starke Temperaturreduktionen waren deshalb für die Gletscherbildung auf jener Höhe nicht unbedingt notwendig. Zudem hätten deutlich kühlere Bedingungen kaum zu grossen Gletschern geführt, da der Feuchtetransport aus Osten durch wesentlich tiefere Temperaturen stark reduziert worden wäre. Im weiteren weist sowohl der Verlauf der früheren GWL wie der heutigen 0° C-Jahresisotherme von 18° bis 23° S eine leicht absinkende Tendenz auf. Offensichtlich war die Feuchte genügend hoch, dass die Gletscher weit hinunterreichten. Somit wiesen sie wahrscheinlich eine mehrheitlich warme Basis auf und reagierten - im Gegensatz zu heute - auch

sensibel auf Temperaturveränderungen. Diese Annahme wird auch durch das abgeschätzte Flächenteilungsverhältnis von 2:1 unterstützt. Dieses Verhältnis wurde zu Beginn angezweifelt, da es nicht für aride, sondern für feuchtere Räume wie die Alpen verwendet wird. Seitenmoränenansätze stützen dieses Verhältnis aber klar.

Eine wichtige Frage bleibt nun aber, wie gross die Niederschlagszunahme war. Bilanzrechnungen von Hastenrath & Kutzbach (1985) ergeben für die Minchin- und Taucaphase Niederschlagserhöhungen von 300 mm respektive 200 mm (siehe Kapitel 4.1.1). Clayton & Clapperton (1995) berechnen einen möglichen Anstieg des Niederschlages um 600 mm und erhalten eine Niederschlagsmenge von etwa 900 mm für die Taucaphase. Offen bleibt auch die Frage, wie gross eine eventuelle Temperaturveränderung zu jener Zeit war. Südlich 23°S weist der ansteigende GWL-Verlauf auf eine schnelle Abnahme der früheren Niederschläge hin.

Die zeitliche Einordnung der Vergletscherung bildet in diesem Raum ein grosses Problem. Die unteren, deutlich ausgeprägten Gletscherstände wurden kaum während der weltweit maximalen Gletscherausdehnung gebildet. Eine Temperaturreduktion von 8°-12°C (Thompson et al. 1995) während dem LGM (siehe Kapitel 4.1.4) ist mit einer Niederschlagsmenge von 800-900 mm kaum vereinbar. Daher war diese Vergletscherung vermutlich zeitgleich mit den Minchin- oder Taucaphase-Seehochständen auf dem Altiplano, als deutlich höhere Niederschläge auftraten. Das Minimalalter für die unteren Stände bei 18°S von 12-13'000 yr BP lässt eine Korrelation grosser Gletscherausdehnung mit beiden Seehochständen zu. Viel wahrscheinlicher ist jedoch die Zeit der Taucaphase, da Clayton & Clapperton (in press) aufgrund von Datierungen Moränenstände auf etwa gleicher Höhe in Bolivien mit der Taucaphase korrelieren können.



Figur 39: Der Verlauf der Gleichgewichtslinie bezieht sich auf die unteren Moränenstände, welche deutlich ausgeprägt sind. Er basiert auf Einzelwerten der GWL an den untersuchten Bergen. Punkte auf gleicher Breite stellen verschiedene Expositionen desselben Berges dar. Die Stände des nördlichen und südlichen Untersuchungsgebietes können nach dem heutigen Wissensstand nicht korreliert werden, da sie sich von ihrer morphologischen Ausprägung her unterscheiden und wahrscheinlich nicht während derselben Zeitspanne abgelagert wurden.

Südlicher Untersuchungsraum

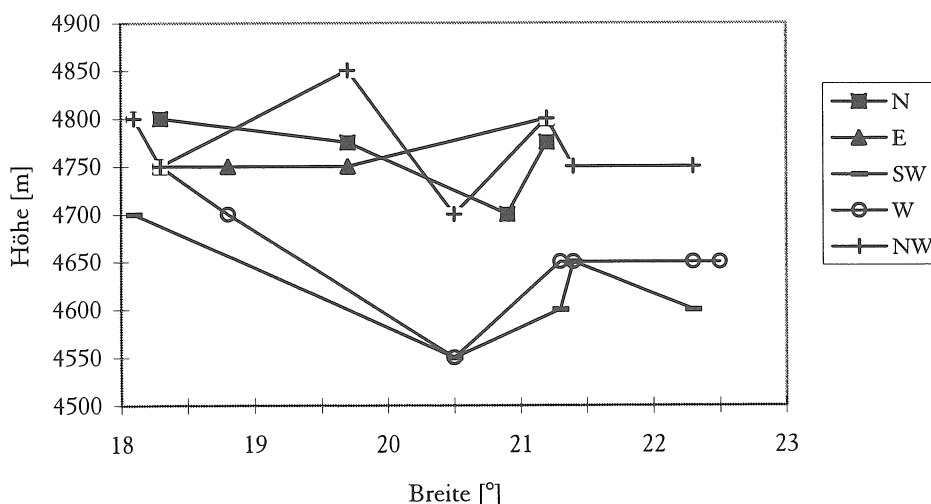
Im südlichen Abschnitt sind die unteren, klar erkennbaren Gletscherstände morphologisch von 27° bis 29°S gut korrelierbar. Ohne weitere Angaben bezieht sich die GWL auf diese Stände. Nördlich 27°S liegen nur schwache Hinweise auf glaziale Spuren vor.

Die GWL lag bei 29°S auf etwa 4000 m. Gegen Norden steigt sie stark an (Figur 39). Der steile Gradient lässt sich am besten mit einer markanten Abnahme der Niederschläge aus der Westwindzone erklären. Auch heute nimmt die Häufigkeit der Westwindniederschläge nördlich von 27°S ab (Ammann 1996). Nur wenige Niederschlagsereignisse erreichen niedrigere Breiten (Vuille 1995). Grundsätzlich muss aber eine markante Intensivierung der Niederschläge der Westwindzone im Vergleich zu heute für die frühere Vergletscherung im südlichen Abschnitt des Untersuchungsraumes verantwortlich gemacht werden.

Es stellt sich die Frage, ob zudem eine Temperaturreduktion erforderlich war. Nach Veit (1994) liegt die heutige 0°-Jahresisotherme bei 29°S auf 4300-4500 m. Die frühere GWL lag somit 300-500 m unterhalb der heutigen 0°-Jahresisotherme. Bei einem Gradienten von 0.7°C/100 m war eine Temperaturreduktion von mindestens 2°-3°C für die Vergletscherung auf 29°S notwendig. Veit (1994) berechnet ebenfalls eine Temperaturreduktion

von 3°C anhand der Depression des diskontinuierlichen Permafrostes in diesem Raum. Bei 27°S lag die GWL dagegen bereits deutlich oberhalb der heutigen 0°C-Jahresisotherme, weshalb eine Temperaturreduktion nicht zwingend war (*thermal readiness*). Vielmehr war der limitierende Faktor hauptsächlich die mangelnde Feuchte, wie der steil ansteigende Gradient der GWL gegen Norden eindrücklich zeigt.

Für die zeitliche Einordnung der Stände im südlichen Abschnitt des Untersuchungsraumes liefert das Encierro-Tal (29°S) wichtige Hinweise. Den weitreichenden, frisch ausgeprägten Endmoränen ordnet Veit (1994) ein spätglaziales Alter um 15'000 yr BP zu. Diese Vergletscherung könnte aber auch älter sein und mit den Gletschervorstößen in der Seenregion Südchiles um 21'000 yr BP (Lowell et al. 1995) korrelieren. Eine Korrelation über solch grosse Distanzen ist jedoch ohne weitere Hinweise problematisch. Ein höher gelegener Stand belegt erstaunlicherweise einen jungholozänen Vorstoss um 2600 yr BP. Vermutlich gab es während des Holozäns sogar mehrere Vorstöße. Stark verwaschene, periglazial überprägte Moränen eines älteren Vorstosses im Encierro-Tal dürften dagegen wahrscheinlich vor dem LGM abgelagert worden sein. Verwaschene, weitreichende glaziale Systeme am Massiv Tres Cruces auf 27°S Breite sind älter als das Eem (mündl. Mittl. M.Geyh).



Figur 40: Verlauf der GWL ausgewählter Expositionen zwischen 18°S und 23°S. Für die Berechnung der Werte wurden Höhen der GWL und die Höhe des Seitenmoränenansatzes gemittelt. Wegen der geringen Anzahl Werte sind die Unterschiede statistisch nicht signifikant. Es zeigen sich aber klare Tendenzen in der Höhenlage. Die Höhenlage der GWL variiert expositionsabhängig um 100-150 m. Während die GWL der Expositionen N, NW und E zwischen 4700-4850 m liegt, weisen die Expositionen W und SW GWL-Höhen zwischen 4550 m und 4750 m auf.

Fazit und Ausblick

Mit grosser Wahrscheinlichkeit waren alle Abschnitte in den westlichen Anden zwischen 18° und 29°S zumindest einmal vergletschert. Die Gletscher südlich und nördlich der Trockendiagonale reagierten aber wahrscheinlich auf unterschiedliche klimatische Signale. Grosse Gletscherausdehnungen mussten daher im nördlichen und südlichen Abschnitt des Untersuchungsraumes nicht gleichzeitig erfolgen. In beiden Gebieten war aber jeweils eine starke Niederschlagszunahme unabdingbar.

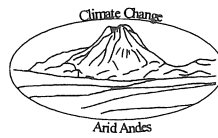
Die Bildung der unteren, deutlich ausgeprägten Stände zwischen 18° und 24°S ist einzig mit einer markanten Intensivierung der Sommerniederschläge erklärbar. Südlich von 23° scheinen die konvektiven Niederschläge wie heute deutlich abgenommen zu haben. Eine Temperaturreduktion war dagegen nicht notwendig, aber durchaus möglich. Deutlich tiefere Temperaturen hätten sich zudem negativ auf den Feuchtetransport aus Osten ausgewirkt und damit die Gletscherausdehnung stark reduziert. Die Vermutung liegt daher nahe, dass im nördlichen Abschnitt des Untersuchungsgebietes Gletscherhochstände zeitgleich mit Seehochständen waren.

Für den südlichen Abschnitt des Untersuchungsraumes folgern wir, dass eine deutliche Intensivierung der Niederschläge der Westwindzirkulation im Vergleich zu heute für die grosse Gletscherausdehnung auf der Andenwestseite unabdingbar war. Nördlich von 27°S scheinen die Niederschläge aus der Westwindzirkulation wie heute markant abgenommen zu haben. Ganz im Süden des Untersuchungsraumes (29°S) war eine Temperaturreduktion von mindestens 2°-3°C für die Bildung der unteren Stände notwendig. Weiter nördlich (27°S) war diese jedoch nicht zwingend. Die zeitliche Einordnung

der Stände bleibt schwierig. Die untersten frischen Moränen wurden eventuell zur Zeit des LGM oder danach abgelagert. Höher gelegene Stände entstanden sogar erst im Jungholozän!

Für zukünftige Untersuchungen in diesem Raum sollte der zeitlichen Einordnung von Gletscherständen grosse Bedeutung zugemessen werden. Mit Hilfe einer Chronologie könnten paläoklimatische Interpretationen zeitlich eingeordnet und mit anderen Regionen verglichen werden. Zudem würde dies eine gute Korrelation mit Daten aus anderen Klimaarchiven erlauben. Im nördlichen Abschnitt des Untersuchungsraumes sind die unteren, deutlich ausgeprägten Moränenstände mit grosser Wahrscheinlichkeit zur Zeit der Taucaphase entstanden, worauf Datierungen der Moränen aus Bolivien hinweisen (Clayton & Clapperton in press, Servant et al. 1995). Im südlichen Abschnitt bleibt unsicher, ob die unteren, morphologisch deutlich ausgeprägten Stände tatsächlich im Spätglazial und nicht im LGM entstanden.

Eine zentrale Stellung muss dem Bereich der heutigen Trockendiagonale eingeräumt werden. Dieser Abschnitt der Westkordillere ist leider schwer zugänglich. Es wäre jedoch entscheidend, mit Hilfe von Datierungen herauszufinden, wann die Gletscher in diesem zentralen Abschnitt der Westkordillere eine grosse Ausdehnung erreichten. Reagierten sie gleichzeitig mit dem Norden auf verstärkte Sommerniederschläge der tropischen Zirkulation oder zeitgleich mit dem Süden auf Winter-niederschläge der Westwindzirkulation? Oder war eine Kombination leicht verstärkter Sommer- und Winter-niederschläge für eine Gletscherbildung im Bereich der heutigen Trockendiagonale bereits ausreichend?



Literaturverzeichnis

- Abele, G., 1987: Zur Frage nach dem Ausmass der pleistozänen Vergletscherung auf der Westflanke der zentralen Anden. *Die Erde*:142-147.
- Abele, G., 1988: Geomorphological West-East-section through the North Chilean Andes near Antofagasta. *Lecture Notes in Earth Sciences*, Vol. 17. Springer Verlag, Berlin.
- Aceituno, P., Montecino, A., 1992: Precipitación en el Altiplano sudamericano: Variabilidad interannual e intraestacional y mecanismos asociados. Presentado al I. Congreso Iberoamericano de Meteorología, Octubre 1992 (unpubl.)
- Ammann, C., 1996: Entstehung und Verteilung der Niederschläge im Norden Chiles. Ein Beitrag zur Klimatologie der trockenen Anden. Unveröffentl. Diplomarbeit, Geographisches Institut Universität Bern.
- Beeler, F., 1977: Untersuchungen am Spät- und Postglazial im Schweiz. Nationalpark und im Berninagebiet.
- Broecker, W.S., Denton, G.H., 1989: The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochímica et Cosmochímica*, Vol.53:246.
- Broggi, J.A., 1943: La deglaciación actual de los Andes del Peru. *Bol. Soc. Geol. del Peru*, 14/15:59-90.
- Brüggen, J., 1928: La Glaciación Actual y Cuaternaria de la Cordillera de los Andes. Santiago-Chile. *De los Anales de la Universidad de Chile*:15-23.
- Brüggen, J., 1929: Zur Glazialgeschichte der chilenischen Anden. *Geol. Rsch.*, 20:1-35.
- Cheng, G., 1983: Vertical and horizontal zonation of high-altitude permafrost. *Proceedings*:136-141.
- Clapperton, C.M., 1993a: Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier, Amsterdam.
- Clapperton, C.M., 1993b: Glacier readvances in the Andes at 12'500-10'000 yr BP: implications for mechanism of late-glacial climatic change. *Journal of Quat. Science*, 8:197-215.
- Clapperton, C.M., 1981: Quaternary glaciations in the Cordillera Blanca, Peru and the Cordillera Real, Colombia. *Rev. CIAF (Bogota)*, 6:95-111.
- Clapperton, C.M., 1994: The quaternary glaciation of Chile: a review. *Revista Chilena de Historia Natural*, 67:369-383.
- Clayton, J.D., Clapperton, C.M., 1995: Sincronismo entre el ultimo ciclo glacial y la extensión de los paleolagos en el sur del Altiplano boliviano. in: *Bull. Institut Français d'Etudes Andines*. Bolivien.
- Clayton, J.D., Clapperton, C.M., in press: Synchrony of late quaternary glacier advances and Palaeolakes highstands in the bolivian Altiplano. *Quaternary International*.
- CLIMAP Project Members 1976: The surface of the Ice Age Earth. Quantitative geologic evidence is used to reconstruct boundary conditions for the climate 18'000 years ago. *Science*, 191 (4232):1131-1137.
- Fox, A.N., Strecker, M., 1991: Pleistocene and modern snowlines in the Central Andes (24°-28°S). *Bamberger Geogr. Schriften*, Bd. 11:169-182.
- Fox, A.N., 1993: Snow line altitude and climate in the Central Andes (5°-28°S) at present and during the Late Pleistocene Glacial Maximum. Unpublished PhD-Thesis, Cornell University, Ithaka.
- Francis, P.W., Roobol, M.J., Walker, G.P.L., Cobbold, P.R., Coward, M., 1974: San Pedro and San Pablo volcanoes of north Chile and their avalanche deposits. *Geol. Rdsch.* 63:357-388.
- Francis, P.W., Wells, G.L., 1988: Landsat thematic mapper of debris avalanche deposits in the Central Andes. *Bull. Volcanol.*, 50:258-278.
- Francou, B., Ribstein, P., Semiond, H., 1995: Balances glaciares y clima en Bolivia y Peru. Impactos de los eventos ENSO. In: Ribstein, P., Francou, B., Aguas, Glaciares y cambios climaticos en los Andes Tropicales. Internationales Seminar, La Paz.
- Garleff, K., Stingl, H., 1984: Neue Befunde zur jungquartären Vergletscherung in Cuyo und Patagonien. *Berliner Geogr. Abh.*, 36:105-112.
- Garleff, K., Stingl, H., 1985: Höhenstufen und ihre raumzeitliche Veränderung in den argentinischen Anden. *Zentralbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1984 (11/12):1701-1708.
- Garleff, K., Stingl, H., Veit, H., 1994: New dates on the Late Quaternary history of landscape and climate in the Bolsón of Fiambalá/NW Argentina (Province Catamarca). *Zbl. Geol. Paläont. I*, 1993 (1/2):333-341.
- Garleff, K., Stingl, H., 1994: Reply to Gosse&Evenson: Reinterpretation of the evidence for a significant neoglacial ice advance in the Rio Atuel valley, Mendoza Province. *Z. Geomorph. N.F.* 38, 3:339-342.
- Geyh, M., Röthlisberger, F., 1986: Gletscherschwankungen der letzten 10'000 Jahre. Ein Vergleich zwischen Nord- und Südhemisphäre (Alpen, Himalaya, Alaska, Südamerika, Neuseeland). Aarau, Schweiz.
- Graf, K., 1991: Ein Modell zur eiszeitlichen und heutigen Vergletscherung in der bolivianischen Westkordillere. *Bamberger Geographische Schriften* Bd. 11:139-154.
- Graf, K., 1994: Discussion of palynological methods and paleoclimatical interpretations in northern Chile and the whole Andes. *Revista Chilena de Historia Natural*, 67:405-415.
- Grosjean, M., 1992: Zur Klimatologie und Paläoökologie des nordchilenischen Altiplano seit dem letzten Kaltzeitmaximum. Unveröffentl. Diss. Univ. Bern.
- Grosjean, M., Messerli, B., Schreier, H., 1991: Seenhochstände, Bodenbildung und Vergletscherung im Altiplano Nordchiles: Ein interdisziplinärer Beitrag zur Klimageschichte der Atacama. Erste Resultate. *Bamberger Geogr. Schr.*, 11:99-108.
- Gross, G., Kerschner, H., Patzelt, G., 1978: Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. *Zs. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol.* Bd. XII, H. 2:223-251.
- Haeberli, W., 1992: Gletscher und Permafrost. Grundzüge der Glaziologie. Vorlesungsskript der ETH-Zürich.
- Hambrey, M., 1994: Glacial environments. University College, London.

- Hastenrath, S., 1967: Observations on the snow line in the Peruvian Andes. *Journal of Glaciology*, Vol. 6, (46):541-550.
- Hastenrath, S., 1971: On the Pleistocene Snow-Line Depression in the Arid Regions of the South American Andes. *Journal of glaciology*:255-267.
- Hastenrath, S., 1981: The Glaciation of the Ecuadorian Andes. Balkema, Rotterdam.
- Hastenrath, S., 1985: Climate and circulation of the Tropics. Reidel, Dordrecht.
- Hastenrath, S., Kutzbach, J., 1985: Late Pleistocene Climate and Water Budget of the South American Altiplano. *Quaternary Research*, 24:249-256.
- Hirschmann, J., 1973: Records on solar radiation in Chile. *Solar Energy*, 14:129-138.
- Hollingworth, S.E., Guest, J.E., 1967: Pleistocene Glaciation in the Atacama Desert, Northern Chile. *Journal of Glaciology*, Vol.6, (47):759-751.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J., 1984: The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine delta ¹⁸O-record. Berger, A.L., Milankovitch and Climate, Part I. D. Reidel Publishing Co.:269-305.
- Jordan, E., 1979: Grundsätzliches zum tropischen und aussertropischen Gletscherhaushalt. in: *Erdkunde*, Band 33:297-309.
- Jordan, E., 1991: Die Gletscher der bolivianischen Anden. Stuttgart.
- Kaser, G., Georges, Ch., Ames, A., 1995: Modern glacier fluctuations in the Huascarán-Chopicalqui massif of Cordillera Blanca, Peru. in: Ribstein, P., Francou, B.: *Aguas, Glaciares y cambios climaticos en los Andes Tropicales*. Internationales Seminar. Tagungsberichte La Paz.
- Kerschner, H., 1990: Methoden der Schneegrenzbestimmung. *Eiszeitforschung. Wiss.Buchges.*, Darmstadt:299-311.
- Klein, A.G., Isacks, B.L., Bloom, A.L., 1995: Modern and Last Glacial Maximum snowline in Peru and Bolivia: Implications for regional climatic change. in: Ribstein, P., Francou, B., Aguas, Glaciares y cambios climaticos en los Andes Tropicales. Internationales Seminar. Tagungsberichte La Paz.
- Kuhn, M., 1980: Vergletscherung, Nullgradgrenze und Niederschlag in den Anden. In: Sonderdruck aus Jahresbericht des Sonnblick-Vereines 1978-80.
- Lauer, W., Rafiqpoor, M.D., 1986: Die Jungpleistozäne Vergletscherung im Vorland der Apolabamba-Kordillere (Bolivien). *Erdkunde*, 40:125-145.
- Lichtenecker, N., 1938: Die gegenwärtige und eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. *Verhandl. d. III. Intern. Quartär-Konferenz*, Wien 1936:141-147.
- Lliboutry, L., González, O., Simken, J., 1957: Les glaciers du desert chilien. *Assemblée Generale de Toronto*, 4:291-300.
- Lliboutry, L., Morales Arnao, B., Schneider, B., 1977: Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in the Cordillera Blanca, Peru. III. Study of moraines and mass balances at Safuna. *J. of Glaciology*, 18:275-290.
- Louis, H., 1955: Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung. *Geograph. Taschenbuch 1954/1955*:414-418.
- Lowell, T.V., Heusser, C.J., Andersen, B.G., Moreno, P.I., Hauser, A., Heusser, L.E., Schlüchter, C., Marchant, D.R., Denton, G. H., 1995: Interhemispheric correlations of Late Pleistocene glacial events. *Science*, Vol. 269.
- Maisch, M., 1988: Die Veränderungen der Gletscherflächen und Schneegrenzen seit dem Hochstand von 1850 im Kanton Graubünden. in: *Z. f. Geomorph. N.F.*:113-130.
- Marinovic, N., Lahsen, A., 1984: Carta Geológica de Chile. Hoja Calama. SERNA-GEOMIN, Santiago.
- Mercer, J.H., 1976: Glacial history of southernmost South America. *Quat. Res.*, 6:125-166.
- Mercer, J.H., 1984: Late Cenozoic glacier variation in South America south of the Equator. in: Vogel, J.C.,: *Late Cenozoic Paleoclimates of the Southern Hemisphere*. Balkema, Rotterdam:45-48.
- Mercer, J.H., Palacios, O., 1977: Radiocarbon dating of the last glaciation in Peru. *Geology*, 5:600-604.
- Messerli, B., 1966: Die Schneegrenzhöhen in den ariden Zonen und das Problem Glazialzeit-Pluvialzeit. *Mittl. Natf.Gesch*, B 23. Bern.
- Messerli, B., Grosjean, M., Graf, K., Schotterer, U., Schreier, H., Vuille, M., 1992: Die Veränderungen von Klima und Umwelt in der Region Atacama (Nordchile) seit der letzten Kaltzeit. *Erdkde.*, 46:257-272.
- Messerli, B., Grosjean, M., Bonani, G., Bürgi, A., Geyh, M.A., Graf, K., Ramseyer, K., Romero, H., Schotterer, U., Schreier, H., Vuille, M., 1993: Climate Change and natural resource dynamics of the Atacama altiplano during the last 18'000 years: a preliminary synthesis. *Mountain Res. and Dev.*, 13 (2):117-127.
- Messerli, B., Ammann, C., Grosjean, M., Jenny, B., Kammer, K., Vuille, M., 1997: Current precipitation, late pleistocene snow line and lake level changes in the Atacama Altiplano 18°-28°S: Evidence for shifts of the 'Andean dry diagonal'. *Bamberger Geographische Schriften*.
- Müller, R., 1985: Zur Gletschergeschichte in der Cordillera Quimsa Cruz. *Dissertation Zürich*.
- Müller, P., 1988: Parametrisierung der Gletscher-Klima-Beziehung für die Praxis: Grundlagen und Beispiele. *Mitt. d. Versuchsanst. f. Wasserbau, Hydrol. u. Glaziol.* Nr. 95, Zürich.
- Nogami, M., 1976: Altitude of the modern snowline and pleistocene snowline in the Andes. In: *Geogr. Reports of Tokyo metr. University*, 71-86.
- Paskoff, R., 1977: Quaternary of Chile: The State of Research. In: *Quat. Res.*, 8:2-31.
- Ramírez, C.F., 1988: Evidencias de Glaciación en el Macizo de los Volcanes Pular y Pajonales, Region de Antofagasta, V Congreso Geologico Chileno Tomo II:D143-D157.
- Ramírez, C.F., Gardeweg, M., 1982: Geologia de la Hoja Toconao, Region de Antofagasta. *Carta Geologica de Chile, Escala 1:250'000 No 54*. SERNA-GEOMIN, Santiago.
- Rodbell, D.T., 1992: Late Pleistocene equilibrium-line reconstructions in the northern Peruvian Andes. *Boreas* 21:43-52.
- Rodbell, D., 1993: The timing of the last deglaciation in Cordillera Oriental, northern Peru, based on glacial geology and lake sedimentology. In: *Geol. Society of America Bulletin*, 105:923-934.

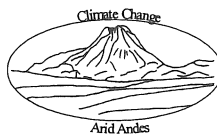
- Romero, H., Rivera, A., 1993: El desarrollo sustentable en el norte de Chile y la crisis del Agua. XV Congreso de Geografía y VI Jornada de Cartografía Temática, Osorno, Noviembre 1993. *Anales de la Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas*:62-69.
- Röthlisberger, F., 1987: 10'000 Jahre Gletschergeschichte der Erde. Verlag Sauerländer, Aarau, Schweiz.
- Schreiner, A., 1992: Einführung in die Quartärgeologie. Stuttgart.
- Schrott, L., 1994: Die Solarstrahlung als steuernder Faktor im Geosystem der subtropischen semiariden Hochanden (Agua Negra San Juan, Argentinien). *Heidelberger Geographische Arbeiten* Heft 94.
- Seltzer, G.O., 1990: Recent glacial history and paleoclimate of the Peruvian-Bolivian Andes. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 9:137-152.
- Seltzer, G.O., 1992: Late Quaternary glaciation of the Cordillera Real, Bolivien. *Journal of Quaternary Science* 7:87-98.
- Seltzer, G.O., 1987: Glacial history and climatic change in the central Peruvian Andes. M.S. thesis, University of Minnesota.
- Seltzer, G.O., 1994: A lacustrine record of late Pleistocene climatic change in the subtropical Andes. *Boreas*, 23:105-111.
- Servant, M., Fontes, J.C., 1978: Les lacs quaternaires des hautes plateaux des Andes Boliviennes. Premières interprétations paléoclimatiques. *Cahier ORSTOM, Sér. Géol.* 10:9-23.
- Servant, M., Fournier, M., Argollo, J., Servant-Vildary, S., Sylvestre, F., Wirmann, D., Ybert, J.P., 1995: La dernière transition glaciaire/interglaciaire des Andes tropicales sud (Bolivie) d'après l'étude des variations des niveaux lacustres et des fluctuations glaciaires. *C.R. Acad. Sci. Paris Iia* 320:729-736.
- Sugden, D.E., John, B.S., 1976: *Glaciers and landscape*. Edward Arnold, London.
- Thompson, L.G., 1980: Glaciological investigations of the tropical Quelccaya ice cap, Peru. *Journ. of Glaciol.* 25:69-84.
- Thompson, L.G., Bolzan, J.F., Brecher, H.H., Kruss, P.D., Mosley-Thompson E., Jezek, K.C., 1982: Geophysical investigations of the tropical Quelccaya ice cap Peru. *Journ. of Glaciol.* 28, No 98:57-69.
- Thompson, L.G., 1986: The little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the Quelccaya ice cap. *Science*, Vol.234:361-364.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Davis, M.E., Lin, P.N., Henderson, K.A., Cole-Dai, J., Bolzan, J.F., Liu, K.B., 1995: Late Glacial Stage and Holocene Tropical Ice Core Records from Huascarán, Peru. *Science*, Vol.269:46.
- Veit, H., 1994: Jungquartäre Landschafts- und Klimaentwicklung am Südrand der Atacama (Norte Chico, Chile). Ein Beitrag zur Paläogeökologie der 'Ariden Diagonale' Südamerikas. Bayreuth 1994 (unpubliziert).
- Veit, H., 1996: Southern Westerlies during the Holocene deduced from geomorphological and pedological studies in the Norte Chico, Northern Chile (27-33°S). *Palaeogeogr.Palaeoclimatol.Palaeoecol.*, 123:107-119.
- Visser, P.C., 1938: *Wissenschaftliche Ergebnisse der Niederländischen Expeditionen in den Karakorum und angrenzende Gebiete in den Jahren 1922-1935*. Bd. II. Glaziologie. Leiden.
- Vuille, M., 1996: Zur raumzeitlichen Dynamik von Schneefall und Ausaperung im Bereich des südlichen Altiplano, Südamerika. *Geographica Bernensia*, G 45, Universität Bern.
- Weischet, W., 1966: Zur Klimatologie der Nordchilenischen Wüste. *Meteorol. Rundschau*, 19:1-7.
- Wörner, G., Harmon, R.S., Davidson, J., Moorbath, S., Turner, D.L., McMillan, N., Nye, C., Lopez-Escobar, L., Moreno, H., 1988: The Nevados de Payachata volcanic region (18°S, 69°W, N. Chile). In: *Bull. Volcanol.*, 50:287-303.
- Wright, H.E., Seltzer, G.O., Hansen, B.C.S., 1989: Glacial and climatic history of the Central Peruvian Andes. *National Geographic Research* 5 (4):439-445.
- Wright, H.E., 1984: Late-glacial and Late Holocene moraines in the Cerros Cuchpanga, Central Peru. *Quat. Res.*, 21:275-285.
- Wright, H.E., 1983: Late-Pleistocene glaciation and climate around the Junin Plain, central Peruvian Andes. *Geografiska Annaler*, 65A:35-43.
- Zeil, W., 1986: *Südamerika. Geologie der Erde*. Stuttgart.

Aktuelle Niederschlagsmuster

Caspar Ammann

Inhaltsverzeichnis

Figurenverzeichnis	83
List of figures	84
Tabellenverzeichnis	85
List of tables	85
Zusammenfassung	86
Summary	87
1 Einleitung	88
1.1 Untersuchungsraum	88
1.2 Fragestellung	88
2 Datengrundlage und Methodik	90
2.1 Datengrundlage	90
2.1.1 GOES-E / METEOSAT Satellitendaten	90
2.1.2 Wetterkarten	90
2.1.3 Radiosondierung Antofagasta	90
2.1.4 Klimastationen der DGA	91
2.1.5 Klimastationen von El Laco	91
2.2 Methodik	91
2.2.1 Klimatologische Grundlagen	91
2.2.2 Winterniederschläge: Fallbeispiele	91
2.2.3 Sommerniederschläge: Bewölkung	91
2.2.4 Variabilität	91
3 Klimatologie des Untersuchungsraumes	92
3.1 Grossräumige Skala	92
3.1.1 Tropen	93
3.1.2 Westwindzone	94
3.2 Mittlere und kleinräumige Skala	95
3.2.1 Plateau-Effekt	96
3.2.2 Klimatische Verhältnisse in Nordchile	97
3.3 Die klimatischen Rahmenbedingungen	99
4 Entstehung der Niederschläge	100
4.1 Winter-Fallstudien 1984 bis 1993	100
4.1.1 Kaltfront vom 16. - 19. Juni 1991	101
4.1.2 Kaltlufttropfen vom 7. bis 13. Aug. 1993	103
4.1.3 Klassifikation	105



4.2 Sommer : Bewölkungshäufigkeit	109
4.2.1 Bestimmung der Bewölkungshäufigkeit	109
4.2.2 Resultate	109
4.2.3 Probleme	110
4.2.4 Interpretation	110
4.3 Übergangsjahreszeiten	111
5 Verteilung und Variabilität der Niederschläge	112
5.1 Gemessene Niederschläge	112
5.2 Niederschlagsabschätzung in Gebieten ohne Messstationen	113
5.2.1 Winterhalbjahr	113
5.2.2 Sommerhalbjahr	114
5.2.3 Jahresniederschlagskarte	117
5.3 Variabilität der Niederschläge	118
5.3.1 Häufigkeiten winterlicher Niederschlagsereignisse	118
5.3.2 Trocken- und Feuchtphasen im Sommerhalbjahr	118
5.3.3 Interannuelle Schwankungen	119
6 Schlussfolgerungen	121
6.1 Aktuelle Niederschlagsmuster	121
6.1.1 Winter	121
6.1.2 Sommer	121
6.2 Gedanken zur Paläoklimatologie der Südamerikanischen Trockendiagonale	123
Literaturverzeichnis	125

Figurenverzeichnis

Figur 1 :	Druckverhältnisse über Südamerika im Winter (A) und Sommer (B) (Schwerdtfeger, 1976)	92
Figur 2 :	Mittlerer Luftdruck entlang der Chilenischen Pazifikküste im Jahresverlauf (Miller, 1976).....	94
Figur 3 :	Mittlere Monatsniederschläge zwischen 30° und 40°S (nach Miller, 1976).....	94
Figur 4 :	Kaltfrontmodelle nach (A) Taljaard et al. (1961) und (B) Elliot (1957)	95
Figur 5 :	Typische Bewölkungsverhältnisse über Südamerika im (A) Winter und (B) Sommer	95
Figur 6 :	(A) Schematisches Bild eines Hitzetiefs mit zugehöriger Höhenantizyklone (Haarwood, 1981), sowie durch hohe Bewölkung gut sichtbare Höhenantizyklone über dem Altiplano vom 21. Januar 1994 (B).	96
Figur 7 :	Mittlere Halbstunden-Lufttemperaturen in El Laco im Dezember 1993.....	97
Figur 8 :	Häufigkeiten der mittleren Stundenwindrichtungen von Calama im Januar 1984.....	98
Figur 9 :	Sonnenscheindauer an der Station Embalse Lautaro (27°58'S/70°W/1110m) zwischen April 1993 bis Juli 1994	100
Figur 10 :	200hPa- und 500hPa-Geopotentialkarten vom 18. Juni 1991.....	101
Figur 11 :	Schnee Verteilung nach dem Ereignis vom 16. bis 19. Juni 1991 (M. Vuille)	102
Figur 12 :	Tagestemperaturen während der Kaltfront vom 16. bis 19. Juni 1991	102
Figur 13 :	500hPa-Geopotentialkarten vom 8. bis 14. August 1993 und GOES-Bilder vom 9., 10. und 12. August	104
Figur 14 :	Schnee Verteilung nach dem Ereignis (Darstellung M. Vuille); Radiosondierung Antofagasta 7.- 14. August 1993	105
Figur 15 :	Kaltfront Typ A mit Satellitenbild vom 2. August 1993 und 500hPa-Geopotentialkarte.....	106
Figur 16 :	Kaltfront Typ B mit Satellitenaufnahme vom 4. Juli 1993 und 500-hPa-Geopotentialkarte.....	107
Figur 17 :	Kaltlufttropfen Typ C mit Satellitenaufnahme vom 10. August 1993 und zugehöriger 500hPa- Geopotentialkarte.....	108
Figur 18 :	Kaltlufttropfen Typ D mit Satellitenaufnahme vom 18. August 1993 und zugehöriger 500-hPa- Geopotentialkarte.....	108
Figur 19 :	Höhenabhängigkeit der Niederschlagssummen in der I bis III Region.....	113
Figur 20 :	Winterniederschläge	115
Figur 21 :	Sommerniederschläge.....	115
Figur 22 :	Sommerniederschläge 1993/94 an den DGA-Stationen, geordnet nach Bewölkungskategorien	115
Figur 23 :	Sommerniederschläge der Klimastationen nach Bewölkungsklassen in den Extremjahren 1982/83 (trocken), 1983/84 und 1984/85 (Feuchttore).....	116
Figur 24 :	Jahresniederschlagskarte mit Isohyeten von 50, 100, 200, 300 und 400mm	117
Figur 25 :	Schichtmächtigkeitsänderungen zwischen der 850hPa-Fläche und dem 500hPa-Niveau in geopotentiellen Metern über Antofagasta mit deutlichem Tagesgang zwischen 0 und 12 Z.....	118
Figur 26 :	Tagesverlauf des Mischungsverhältnisses in Visviri (Aceituno, 1995)	119
Figur 27 :	Jahresniederschläge Isla Blanca (18°11'S/69°13'W/4500m) in (A) Kalenderjahren und (B) im hydrologischen Jahr	120
Figur 28 :	Niederschlagsvariabilität in Abhängigkeit der mittleren Jahressummen der DGA-Station.....	120
Figur 29 :	(A) Anzahl Niederschlagstage von Cotacotani (18°12'S/69°14'W/4500m) und (B) Niederschlagssumme im Dezember und April in Abhängigkeit von der Jahressumme.....	120
Figur 30 :	Satellitenbild 21. Januar 1993. Die sommerliche Konvektivbewölkung zeichnet exakt die Lage der Trockendiagonale nach. Die trockenste Zone liegt genau westlich des diagonalen Wolkenbandes.	123

List of figures

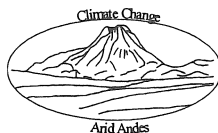
Figure 1 :	Mean patterns of sea-level pressure over South America during (A) winter and (B) summer (Schwerdtfeger,1976)	92
Figure 2 :	Variation of the southeast pacific anticyclone through mean sea-level pressure on the Chilean coast throughout the year (Miller, 1976)	94
Figure 3 :	Mean monthly precipitation between 30° and 40°S (after: Miller, 1976)	94
Figure 4 :	Models of subtropical cold fronts published by (A) Taljaard et al. (1961) and (B) Elliot (1957)	95
Figure 5 :	Typical cloud patterns of South America in (A) winter and (B) summer, as seen by GOES-E satellite	95
Figure 6 :	Mechanism of a heat low (Haarwood, 1981) and example of a high-level anticyclone over the Altiplano (January 21, 1994)	96
Figure 7 :	Mean air temperature at El Laco, December 1993.	97
Figure 8 :	Frequency of hourly wind directions at Calama (22°28'S/68°55'W/2260m), January 1984.	98
Figure 9 :	Duration of daily bright sunshine at Embalse Lautaro (27°58'S/70°W/1110m) from April 1993 to July 1994.	100
Figure 10 :	200hPa- and 500hPa-geopotential map of June 18, 1991.	101
Figure 11 :	Distribution of fresh snow (M. Vuille) after cold front event of June 16 to 19, 1991.	102
Figure 12 :	Temperatures during cold front event of June 16 to 19, 1991.	102
Figure 13 :	500hPa-geopotential map of August 8 to 14, 1993 and GOES-images of August 9, 10 and 12.	104
Figure 14 :	(A) Distribution of fresh snow (M. Vuille), (B) radio-sounding at Antofagasta August 7 to 14, 1993.	105
Figure 15 :	Cold front type A: GOES-E image and 500hPa-geopotential map of August 2, 1993.	106
Figure 16 :	Cold front type B: GOES-E image and 500hPa-geopotential map of May 30, 1990.	107
Figure 17 :	Cutoff type C: GOES-E image and 500hPa-geopotential map of August 10, 1993.	108
Figure 18 :	Cutoff type D: GOES-E image and 500hPa-geopotential map of September 29, 1993.	108
Figure 19 :	Correlation of yearly precipitation with elevation in the research area.	113
Figure 20 :	Map of precipitation in the research area in wintertime.	115
Figure 21 :	Map of precipitation in the research area in summertime.	115
Figure 22 :	Summer precipitation of DGA-stations through classes of convective cloud cover in the summer of 1993/94.	115
Figure 23 :	Summer precipitation of DGA-stations through classes of convective cloud cover in 1982/83 (extremely dry summer), 1983/84 and 1984/85 (extremely wet).	116
Figure 24 :	Map of mean precipitation in the research area with isohyets of 50, 100, 200, 300 and 400 mm.	117
Figure 25 :	Mean relative topography over Antofagasta at 0Z (9 pm local time) and 12Z (9 am local time).	118
Figure 26 :	Hourly mixingratio of Visviri (17°35'S/69°30'W/4070m) from October 1993 to April 1994 (Aceituno, 1995).	119
Figure 27 :	Yearly precipitation for Isla Blanca (18°11'S/69°13'W/4500m) in (A) calendar years (January through December) and in (B) hydrological years (November through October of the following year).	120
Figure 28 :	Variability of precipitation in correlation with altitude.	120
Figure 29 :	(A) Intensity of precipitation for Cotacotani (18°12'S/69°14'W/4500m) and Chucuyo (18°13'S/69°20'W/4200m) and (B) amount of precipitation at the same stations during December and April as opposet to annual totals.	120
Figure 30 :	South American Dry Diagonal as seen from the limit of summer cloud cover of January 21, 1993.	123

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1 : Vertikale Temperaturgradienten und 0°C-Grenze in der I und II Region	97
Tabelle 2 : Abschätzung der Winterniederschläge.....	114
Tabelle 3 : Abschätzung der Sommerniederschläge	116
Tabelle 4 : Verteilung der Ereignisse im Jahr.....	118
Tabelle 5 : Anzahl untersuchte Ereignisse pro Jahr.....	119

List of Tables

Table 1 : Vertical structure of temperature gradient and 0°C-Isoline in I and II Region	97
Table 2 : Approximation of winter precipitation in the research area	114
Table 3 : Approximation of summer precipitation in the research area	116
Table 4 : Distribution of precipitation events inside the winter season	118
Table 5 : Number of precipitation events per weather type and year	119



Zusammenfassung

Im paläoklimatischen Projekt 'Climate Change im andinen Trockengürtel Südamerikas' wird versucht, die Änderungen der klimatischen Bedingungen in den letzten 20'000 Jahren in der Landschaft des Altiplano und seiner Randgebiete zu rekonstruieren. Der Untersuchungsraum in der Südamerikanischen Trockendiagonale wurde gewählt, weil hier die planetaren Klimazonen der Tropen und Auserotropen aneinandergrenzen. Dabei überlappen sie sich zwar im jahreszeitlichen Gang, sie verlieren jedoch jenseits des trockenen Übergangsraumes rasch an Bedeutung. Der Untersuchungsraum im südwestlichen Abschnitt des Altiplano bietet mit den auf 6900m Höhe aufragenden Anden unterschiedlichste Klimaausprägungen auf engstem Raum. Für Untersuchungen über klimatische Veränderungen oder gar Verschiebungen von Klimazonen ist der andine Trockenraum somit eine Idealzone, wo sich selbst kleinste Änderungen einzelner Klimaparameter im Naturraum und den einzelnen Paläoarchiven bemerkbar machen.

Im Untersuchungsraum ist die Feuchtigkeit die klimatische Schlüsselgrösse. Mit der vorliegenden Arbeit soll versucht werden, die Bedingungen, die zum Feuchtetransport in den Trockenraum und damit zu Niederschlägen beitragen, herauszuarbeiten. Die Frage nach der Herkunft und somit nach der Entstehung der Niederschläge bildet den ersten Schwerpunkt der Untersuchung. Anschliessend wird untersucht, ob sich unterschiedliche räumliche Niederschlagsmuster an die jeweiligen Entstehungsmechanismen knüpfen lassen.

Winter: Ausgewählte Winterniederschläge zwischen 1984 und 1993 wurden anhand von Wetterkarten, chilenischen Stationsdaten sowie mittels Radiosondierungen und Satellitenbildern einer detaillierten synoptischen Analyse unterzogen. Es können zwei grundlegende dynamische Ereignistypen unterschieden werden: i) Kaltfronten, und ii) aus der Westwindzone losgelöste Kaltlufttropfen. Sie führen zu deutlich unterschiedlichen Niederschlagsmustern: Während Niederschläge aus Kaltfronten gegen Norden kontinuierlich abnehmen, weisen die Niederschlagsfelder aus Kaltlufttropfen ein Maximum zwischen 22° und 24°S auf. Gleichzeitig zeichnen sich Kaltfrontereignisse durch starke W-E-Unterschiede über die Anden, Kaltlufttropfen hingegen durch ein viel ausgeglicheneres Muster aus. Übergangsformen zwischen den Ereignistypen müssen vorwiegend auf Staueffekte am Gebirge zurückgeführt werden. Eine überraschend hohe Anzahl von Westwindereignissen löst jeweils in der I Region präfrontale Niederschläge aus. Dies scheint eine klimatische Besonderheit des Altiplano zu sein. Die Kombination der eigenen Resultate mit den Schneehäufigkeiten von Vuille (1996) führen zu einer zwar rudimentären, jedoch erstmaligen Abschätzung der winterlichen Niederschläge im Untersuchungsraum. Eine wichtige Stütze bildet dabei die Lage des Übergangsraumes in die Westwindzone. Die starke Zunahme der Niederschläge gegen Süden erfolgt im Hochgebirge bei 22°S und sinkt bis auf 29°S auf Meereshöhe ab.

Sommer: Das sommerliche Klimageschehen auf dem Altiplano wird vom Plateau-Effekt und seinen typischen skalenübergreifenden Zirkulationsmechanismen beherrscht. Ausgehend von der starken Einstrahlung entsteht im tagesperiodischen Gang ein regionales bis überregionales Windsystem. Vom Mittag bis am Abend durchsetzen konvektive Vertikalbewegungen die Atmosphäre. Über eine systematische Bewölkungskartierung des Sommers 1993/94 wird versucht, die wichtigsten am Bewölkungs- und Niederschlagsgeschehen beteiligten Faktoren zu erkennen. Die Bewölkungskarte lässt erkennen, dass die Topographie durch Konvektionsförderung sehr stark zum Verteilungsmuster beiträgt. Über den randlichen Kordillerezügen ist eine starke Höhenabhängigkeit zu erkennen. Diese wird am Andenwesthang wegen der grossen Trockenheit des Tieflandes extrem verstärkt. Die Topographie beeinflusst auch die Feuchtezuflüsse stark. Durch Durchbruchstäler gelangen feuchte Luftmassen aus dem östlichen Tiefland auf den Altiplano und hinterlassen im Bewölkungsmuster eindruckliche Zugbahnen. Der Feuchtezufluss aus dem im Norden gelegenen Amazonasbecken erzeugt die stärksten Signale. Ein weiterer Zufluss ist jedoch auch vom argentinischen Chaco zu beobachten. Dieser modifiziert die erwartete kontinuierliche Abnahme konvektiver Bewölkung nach Süden so stark, dass auch in südlicher Fortsetzung des Altiplano Quellbewölkung auf der Andenostseite bis über den Südrand des Untersuchungsraumes hinaus häufig ist. Als zusätzlicher Parameter können starke Albedounterschiede mit der Bewölkung in Beziehung gesetzt werden. So ist die Häufigkeit konvektiver Bewölkung über grossen, weissen Salarflächen deutlich kleiner als über dunklen Gebirgsrücken. Durch Korrelationen von chilenischen Klimastationsdaten mit Bewölkungsklassen konnte eine deutliche Beziehung zwischen Bewölkungshäufigkeit und Niederschlag bestimmt werden. Mittels eines Korrelationsmodells wurde eine Karte des mittleren sommerlichen Niederschlags erstellt. Diese lässt den trockensten Andenabschnitt mit deutlich unter 50mm Niederschlag zwischen 24° und 26°S erkennen. Die stärksten Sommer-niederschläge sind erwartungsgemäss im nördlichsten Abschnitt mit Werten gegen 400mm zu finden.

Die hohe räumliche und zeitliche Variabilität (>50%) sowohl der Sommer- als auch der Winterniederschläge ist charakteristisch für den gesamten Untersuchungsraum. Die Verteilung saisonaler Niederschläge zeigt grosse Ähnlichkeit mit rekonstruierten Feuchtemustern zu früheren Zeiten. So deckt sich das heutige sommerliche Bewölkungsmuster mit der räumlichen Ausdehnung der wesentlich feuchteren Tauca-Phase (um 10'000 yr BP). Auch der schnelle Übergang in die Westwindzone, wie er sich in der Vergangenheit durch das spektakuläre Absinken der Schneegrenze darstellte, kann heute - wenn auch etwas schwächer - in etwa derselben Lage gefunden werden. Die Topographie der Anden und des Altiplano trägt somit entscheidend zur Lagestabilität der **Südamerikanischen Trockendiagonale** bei und steuert dabei die klimatischen Bedingungen des Untersuchungsraumes.

Summary

The project 'Climate Change in the arid Andes' (Swiss NSF 20.36382.92) aims to reconstruct climatic conditions in the Atacama Altiplano (northern Chile) and its adjacent areas during the last 20,000 years. This region is located in the extremely arid buffer zone (the South American Dry Diagonal) between the tropical and westerly circulation belts. The elevation ranges between sea level and 6,900m. Therefore, the area exhibits a large variety of different climates but also a number of environmental archives that are highly sensitive to climatic changes. Thus, the dry Andes are an ideal laboratory for studying past climates, latitudinal shifts of climatic zones, or vertical shifts of geoeological belts.

Humidity and effective moisture are the most important climatic parameters in this extremely arid area. Therefore, this article focuses on the spatial and temporal pattern of summer and winter precipitation, advection and transport mechanisms of moisture, and ultimately addresses the question of the origin and genesis of precipitation on the Altiplano. This is fundamental when modern meteorological situations are evaluated as possible analogues for past climatic conditions.

Winter : Weather charts, data from climate stations, upper-air radio-sounding data from Antofagasta Airport and satellite images were used to synoptically analyze individual winter precipitation events in the Chilean Altiplano between 1984 and 1993. Two dynamically different types of synoptic situations were found to trigger precipitation in the Altiplano: (i) cold fronts and (ii) isolated drops of cold polar air (cut-off events) from the Westerlies (see figures 15 to 18). They led to significantly different precipitation patterns in the research area: Frontal systems lead to a general northward decrease in precipitation while cut-offs show a precipitation maximum between 22° and 24°S, decreasing towards north and south. The spatial patterns show strong west-east separation of precipitation fields with frontal systems and a much more uniform distribution of the precipitation field over the southern Altiplano from cold air drops. Modifications of both types are attributed to blocking effects caused by the Andean mountain range which is perpendicular to the zonal air flow of this area during winter. The case studies show that pre-frontal precipitation related to westerly events is significant in the northern part of the research area (I Region). Sequential synoptic analysis of individual precipitation events, water equivalent measurements in the field and data on the spatial significance of snow cover (Vuille, 1996) were used to estimate amounts of winter precipitation in the Altiplano (see fig. 20). Although this is a first approximation, it shows the location of the sharp gradient at around 22° to 29°S with increasing winter precipitation and decreasing snowline elevation. Although invasions of extratropical airmasses further north are possible, ecological significance is restricted to the south of the gradient.

Summer : The climatic boundary conditions on the Altiplano are dominated by the Plateau effect and the associated typical circulation patterns at all spatial scales. Following the diurnal insolation changes, convection is strongest from noon until evening. However, given the extremely dry atmosphere, formation of clouds and precipitation depends strongly on the available humidity. Systematic mapping of summer convective cloud cover from sequential GOES-E satellite images during 1993-1994 (figure Colour Table 8) provided information about the most important factors of cloud formation and precipitation patterns: The cloud pattern is largely controlled by topography. As expected from the heat flux, cloudiness correlates positively with elevation. This effect is particularly pronounced in the most arid part of the area, the western Cordillera and western slope of the Altiplano. The valley systems are preferred pathways for humid air masses from the eastern lowlands. The inflow of humid air from the Amazon basin in the northeast leads to the strongest cloud signal, followed by the humidity advection from the Argentine Chaco. This moisture source is important because it modifies the expected continuous southward decrease of convective cloudiness. Towards the southern Altiplano, convective summer cloud cover in the western Cordillera increases again, because the distance to the moisture source in the Chaco lowlands becomes shorter and the high mountain plateau of the Altiplano converges to a narrow mountain chain. Large areas with high albedo values (e.g. Salar de Uyuni basin) show a relative minimum in cloud cover, whereas large high-elevation mountain massifs exhibit relative cloud cover maxima. Precipitation data from ground stations were found to correlate significantly with summer cloud cover and topography. Such a correlation model was used to estimate summer precipitation rates in the Altiplano where station data are not available. The map (figure 21) shows that summer precipitation rates in the Andes reach the minimum (less than 50mm) between 24° and 26°S. As expected, highest values of about 400 mm are found in the northernmost part of the research area.

In conclusion, the high spatial and temporal (standard deviation >50%) variability of summer and winter precipitation is characteristic for the entire research area. The modern seasonal pattern of climatic conditions relates closely to patterns of climatic conditions in the past as found in glacial and lacustrine archives. The humidity pattern of the humid Tauca-phase (around 10,000 yr BP) best matches the modern cloud pattern of the summer and suggests major variation of the tropical summer precipitation belt during late Quaternary times. On the other hand, the northern boundary of significant westerly precipitation with the steep gradient between 22° and 29°S seems to have been pretty stable through time, with changing intensity. It is suggested that the northern boundary of frontal systems, ultimately the **Dry Diagonal**, is largely controlled by the topography of the Andes, particularly the Altiplano, and thus was fairly constant through time.

1 Einleitung

1.1 Untersuchungsraum

Entlang der westlichen Kontinentalseite Südamerikas durchläuft der Gebirgszug der Anden fast alle klimatischen Zonen der Erde. Von den regenwaldbedeckten inneren Tropen über ausgesprochene Trockengebiete in Wendekreislage bis gegen die kühlen Regenwälder im Westwindbereich und schliesslich den grossen Eisströmen Südpatagoniens bilden die Anden einen Raum der Extreme. Meist konzentriert auf einen schmalen Gebirgszug von weniger als hundert Kilometern Durchmesser, trennen sie den Pazifik vom Inneren des Kontinents. Nur im tropisch-subtropischen Raum mit dem hochgelegenen Altiplano ist eine Verbreiterung auf 300 bis 400km zu erkennen. Nördlich des Äquators spalten sich die einzelnen Kordillerenarme auf. Ansonsten ist die Andenkette eine linienhafte, hochreichende Barriere. Ihr Verlauf bestimmt auch die klimatischen Verhältnisse des Kontinents auf dramatische Weise. In Südamerika können deshalb kaum zonal angelegte Klimagürtel erkannt werden. Vielmehr verursacht der Andenkörper eine starke meridionale Verzerrung der grossräumigen Klimazonen. So ist der nordöstlichste Teil stark tropischen Charakters, der südwestliche zeigt hingegen auf extreme Weise die Bedingungen der aussertropischen Westwindzone an. Da der Hauptteil des Kontinents aber in den niederen Breiten liegt, dominieren die tropischen Merkmale den grössten Teil der Landmasse. Das gewaltige Becken des Amazonas verleiht Südamerika sogar ozeanische Eigenschaften (Kreuels et al., 1975). Im Südostpazifik, auf der westlichen Seite der Anden, liegt hingegen mit der südostpazifischen Antizyklone die stabilste Zirkulationszelle der Erde (Weischet, 1991). In ihrem Einflussbereich führt ganzjährige Subsidenz zu grosser Lufttrockenheit. In Küstennähe verstärkt sich die absinkende Wirkung zusätzlich aufgrund der überaus starken Temperaturkontraste

zwischen dem durch Auftriebswässer abgekühlten Ozean und dem aufgeheizten Hinterland. Low-level-jet Phänomene entlang der Küste (Lettau, 1976; Abreu und Bannon, 1993) und starke tagesperiodische Windsysteme gegen die Anden (Rutland und Ulriksen, 1979) unterbinden zusammen jegliche konvektive Tätigkeit, so dass die vermutlich trockenste Wüste (Weischet, 1966), die Atacama, in unmittelbarer Meernähe existiert. Im Schutz der Anden erstreckt sie sich von etwa 27°S bis gegen den Äquator. Südlich von 30°S dominieren Westwindeinflüsse den Klimaverlauf. Auf 47°S erreichen die Gletscher bereits das Meer. Starke Zonalströmungen mit grossen Niederschlagssummen prägen hier das Klima.

Der Untersuchungsraum besitzt zwei wichtige Eigenschaften: Zum einen liegt er mehr oder weniger zwischen den grossen Klimazonen und gelangt im Laufe des Jahres sowohl in den Einflussbereich der tropischen wie der aussertropischen Zone. Ausserdem bildet die hochgelegene Landmasse im „ozeanischen Kontinent“ eine wichtige Heizplatte, die sich bis zu einem gewissen Grad ihr eigenes Klima schafft (Plateau-Effekt). Der Altiplano liegt somit nicht nur im Spannungsfeld zwischen tropischer und aussertropischer Zirkulation, vielmehr modifiziert er beide stark. Auf beiden Seiten schirmen die hohen Kordillerenzüge der West- und Ostkordillere, die Höhen von teilweise weit über 6000m erreichen, das Hochplateau mit seiner durchschnittlichen Höhe von etwa 3700m vor direkten Einwirkungen aus dem Tiefland. Dennoch wird diese Hochebene mit ihren randlichen Vulkanen in den folgenden Untersuchungen stets mit den umliegenden Gebieten in Verbindung gebracht. Für Zirkulationsfragen muss daher der Untersuchungsraum im etwas ausgeweiteten Rahmen betrachtet werden.

1.2 Fragestellung

Bei der Betrachtung eines Raumes und seiner Klimageschichte bildet das Verständnis der heutigen Gegebenheiten eine unabdingbare Grundlage, denn nur dadurch lassen sich klimatische Veränderungen in der Vergangenheit überhaupt beschreiben und diskutieren (Aktualitätsprinzip). Auf dem südlichen Altiplano lässt sich die Problematik fast alleine auf die Niederschlagsverhältnisse reduzieren. Der Naturraum des Untersuchungsgebietes wird nämlich in erster Linie von der

Verfügbarkeit von Wasser gesteuert. Sowohl die Vegetationsaktivität wie auch die geomorphologischen Prozesse an der Erdoberfläche werden nur unwesentlich von Änderungen im Temperaturgeschehen betroffen.

Im Übergangsbereich von Tropen und Aussertropen verstärken die beiden Zirkulationssysteme im jahreszeitlichen Gang abwechselungsweise ihren Einfluss auf den Untersuchungsraum. Ihre Niederschlagsfelder hinterlassen dabei typische Spuren. So weist gegen die Tropen hin

zunehmende Feuchtigkeit auf die sommerlichen konvektiven Niederschläge hin. Nach Süden hin zunehmende Niederschläge deuten auf winterliche Auswirkungen der Zyklonenaktivität der mittleren Breiten hin. Beide Systeme verlieren aber gegen den südlichen Altiplano hin derart an Stärke, dass die Wüstenbedingungen der Atacama bis in die Hochlagen der Anden vordringen. Durch die hohe Sensitivität des Raumes auf die herrschenden Feuchtebedingungen werden Veränderung in den Niederschlagsfeldern starke Auswirkungen auf die Ökologie haben. Für klimatologische Arbeiten nimmt somit neben der Niederschlagsmenge vor allem die Entstehung und damit die zirkulationsdynamische Zuordnung der Niederschläge eine zentrale Stellung ein. Die vorliegende Arbeit versucht die heutigen meteorologisch-klimatologischen Rahmenbedingungen der Niederschläge im Bereich des andinen Trockenraumes zu beschreiben. Folgende Fragen stehen dabei im Vordergrund:

- Wie entstehen die Niederschläge in den trockenen Anden? Können verschiedene charakteristische Entstehungsprozesse unterschieden werden?
- Wieviel Niederschlag fällt im Untersuchungsraum? Wie gross ist die Variabilität?
- Welche räumlichen Muster können im Jahresverlauf erkannt werden? Können Niederschlagsmuster einer bestimmten Klimazone zugeordnet werden?

Als übergeordnete Frage muss schliesslich untersucht werden:

- Welche Faktoren steuern das Niederschlagsgeschehen? Welches sind konstante, welches variable Steuergrössen im Laufe der Zeit?

Erst die Verbindung von Niederschlagsentstehung und der jeweiligen Verteilungsmuster erlaubt im Untersuchungsraum eine klimaökologische Gliederung vorzunehmen. Durch die Rekonstruktion von Veränderungen in den so ermittelten Raumeinheiten können Rückschlüsse auf das Verhalten der klimatischen Rahmenbedingungen gezogen werden. Dadurch kann das Geschehen auf dem Altiplano in einen grösseren Kontext gestellt werden.

Die vorliegende Arbeit gliedert sich somit in folgende Teile: Nach der Darstellung der Datengrundlage und der Methodik (Kapitel 2) erfolgt eine Einführung in die klimatischen Rahmenbedingungen (Kapitel 3). Grosse Bedeutung wird dabei den auf verschiedenen Skalenebenen beteiligten Prozessen beigemessen. Kapitel 4 beschäftigt sich schliesslich mit der Niederschlagsentstehung in den Hauptjahreszeiten. In Kapitel 5 werden über die räumliche Verteilung sowie anhand der Häufigkeit des Auftretens Niederschlagskarten abgeleitet. Der Bogen zur Projektebene wird in Kapitel 6 gezogen, wo die erarbeiteten Niederschlagsmuster auf ihre paläoklimatische Bedeutung hin geprüft werden.

2 Datengrundlage und Methodik

2.1 Datengrundlage

Um der Beantwortung der Fragestellung nach der Entstehung und Verteilung der Niederschläge möglichst nahe zu kommen, sind für den über mehr als 10 Breitengrade und sämtliche Höhenstufen aufgespannten Untersuchungsraum hohe Anforderungen an die Datengrundlage zu stellen. Einerseits soll eine möglichst generalisierte Übersicht grossräumige Gradienten aufzeigen. Zum andern sind aber die lokalen Verhältnisse äusserst wichtig. Gerade in topographisch stark gegliederten Gebirgsregionen führen Lokalphänomene immer wieder zu erheblichen Problemen bei der Interpretation von Punktdaten. Zusätzlich verlangt die hohe Variabilität in Wüstenlagen nach noch längeren Messreihen als dies in anderen Zonen bereits nötig ist. Möchte man zudem gewisse Periodizitäten und Korrelationen mit Systemen untersuchen, die nur im mehrjährigen Zyklus zu beobachten sind (Quasi-biennial-oscillation QBO, El Niño-Southern Oscillation ENSO), so können gerade auf der Südhemisphäre selbst gute Grundlagen kaum den Ansprüchen genügen.

Das verfügbare Datenmaterial erlaubt dennoch einen Einblick in die heutigen Klimaverhältnisse des Untersuchungsraumes und lässt die Beschreibung ihrer wesentlichen Komponenten zu.

2.1.1 GOES-E / METEOSAT Satellitendaten

Über die PC-METEOSAT-Empfangsstation am Geographischen Institut in Bern konnten für den Zeitraum zwischen Januar 1993 und Oktober 1994 Analogbilder aus dem Infrarotspektrum von Südamerika empfangen werden. Am Bildschirm konnten die von der Station alle drei Stunden empfangenen Bilder betrachtet und optisch analysiert werden. Da eine Kalibration der Analogaufnahmen nicht möglich war, musste auf die digitale Bearbeitung verzichtet werden. Die Graustufung in den Bildern des Infrarotsensors erlaubt dennoch eine relative Unterscheidung von unterschiedlichen Strahlungstemperaturen. So heben sich kühle bis kalte Wolken vom tagsüber warmen Untergrund ab. Innerhalb der Wolkendecke lassen sich unterschiedliche Wolkenstockwerke aufgrund der Temperaturdifferenzen unterscheiden. Durch Berücksichtigung des regionalen Kontexts können so unterschiedliche Wolkentypen erkannt werden. Markante Geländeformen wie der Salar de Atacama (23°S/69°W) oder der Salar de Uyuni (20°S/69°W) sowie der Verlauf der West- und Ostkordillere vereinfachen jeweils die genaue Lokalisierung des Untersuchungsraumes. So kann die

grossräumige Zirkulation mit ihren regionalen Ausprägungen in ihrem täglichen bis jahreszeitlichen Verhalten beobachtet werden.

2.1.2 Wetterkarten

Ein wichtiges Hilfsmittel bei der grossräumigen Betrachtung von atmosphärischen Abläufen sind Wetterkarten. Je nach dargestellten Parametern können Informationen zum Strömungsverhalten, Temperaturverteilungen, usw. über einem beliebigen Gebiet gewonnen werden. Zur Bearbeitung von Fallbeispielen konnten aus dem Europäischen Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage in Reading, England (EZMW), tägliche Druck- und Geopotentialdaten beschafft werden. Durch die freundliche Hilfe von Daniel Lüthi (ETH Zürich) konnten so tägliche Abbildungen der Druckverhältnisse auf Meereshöhe sowie der 500- resp. 200-hPa-Geopotentialflächen von Südamerika erstellt werden. Als Zeitpunkt wurde jeweils 0Z (0 Uhr GMT) gewählt. Dieser entspricht am besten dem Zeitpunkt der stärksten Konvektion über dem Altiplano (21 Uhr Zonenzeit). Trotz einigen Interpolationsproblemen im Bereich der Anden, die in erster Linie aufgrund der Reduktion auf Meereshöhe auftraten, ermöglichen die Wetterkarten wertvolle Rückschlüsse auf Massenflüsse im grossräumigen Massstab.

2.1.3 Radiosondierung Antofagasta

Die wichtige Verbindung der einzelnen Atmosphärenschichten kann mittels Radiosondierungen erfolgen. In Antofagasta werden täglich zwei Sondierungen von der Dirección Meteorológica de Chile (DMC) auf dem Flugplatzgelände nördlich der Stadt gestartet. Die mir freundlicherweise von Patricio Aceituno (Universidad de Chile, Dept. de Geofísica, Sección de Meteorología) überlassenen täglichen Daten von 1957-1985 können zur Beschreibung der mittleren jahreszeitlichen Verhältnisse verwendet werden. Für die Bearbeitung der späteren Jahre mussten die Sondierungsdaten aus Microfichen der DMC herausgelesen werden. Sondierungsdaten ermöglichen unter anderem die Beschreibung von Temperaturveränderungen auf Standardniveaus sowie das Verhalten von verschiedenen atmosphärischen Schichtmächtigkeiten während einzelnen Ereignissen. Zudem kann über das vertikale Windprofil - und somit den thermischen Wind - eine Aussage über die horizontalen Temperaturverhältnisse in der Atmosphäre gemacht werden (vgl. Kap. 3.2.1).

2.1.4 Klimastationen der DGA

Die Chilenische Dirección General de Aguas (DGA) betreibt im ganzen Land eine Vielzahl von Klimastationen. Für insgesamt 100 Stationen zwischen 17°35' und 28°58'S konnten im Lauf der Zeit Daten gesammelt werden. Die Länge der verfügbaren Reihen schwankt aber erheblich. Für einzelne Stationen sind über 30 Jahre verfügbar, für andere kaum mehr als ein vollständiges Jahr. Die Qualität der von Hand abgelesenen und gesammelten Klimadaten erwies sich im Einzelnen vielfach als problematisch. Das relative Verhalten der Klimaparameter an verschiedenen Stationen bietet jedoch ausserordentlich wertvolle Ergänzungen zu den weiteren Quellen. Zudem bilden die Niederschlagsangaben der DGA-Stationen die Grundlage für die Auswahl der von Vuille (1996) untersuchten winterlichen Niederschlagsereignisse. Für weitere Angaben zu den Klimastationen muss auf Vuille (1996) verwiesen werden.

2.1.5 Klimastationen von El Laco

Eine wichtige Datenquelle bilden die teilweise hochaufgelösten Klimadaten der Projektstationen in El Laco. Die praktisch unter dem Wendekreis auf 4400m (23°52'S/67°29'W) und 5000m Höhe (23°50'S/67°29'W) installierten Stationen ermöglichen einen detaillierten Einblick in die Lokalklimatologie des Altiplano. Vuille (1996) beschreibt die gemessenen Parameter detailliert.

Weitere Klimadaten wurden uns freundlicherweise durch Dieter Schmidt (Universität Erlangen) von verschiedenen Stationen am Sairecabur (22°45'S/68°W) überlassen. Ergänzende Daten aus Argentinien und Bolivien wurden der Literatur entnommen (u.a. Miller 1976, Monheim 1956, Schneider 1969, SENAMHI 1989).

2.2 Methodik

2.2.1 Klimatologische Grundlagen

Vor der eigentlichen Bearbeitung von Niederschlagsereignissen werden mit einer eingehenden Literaturauswertung die meteorologisch-klimatologischen Grundlagen erarbeitet. Ein Hauptaugenmerk wird dabei auf Prozesse in unterschiedlichen Skalenebenen mit ihren räumlichen und zeitlichen Dimensionen gelegt, um die einzelnen Niederschlagsereignisse in einem grossräumigen Kontext zu verstehen. Das Kapitel 2 befasst sich somit hauptsächlich mit dem mittleren Verhalten der Atmosphäre über Südamerika mit einem speziellen Fokus auf den Altiplano. Dem angegliedert soll auf die Bedeutung der lokalen Skala hingewiesen werden.

Es zeigte sich, dass noch recht wenig Kenntnis über das Niederschlagsgeschehen auf dem Altiplano verfügbar ist. Am ehesten sind Arbeiten zu den Sommerverhältnissen zu finden. Winterniederschläge werden zwar oft erwähnt, doch ist über sie eigentlich noch kaum etwas bekannt.

2.2.2 Winterniederschläge: Fallbeispiele

Die synoptische Bearbeitung der Winterniederschläge erfolgte als Ergänzung zur Dissertation von Vuille (1996). Für die von ihm ausgewählten Schneefallereignisse wurde mittels der Wetterkarten die Entstehungsgeschichte fallbeispielartig rekonstruiert. Dabei dienten Serien von Satellitenbildern, Radiosondierungen und Stationsdaten (DGA, El Laco) als Ergänzungen. Es sollte untersucht werden, ob verschiedene Entstehungsarten der winterlichen Niederschläge unterschieden werden können.

2.2.3 Sommerniederschläge: Bewölkung

Da sommerliche Niederschläge in der Regel auf konvektive Prozesse zurückgeführt werden müssen, erweisen sich fallbeispielartige Untersuchungen mit dem verfügbaren Datenmaterial als schwierig. Extrem lokales Auftreten von Niederschlag verhinderte meist grösseräumige Interpretationen. Daher wurde für die sommerlichen Bedingungen der Zeitmassstab geöffnet. Bewölkungskarten sollten für die einzelnen Monate sowie für das Sommerhalbjahr Hinweise auf die lokalen bis regionalen Bewölkungshäufigkeiten liefern. Dabei bot die Verteilung der im Satellitenbild sichtbaren hochreichenden, konvektiven Wolken eine erste Annäherung an die Niederschlagsfelder. Über den Vergleich mit den verfügbaren Klimastationen wurde eine Korrelation der Bewölkungshäufigkeit mit dem Niederschlag angestrebt, was schliesslich zur Erstellung einer sommerlichen Niederschlagskarte führen sollte.

2.2.4 Variabilität

Eine wichtige Komponente im Niederschlagsverhalten in Trockenräumen ist die grosse Variabilität. Diese wurde sowohl für die einzelnen Hauptjahreszeiten als auch anhand möglichst langer Reihen für interanuelle Schwankungen beleuchtet. Es wurde nach Hinweisen auf grossräumige Abhängigkeiten gesucht.

3 Klimatologie des Untersuchungsraumes

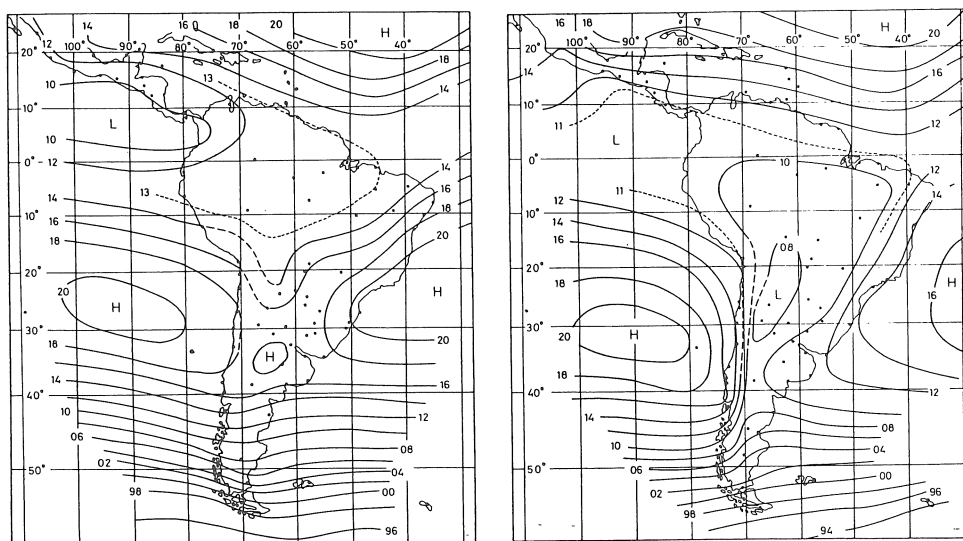
Die trockenen Anden befinden sich zwischen den tropischen und aussertropischen Zirkulationsgürteln. Im jahreszeitlichen Gang gelangt das Untersuchungsgebiet in den Einfluss beider Regime und erhält das jeweils typische klimatische Signal. Dennoch besitzt der Untersuchungsraum einen eigenen Klimacharakter, der in erster Linie auf die Extrembedingungen zurückzuführen ist. Die grosse Trockenheit in diesem topographisch stark gegliederten Raum führt zu einer intensiven Kleinkammerung mit jeweils ausgesprochen lokalem Charakter. Die ungehinderte Einstrahlung am Tag und Ausstrahlung in der Nacht führt zu ausgeprägtem Tageszeitenklima im gesamten Untersuchungsraum. Überlagert werden die klein-

räumigen Gegebenheiten von mesoskaligen Zirkulationsphänomenen, die durch die gewaltige Massenerhebung der Anden und insbesondere des Altiplano zustande kommen. Im Verlauf eines Tages bestimmt zunehmend das grossräumige Regime das Geschehen. Im jahreszeitlichen Wandel verändern sich die hemisphärischen Zirkulationsverhältnisse derart, dass im Untersuchungsraum sowohl die mesoskaligen wie die lokalskaligen Klimaphänomene beeinflusst werden. Daher muss für die trockenen Anden die extreme skalenübergreifende Interaktion der verschiedenen klimatischen Grössen hervorgehoben werden. Auf einzelne Ebenen wird in der Folge kurz eingegangen.

3.1 Grossräumige Skala

Das atmosphärische Verhalten einer Hemisphäre ist stark von der Jahreszeit abhängig (Kreuels et al., 1975; Schwerdtfeger, 1976; Hoffmann, 1992). Mit der Wanderung des Sonnenstandes verändert sich das Temperatur- und Druckfeld über Südamerika stark. Während über den Ozeanen im Laufe eines Jahres nur geringfügige Änderungen festgestellt werden können, schwanken sie über dem Kontinent markant. Während im Sommerhalbjahr die hohe Einstrahlung zu Hitzetiefs und damit zu einer deutlichen Verlagerung der tropischen Konvektionsniederschläge gegen Süden hin führt, dominiert im Winterhalbjahr Kaltluft die südliche Hälfte Südamerikas. Selbst die inneren Tropen werden zwischenzeitlich von Kaltluftvorstössen erreicht. Für den Untersuchungsraum, der im

Übergangsgebiet von Tropen und Aussertropen liegt, zeigen sich diese grossräumigen saisonalen Veränderungen am deutlichsten in den Windverhältnissen der oberen Troposphäre. Die grossen Temperaturunterschiede zwischen Tropen und Aussertropen führen im Winterhalbjahr zu einer Intensivierung und Nordverlagerung der Westwindzone. Sie erreichen in über 10km Höhe selbst den Äquator (Schwerdtfeger, 1976). Dabei führt die meist sehr zonal ausgerichtete Strömung trockene Luft gegen die Andenwestseite des Untersuchungsraumes. An der mindestens 1000km weiter südlich gelegenen Polarfront entstehen in kurzen Abständen Zyklonen, die in den Süanden zu hohen Niederschlägen führen. Diese erreichen aber nur selten als einzelne Ausläufer die Trockenzone.



Figur 1 : Druckverhältnisse über Südamerika im Winter (A) und Sommer (B) (Schwerdtfeger, 1976)

Im südhemisphärischen Sommer sind die Druckgegensätze über dem Kontinent viel geringer. Die starke Aufheizung des Kontinents und v.a. des hochgelegenen Altiplano erzeugt ein grosses Hitzetief, das zu weiträumiger Luftmassenadvektion gegen den Altiplano führt.

3.1.1 Tropen

Massgeblich am tropisch-ausertropischen Energieaustausch sind grosse Zirkulationszellen beteiligt. Die Hadley-Zelle ist für den meridionalen Transport vom Äquator bis in die Subtropen verantwortlich. Durch aufsteigende Luftmassen an der Äquatorseite wird sensible und latente Wärme aus den feuchten Tropen abgeführt. Durch das grosse Temperaturgefälle gegen die Pole hin fliesst die energiebeladene Luft unter zunehmender Beeinflussung durch die Corioliskraft gegen die Ausertropen ab. Die Corioliskraft bewirkt schliesslich über den Subtropen die vollständige Ablenkung der Strömung in Westwinde, die Jetgeschwindigkeit erreichen (Subtropenjet). Aus diesem Niveau wird durch nachströmende Luftmassen ständig Luft in tiefere Schichten verdrängt (Reiter, 1970). Diese bildet den absteigenden Ast der Hadley-Zelle und damit die Kerngebiete der Subtropenhochs. Die Subsidenz führt zu grossräumiger Austrocknung und Erwärmung. Durch die saisonalen Schwankungen und die Land-See-Verteilung auf der Erde gliedern sich die Subtropenhochgebiete in einzelne Zellen (vgl. Reiter, 1970; Weischet, 1991). Diese sind v.a. über den östlichen Ozeanbecken als persistente Phänomene zu finden. Die südostpazifische Antizyklone gilt dabei als ausserordentlich stabil. Aus den Subtropenhochzellen fliessen bodennah Luftmassen gegen den wärmeren Äquator. Die Passatströmung erfährt dabei ebenso eine Ablenkung wie die entgegengerichtete Höhenströmung, was zu bodennahen Winden aus SE (auf der Südhalbkugel), resp. NE (auf der Nordhalbkugel) führt. Durch die Verlagerung in niederere Breiten (gegen den Äquator hin) erfahren die Luftmassen ständig eine leichte Divergenz, die durch die auseinanderweichenden Längengrade bewirkt wird. Dies führt neben den allgemeinen Absinkbewegungen aus der Höhe zu zusätzlicher Stabilisierung der bodennahen Strömung. Vor der Pazifikküste Südamerikas verursacht die küstenparallele Südströmung auf der Ostseite des Subtropenhochs durch Ekman-Transport starke Auftriebsbewegungen von kaltem Tiefenwasser (Arntz und Fahrbach, 1991; Hastenrath, 1991). Dieses kühlt die unteren Atmosphäreschichten deutlich ab und hilft dabei die markante Inversionsschicht zu stabilisieren.

Für den Untersuchungsraum ist dies insofern wichtig, als durch die starke Inversionslage über dem Pazifik kaum Feuchtigkeit in die Anden entweichen kann. Das Nebeneinander von Ozean mit Nebelschicht und extremer Trockenwüste ist nirgends so stark ausgebildet wie in der Atacama Südamerikas.

Eine zweite, nun aber zonal angelegte Zirkulationszelle (Flohn, 1971; Newell 1979) führt regelmässig zu Störungen in der Hadleyzelle. Die parallel zum Äquator

über den Pazifik wirksame Walkerzirkulation (Bjerknes, 1969) entsteht aufgrund des thermischen Ungleichgewichtes zwischen Ost- und Westpazifik. Während kalte Auftriebswässer im Ostpazifik zu einer Abkühlung führen, heizt sich der Westpazifik stark auf. Dieses Ungleichgewicht führt zu Druckdifferenzen, die durch die zonale Walkerzirkulation ausgeglichen werden. Dabei steigen erwärmte Luftmassen im Westpazifik auf und werden in der Höhe nach Osten verlagert, wo sie in den Subtropenhochzellen absteigen. In Bodennähe fliessen die Passate schliesslich dem Äquator entlang von Ost nach West und schliessen die Zelle.

Von Zeit zu Zeit drehen sich aber die Verhältnisse um (Walker, 1923, 1924; Walker und Bliss, 1932) und führen zu starken Veränderungen im Zirkulationsmuster sowohl in der Atmosphäre als auch im Ozean (Berlage, 1966). Die sonst kühlen Oberflächenwässer werden durch warmes Wasser aus dem zentralen Pazifik, was die Ozeanflora und -fauna stark beeinträchtigt. Heftige Niederschläge sind im unmittelbaren Küstengebiet von Ecuador und Peru zu verzeichnen, während Dürren im westpazifischen Raum auftreten. Dieses Phänomen wird als El Niño-Southern Oscillation bezeichnet. El Niño ist der ozeanische, die Southern Oscillation der zugehörige atmosphärische Teil. Die oft als Klima-anomalie bezeichneten Phasen stellen für den gesamten Pazifikraum eine wichtige Klimateigenschaft dar. Trotz unregelmässigem Auftreten und der unterschiedlichen Stärke muss ENSO als wichtiger Parameter zum Klima der beeinflussten Regionen gezählt werden (Graham und White, 1988). Ob allerdings das Verhalten des Phänomens über die Zeit stabil geblieben ist, wird in letzter Zeit angezweifelt (Fairbridge, 1986; Aceituno und Montecinos, 1992; Ortlieb, 1994). Seit dem Jahrhundertereignis von 1982/83 wurde die Forschung stark intensiviert und ENSO wird als wichtiger Parameter für interannuelle Schwankungen anerkannt. Schöne Übersichten geben Ropelevski und Halpert (1987), Enfield (1989), Arntz und Fahrbach (1991), Hastenrath (1991), Diaz und Markgraf (1992) und Chen et al. (1995).

Für den Untersuchungsraum sind Verbindungen von ENSO-Ereignissen mit dem tropischen Niederschlag höchstens schwach ausgeprägt (Künzel und Kessler, 1986; Aceituno, 1988, 1992, 1995; Romero und Rivera, 1993). Der unmittelbar an den Pazifik grenzende Altiplano scheint dynamisch eher dem amazonisch-atlantischen Raum zugewandt (Pittock, 1980; Caviedes, 1989; Jacobeit, 1992;). Für den Südpazifik konnten hingegen teleconnections erkannt werden: So sind während ENSO-Ereignissen grossräumige Blocking-Phasen vor der Südspitze Südamerikas häufiger (Berbery und Nuñez, 1989; Karoly, 1989; Rutland und Fuenzalida, 1991). Dadurch verlagert sich die winterliche Polarfront deutlich nach Norden. Zentralchile erhält so in der Regel wesentlich mehr Niederschlag (Pittock, 1980; Aceituno, 1992; Rutland und Fuenzalida, 1991; Rutland et al., 1992). Im Lee der Anden ist dieselbe Wirkung festzustellen: Die Kaltluftinbrüche in Nordargentinien, Paraguay sowie im Süden Brasiliens nehmen in ENSO-Jahren wesentlich zu

(Mossmann, 1924; Streeten, 1983; Companucci, 1992). 64% der feuchten Jahre in Nordwestargentinien sind ENSO-Jahre und gar 73% aller Trockenjahre fallen mit dem entgegengesetzten Fall, sog. La Niña-Jahren, zusammen (Minetti, 1989). In diesen Nicht- oder Anti-El Niño-Jahren sind die kalten Meeresoberflächentemperaturen an der südamerikanischen Pazifikküste besonders ausgeprägt und ein starkes Subtropenhoch verhindert auch im Winter das äquatorwärtige Ausschwenken von Wellen in der Westdrift. Als Beispiel kann hier das Jahr 1988 angeführt werden, das für den Norte Chico mit einer Niederschlagseinbusse von bis zu 95% als eines der trockensten des Jahrhunderts in die Geschichte eingegangen ist (Romero, 1989). Dagegen scheinen die tropischen Niederschläge in La Niña-Jahren eher intensiviert.

3.1.2 Westwindzone

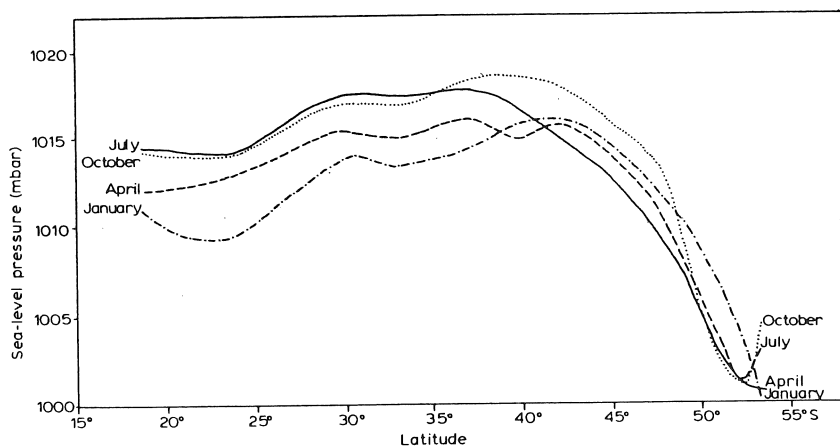
Die Zirkulation der mittleren und höheren Breiten ist durch die grossen Temperatur- und daher Druckgegensätze zwischen 30° und 60° gekennzeichnet. Auf der Südhalbkugel ist der vorherrschende Temperaturgradient im Bereich der Westerlies wegen der ganzjährig kalten Antarktis 4° bis 5°C stärker als auf der Nordhalbkugel. Der dadurch um 15 bis 20hPa grössere Druckgradient (Endlicher, 1989) verursacht eine deutlich stärkere mittlere Westdrift mit häufigeren und schneller ziehenden Zyklonen. Da auf der Südhalbkugel kaum grössere Kontinente vorhanden sind, ist die atmosphärische Strömung um die Antarktis im allgemeinen ausserordentlich zonal angelegt. Neben der intensiveren Zyklonenbildung sind „Energiebrücken“, die als „tropical-extratropical-cloud-bands“ (TECBs) in die Literatur eingegangen sind, für den

Energieaustausch zwischen den Tropen und Aussertropen von grosser Bedeutung (Kühnel, 1989). Sie liefern einen Hinweis auf intensive Verzahnung der Zirkulationsgürtel (Jacobeit, 1989; Winiger, 1975; Stucki, 1983).

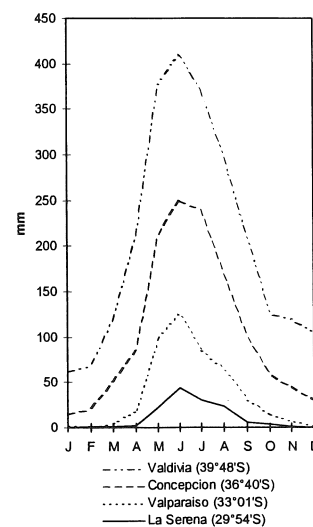
Im Südostpazifik wird die zonale Strömung durch die konstante Lage des Subtropenhochs stark unterstützt. Das Hoch blockiert alle äquatorwärts vordringenden Luftmassen, was entlang der chilenischen Küste zu einer starken klimatischen N-S-Zonierung führt. Wie nirgendwo auf der Erde ist der Übergang von der extrem trockenen Subtropenwüste bis ins wohl niederschlagsintensivste Gebiet der Aussertropen so deutlich ausgebildet (Miller, 1976). Dabei steigen die Niederschläge von nur wenigen Bruchteilen von Millimetern in der Atacama Nordchiles bis auf über 7500mm bei etwa 50°S! Als Veranschaulichung können die Niederschlagsangaben zwischen 30° und 40°S dienen:

Unter Berücksichtigung der jahreszeitlichen Verlagerung um etwa 10° zeichnet van Husen (1967) folgendes Bild:

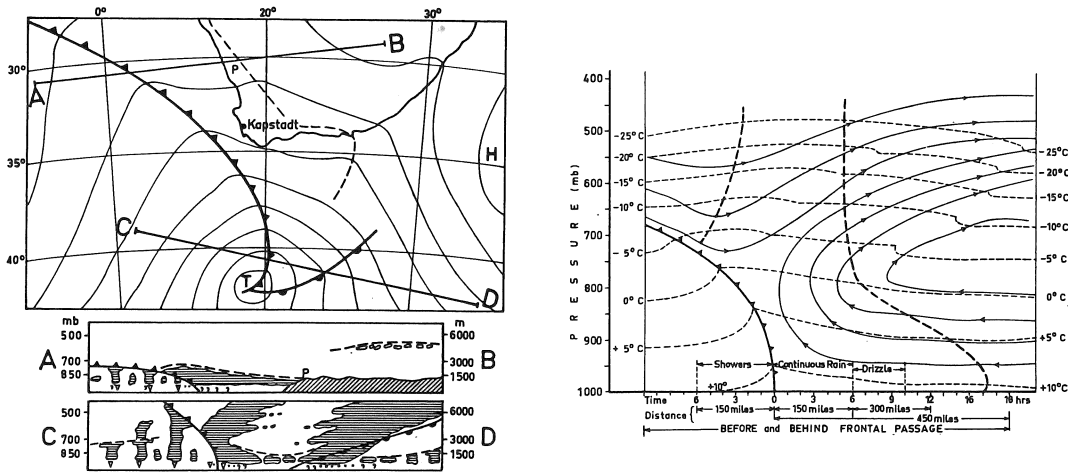
- südlich von 45°S: Jahreszeitlich ausgeglichene Niederschläge
- 45°-41°S: Winterregenmaximum mit jedoch noch ausreichenden Sommerniederschlägen
- 41°-38°S: Episodische Sommertrockenheit
- 38°-34°S: Ausgesprochene Sommertrockenheit
- 34°-30°S: Bei weiterhin grosser Sommertrockenheit nun episodisch auch Wintertrockenheit
- 30°-18°S: Ganzjährige Trockenheit, Niederschläge bevorzugt im Winter (Ausnahme: Altiplano im äussersten Nordosten)



Figur 2 : Mittlerer Luftdruck entlang der Chilenischen Pazifikküste im Jahresverlauf (Miller, 1976)



Figur 3 : Mittlere Monatsniederschläge zwischen 30° und 40°S (nach Miller, 1976)

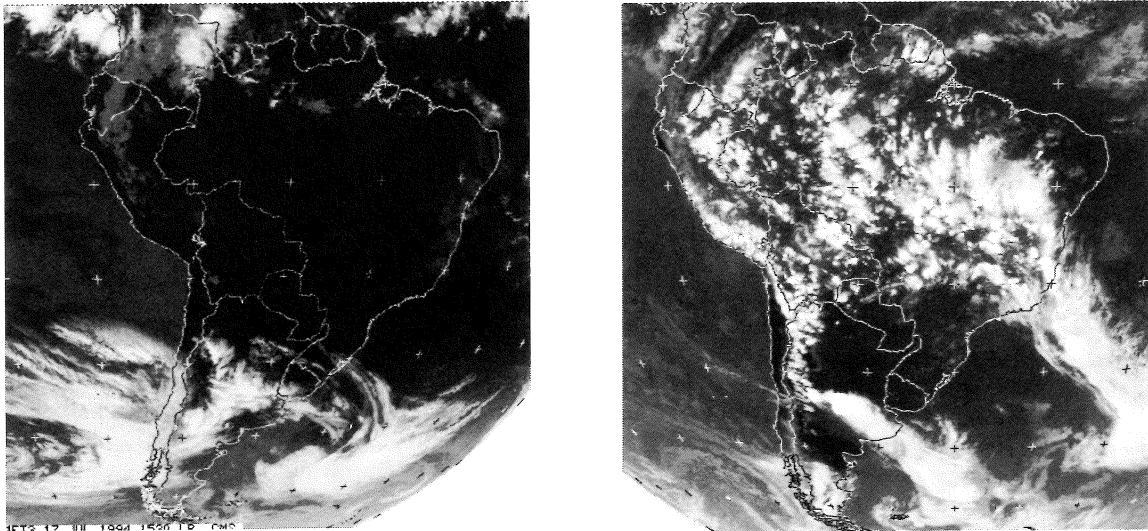


Figur 4 : Kaltfrontmodelle nach (A) Taljaard et al. (1961) und (B) Elliot (1957)

Die in die Subtropen vordringenden Kaltfronten schwächen sich in der Regel deutlich ab. Elliott (1958) und Taljaard et al. (1961) schlagen daher modifizierte Kaltfrontmodelle vor (Figur 6), die Niederschlag vorwiegend in einer als „leader front“ bezeichneten präfrontalen Instabilitätszone vermuten. Die eigentliche Frontfläche wird dabei durch die grosse Distanz zur Quelle der Kaltluft in der Vertikalen abgeflacht. Präfrontal auftretende mittelhohe Bewölkung führt bereits zu Nieselregen, der in kontinuierlichen Nieder-

schlag übergeht. Während und nach dem Durchzug der eigentlichen Front treten schliesslich intensive Schauer auf.

Stark vereinfacht lassen sich somit die Hauptjahreszeiten grossräumig klar voneinander trennen: Während im Sommer über dem Kontinent starke Konvektionsbedingungen zu Bewölkung und Niederschlag führen, prägen im Winter starke Westwinde mit eingelagerten Zyklonen weite Teile Südamerikas (Figur 7).

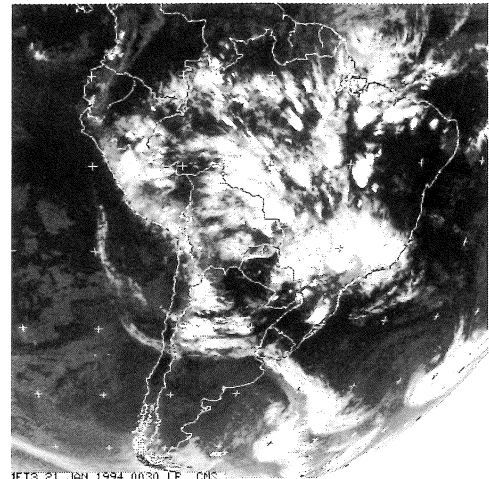
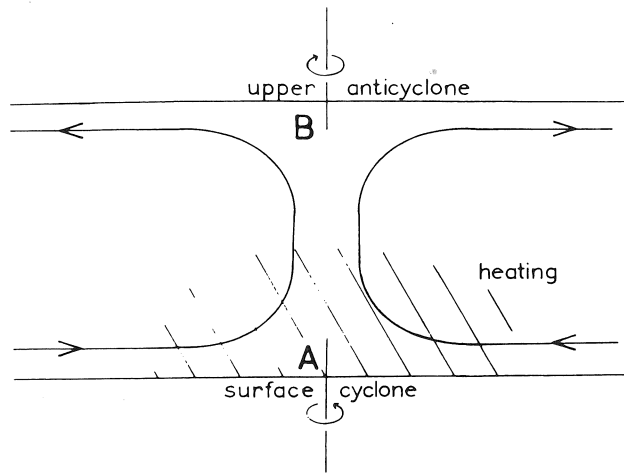


Figur 5 : Typische Bewölkungsverhältnisse über Südamerika im (A) Winter und (B) Sommer

3.2 Mittlere und kleinräumige Skala

Die Anden und das Hochplateau des Altiplano haben auf allen räumlichen Skalenebenen einen entscheidenden Einfluss auf Strömungsbedingungen. Dabei ist gerade die meist nichtlineare Interaktion über die verschiedenen

Dimensionen hinweg ausserordentlich wichtig. Für allgemeine Übersichten über Gebirgsinflüsse sei hier auf die Literatur verwiesen (Smith, 1979; Reiter, 1982; Reiter et al., 1984; Blumen, 1990; Barry, 1992).



Figur 6 : (A) Schematisches Bild eines Hitzetiefs mit zugehöriger Höhenantizyklone (Haarwood, 1981), sowie durch hohe Bewölkung gut sichtbare Höhenantizyklone über dem Altiplano vom 21. Januar 1994 (B).

3.2.1 Plateau-Effekt

Bolin (1950) schloss jegliche thermische Auswirkung hochliegender Plateaus auf die grossräumige Zirkulation der Tropen aus. Schwerdtfeger (1961) und v.a. Gutman und Schwerdtfeger (1965) zeigten jedoch auf eindrückliche Weise den Energiefluss vom sommerlich stark erwärmten Altiplano bis in die hohe Troposphäre auf. Anhand von Radiosondierungsdaten aus Antofagasta konnten sie den jahreszeitlichen Verlauf der Höhenströmung nachzeichnen. Sie zeigten, dass die von Mai bis September vorherrschenden Westwinde in ihrem Verhalten mit der Höhe auf höhere Temperaturen im zentralen Pazifik hinweisen, während in den Sommermonaten die mittleren isobarischen Temperaturgradienten auf den nordöstlich von Antofagasta gelegenen Altiplano zeigen. Erst oberhalb von etwa 150hPa wechselt der Temperaturgradient und somit auch die direkte thermische Beeinflussung (Gutman und Schwerdtfeger, 1965). Daraus kann geschlossen werden, dass im Sommer die thermische Wirkung des Altiplano zur Ablenkung der Höhenströmung nach Südosten beiträgt, im Winter jedoch keine Modifikation der Strömung beobachtet werden kann. Der mechanische Einfluss des Gebirges auf die im Winter verstärkte Höhenströmung muss daher als gering betrachtet werden. Auf die thermischen Auswirkungen auf die Höhenströmung weisen auch andere Autoren hin (Reiter, 1970, 1982, 1984; Kreuels et al., 1975; Virji, 1981; Chu, 1985; Horel, 1989; Rao und Erdogan, 1989).

Die starke Erwärmung auf dem Altiplano führt zu einem bodennahen Hitzetief. Dort führt die Erwärmung zu Hebungsprozessen mit anschliessender Höhendivergenz. Dabei erfährt die Luft wegen der Reduktion der absoluten Vorticity eine antizyklonale Ablenkung, und es bildet sich ein Höhenhoch (Haarwood, 1981). Der Plateau-Effekt verstärkt den Bildungsprozess des Hitzetiefs dramatisch. Ausschlaggebend ist nicht mehr nur eine Zone, die sich gegenüber ihrem Umland stärker erwärmt. Es ist vielmehr eine grosse Massenerhebung wie der Alti-

plano, das Tibet-Plateau oder das Colorado-Plateau, die sich gegenüber der ihr auf gleicher Meereshöhe benachbart liegenden freien Atmosphäre markant stärker erwärmt. Je höher dabei die Massenerhebung liegt, umso stärker wirkt die Heizfläche. Gutman und Schwerdtfeger (1965), Kreuels et al. (1975), Reiter (1982, 1984) sowie Rao und Erdogan (1989) weisen aber darauf hin, dass nicht nur die direkte Erwärmung, also der sensible Wärmefluss, von grosser Bedeutung ist. Vielmehr kann der latente Wärmefluss, der bei kräftiger Konvektion und Wolkenbildung wirksam wird, sogar dominant werden.

Sowohl beim Tibet-Plateau (Reiter, 1982) als auch beim Altiplano (Rao und Erdogan, 1989) erfolgt die grösste Erwärmung der oberen Troposphäre in Gebieten mit grösster konvektiver Aktivität. Beim Altiplano sind dies v.a. die östlichen und nordöstlichen Bereiche, wo sowohl Steigungsniederschläge als auch die Plateau-Konvektion zusammenfallen. Im westlichen Teil überwiegt der sensible Wärmefluss (Rao und Erdogan, 1989), weil Kondensationsprozesse deutlich reduziert auftreten.

Da die angesogenen Luftmassen aus gleicher Höhe über dem benachbarten Pazifik oder dem Kontinent wie alle höherentroposphärischen Luftmassen viel zu trocken sind, um entscheidend Feuchtigkeit zur Verfügung zu stellen, wird von Gutman und Schwerdtfeger (1965) ein bodennaher Feuchtetransport postuliert. Dieser muss als Talwindssystem für den Wärme- und Feuchtefluss verantwortlich sein. Dabei kommen für den Altiplano nur die östlich des Gebirges gelegenen Tiefländer in Frage. Von Westen wird von der unter der tiefliegenden Inversion gefangenen pazifischen Feuchte kaum ein substanzieller Beitrag erfolgen.

Reiter (1982, 1984) und Hastenrath (1985) weisen auf die Interaktion von Prozessen auf verschiedenen Skalen hin. Dabei wird der grossräumige saisonale Verlauf mit quasi permanenten Drucksystemen (Bodenhitzetief,

Höhenhoch) von einem markanten Tagesgang überlagert. Dieser steuert vom lokalen bis zum regionalen, entlang grosser Plateaus sogar im mesoskaligen Bereich das Wettergeschehen. Der oftmals beschriebene monsunale Charakter bleibt hinter dem Tagesgeschehen eher gering. Es sind eher durch das Gebirge induzierte Low-level-jet-Phänomene, die den Feuchtetransport steuern (Reiter, 1984). Diese sind östlich des Altiplano bereits in der grossen Skala durch Strömungslinien dem östlichen Altiplanoabhang entlang erkennbar (Gandu und Geisler, 1991). Durch Schwankungen im Feuchtezufluss verändert sich die Lage und Intensität des Konvektionszentrums und damit der Höhenantizyklone. Der Kern ist meist zwischen 14°S/65°W (Chu, 1985), 16°S/67°W (Rao und Erdogan, 1989), 17°S/65°W (Virji, 1981) und 18°S/65°W (Nishizawa und Tanaka, 1983) zu finden und wird daher als Bolivien-Hoch bezeichnet. Nach Schwerdtfeger (1961) erstreckt sich dabei die Erwärmung über den Anden bis 33°S. Mittlere tägliche Wärmeüberschüsse über dem Altiplano im Betrag von 2° bis 4°C sind dabei im Vergleich zur Luft über dem benachbarten Pazifik messbar (Schwerdtfeger, 1961; Rao und Erdogan, 1989). Weischet (1991) erwähnt sogar Abweichungen von 8°C. Die mittleren Tagesspitzenwerte sind über dem Altiplano nach Schwerdtfeger sogar um bis zu 13°C (!) erhöht. Somit ist der thermische Einfluss des Altiplano auf die sommerliche Atmosphäre beträchtlich.

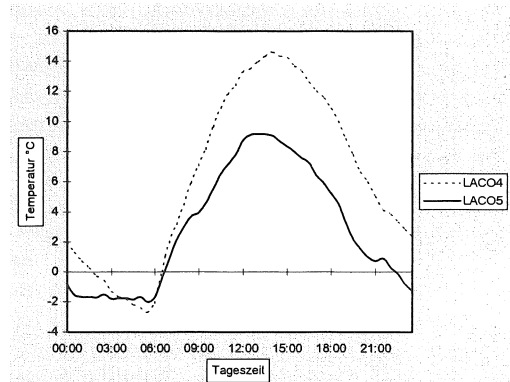
3.2.2 Klimatische Verhältnisse in Nordchile

Ausgehend von den klimatischen Rahmenbedingungen, wie sie bisher erläutert wurden, muss nun den einzelnen Klimatelementen und ihrem bereits angesprochenen Tagesgang in knapper Form nähere Beachtung geschenkt werden.

Strahlung : Als Ursache aller Bewegungsvorgänge in der Atmosphäre kommt der Strahlung eine zentrale Rolle zu. Die Lage im trockenen Übergangsraum zwischen Tropen und Aussertropen ist im allgemeinen mit einer sehr geringen Bewölkungshäufigkeit verbunden. Die gleichzeitig grosse Meereshöhe führt dabei zu extremen Einstrahlungswerten (Hirschmann, 1973). Vuille (1996) konnte zeigen, dass in El Laco auf 5000m Höhe Spitzenwerte von über 1.3kW/m² auftreten, was nahe an der Solarkonstante mit 1.36kW/m² liegt (Weischet, 1991). Zwar weist nicht der gesamte Altiplano so hohe Ein-

strahlungswerte auf, doch der solare Einfluss dominiert das klimatische Geschehen im täglichen und jahreszeitlichen Gang. Als wichtiger Steuerfaktor zeigt sich die Bewölkung, die zu den Einstrahlungswerten ein deutlich negatives feedback aufweist.

Temperatur : Die Stationen Nordchiles weisen fast ausschliesslich einen grösseren, meist sogar weitaus grösseren Schwankungsbereich im Tagesgang als im Jahresverlauf auf. Durch die kaum beeinträchtigte Ein- und Ausstrahlung gehört die Atacama sogar zu den extremsten Tageszeitenklimaten der Erde (Jordan, 1991). Mit Schwankungen bis zu 37°C (Weischet, 1970) zeigen einige Tieflandstationen Maximalwerte. Eine wichtige Rolle spielen dabei topographische Faktoren. Beckenlagen führen im gesamten Raum zu nächtlichen Kaltluftseen mit extremer Temperaturschichtung. Aus den mittleren Tagesgängen von El Laco wird ersichtlich, dass die tiefergelegene Station bei 4400m während der Nacht sogar tiefere Werte erreicht als die auf 5000m gelegene, obere Station.



Figur 7 : Mittlere Halbstunden-Lufttemperaturen in El Laco im Dezember 1993

Messungen in El Laco zeigen, dass nach Sonnenaufgang die Sonneneinstrahlung binnen kurzer Zeit zur Auflösung der nächtlichen Verhältnisse führt. Dabei wechselt die vertikale Temperaturschichtung von einer starken Inversion während der Nacht auf oftmals sogar superadiabatische Verhältnisse am frühen Nachmittag! Daher ist es ausgesprochen schwierig, im Untersuchungsraum von vertikalen Temperaturgradienten zu sprechen. In Tabelle 1 sind verschiedene Temperaturgradienten dargestellt:

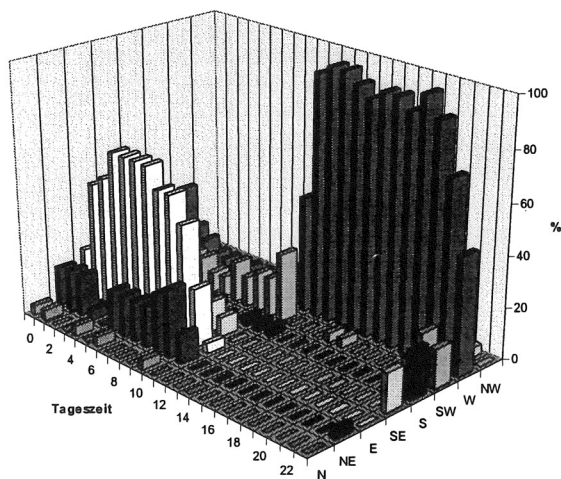
Ort	Temp.gradient	0°C-Grenze	Quelle
I Region	-0.54°C/100m	4890m	32 DGA-Stationen I Region
Sairecabur	-0.71°C/100m	4790m	Schmidt (1995)
El Laco	-0.62°C/100m	4650m	eigene Berechnungen
Sondierung Antofagasta	-0.64°C/100m	4660m	DMC

Tabelle 1 : Vertikale Temperaturgradienten und 0°C-Grenze in der I und II Region

Aus den Temperaturwerten und ihrem vertikalen Gradient lässt sich die Höhe der jeweiligen 0°C-Jahresisotherme abschätzen (Tabelle 1). Von der I Region mit Höhen von etwa 4800 bis 4900m sinkt sie bis in die II Region auf etwa 4700 bis 4800m. Dies deckt sich gut mit den Angaben von Hastenrath und Kutzbach (1985), die zwischen 16° und 21°S eine Absenkung um 100m erwähnen. Die Angaben von El Laco zeigen, dass lokal auch tiefere Werte aufgrund häufiger nächtlicher Kaltluftreservoirs möglich sind. Für Hanglagen jedoch scheinen höhere Werte angebracht. Leider konnten für die III Region wegen fehlender Daten keine Berechnungen angestellt werden. Es ist jedoch zu vermuten, dass die Absenkung der 0°C-Jahresisotherme gegen Süden hin zunimmt.

Anhand der Stationen von El Laco erwähnt Vuille (1996) die deutliche Schwankung der 0°C-Isotherme im jahreszeitlichen Verlauf. Von der sommerlichen Höhe von 5200m (Januar) senkt sie sich bis auf etwa 4000m im Juli. Die saisonale Höhendifferenz dürfte gegen Süden bei hochbleibenden Sommertemperaturen, aber reduzierten Wintertemperaturen, markanter ausgeprägt sein. Gegen Norden ist aufgrund der Gleichzeitigkeit von Bewölkung und hoher Einstrahlung im Sommer eher eine kleinere Temperaturamplitude der Monatsmittel zu vermuten.

Windgeschehen : Die beschriebenen täglichen Schwankungen im Strahlungs- und Temperaturgeschehen wirken sich schliesslich auf das lokale und regionale Windgeschehen aus. Die täglich auftretenden stürmischen Winde erreichen als Ausgleichswind (Troll, 1952) sogar die Dimension eines überregionalen Plateau-Windsystems. Anhand der stündlichen Windmeldungen von Calama kann der Tagesgang einer typischen Vorland-Station beschrieben werden (Figur 8).



Figur 8 : Häufigkeiten der mittleren Stundenwindrichtungen von Calama im Januar 1984

Im Lauf des Morgens erwärmen sich der Altiplano und die Hänge der Westkordillere sehr stark. Die aufsteigenden Luftmassen über dem Gebirge verursachen Ausgleichsströmungen, die in Calama etwa um 10 Uhr lang-

sam einsetzen und zwischen 14 und 15 Uhr die volle Stärke erreichen. Dabei dreht die Windrichtung jeden Tag auf West. Diese absolut dominante Windrichtung mit annähernd 100% Anteil an den nachmittäglichen Windrichtungen im Januar bleibt bis gegen Mitternacht bestehen. Die strahlungsbedingte Abkühlung des Hochlandes erreicht erst in dieser Zeit genügend grosse Werte, dass sich die Druckverhältnisse umdrehen. Der gleichmässige Rückgang der Strömung seit der nachmittäglichen Windspitze gibt aber schön die Strahlungsabhängigkeit wieder. Kalte, den Altiplanoabhängigen entlang katabatisch abfliessende Luftmassen vereinen sich über dem Vorland zu einer aus Nordost bis Ost kommenden Strömung, die sich bis in die Morgenstunden fortsetzt und kontinuierlich verstärkt. Die Windspitze wird etwa um 8 Uhr morgens erreicht. Danach flaut der Wind etwas ab und geht schliesslich wieder in die nachmittäglichen Westwinde mit höheren Windgeschwindigkeiten über.

Der Übergang von den tagsüber wirksamen Westwinden zu den nächtlichen Ostwinden wird durch ein Phänomen begleitet, das auch in verschiedenen anderen Gebirgsvorländern beobachtet werden konnte: Low-level-jets sind eine seichte Schicht an der Obergrenze der Planetaren Grenzschicht mit gegenüber höheren und tieferen Niveaus signifikant erhöhter Windgeschwindigkeit. Die Grenzschicht senkt sich zu Beginn der Nacht aufgrund des Rückgangs der konvektiven Aktivität oft sehr stark ab (Rutland und Ulriksen, 1979), was die höher eingeschichteten Winde in Bodennähe bringt. Im Lauf der Nacht bildet sich aber eine stabilisierende, tiefliegende Kaltluftschicht, welche die Jetströmungen nicht bis zum Boden absinken lässt.

Die täglichen Windsysteme sind im Trockenraum auch im Winter aktiv. Die Einstrahlung ist zwar kleiner und die überlagernde und modifizierende synoptische Strömung stärker, dennoch bildet sich das Windsystem jeden Tag aus. Die jahreszeitliche Änderung der höher-troposphärischen Winde wurde bereits beschrieben. Sommerliche Nordwestwinde weisen auf die vertikale Auswirkung des Plateau-Effektes hin, während verstärkte winterliche Westwinde die Nordverlagerung der Westerlies unter verstärkten meridionalen Temperaturgradienten anzeigen.

Feuchteverteilung : Das grosse, durch Altiplano und Anden induzierte Regional- bis Überregionalwindssystem (Plateau-Effekt, Berg-Tal-Windsystem) ist für die Massentransporte von Luft und Feuchtigkeit verantwortlich. Da der thermische Effekt auf allen Seiten auf ähnliche Art wirkt, muss Feuchteeinfluss zunächst von allen Richtungen her erwartet werden. Die chilenische Andenwestseite ist wegen ihrer aussergewöhnlichen Aridität sowie der absperrenden Wirkung der tiefliegenden Inversion über dem Pazifik kein relevanter Feuchtespender. Der Feuchtezufluss muss daher vorwiegend von der Andenostseite her erfolgen. Die feuchten innertropischen Tiefländer im Nordosten bilden dabei die Hauptquelle. Low-level-jets unterstützen zudem den Feuchteimport

aus dem Amazonas südwärts, der Andenostkordillere in südlicher Richtung entlang bis in den Chaco von Argentinien (Lettau, 1976; Virji, 1981; Gandu und Geisler, 1991). Eine weitere Feuchtequelle bilden die ausertropischen Westwinde, die nach Ablenkung über dem Gebirge (Barrier-Effekt) häufig pazifische Luftmassen weit nach Norden führen. Zudem liefern als dritte Quelle Passatströmungen aus dem Südatlantik in mehr oder weniger zonalen Richtung feuchte Luftmassen an den Andenfuss. Von dort wird die Feuchtigkeit ins tägliche Windsystem auf den Altiplano eingebunden und gelangt mit den „Talwinden“ in die Höhe. Dabei ergeben sich bereits am Osthang heftige Steigungsniederschläge, die im nördlichen Bolivien oder südöstlichen Peru stellenweise bis zu 4000mm pro Jahr erreichen. Gegen Süden gehen

die Niederschlagssummen zurück. Escobar (1946, 1948 : zitiert in Monheim, 1956), Caviedes (1982), Fuenzalida und Rutland (1986) sowie de Oliveira und Nobre (1986) weisen zudem auf die Rolle von Kaltlufteinbrüchen aus den Ausertropen ins östliche Tiefland von Argentinien und Bolivien hin, die jeweils auf ihrer Vorderseite zu Labilisierung und verstärkter Konvektion auf dem Altiplano führen. Wie bei Breuer (1974) konnten auch aus den verfügbaren GOES-Bildern einzelne Vorstöße selber beobachtet werden.

Während im Sommer durch die starke Erwärmung des Altiplano die Feuchtlufttransporte entscheidend für das Niederschlagsgeschehen sind, unterbindet die winterliche synoptische Westströmung grössere Feuchtluftadvektion von Osten.

3.3 Die klimatischen Rahmenbedingungen

Grossräumig betrachtet liegt der Altiplano im jahreszeitlichen Gang stets im Übergangsraum zwischen Tropen und Ausertropen. Das Hochplateau schafft sich dabei sein eigenes Klima (Plateau-Effekt), das sich v.a. im Sommer von den dominanten Klimazonen abhebt. Während im Sommer unter der starken Einstrahlung der Sonne das hochgelegene Plateau durch sensiblen, aber auch latenten Wärmetransport in die Atmosphäre tropische Klimacharakteristiken mit ausgeprägten Tagesgängen in Bewölkungs- und Niederschlagsgeschehen zeigt, führen kräftige Westwinde im Winter zu ausgesprochen trockenen, nur selten von Frontausläufern der Westwindzone durchbrochenen Bedingungen.

Im regionalen Massstab werden die jahreszeitlichen Schwankungen eindeutig von tagesperiodischen Abläufen dominiert. Während dem ganzen Jahr führt die hohe

Einstrahlung zu deutlichen Temperaturüberschüssen über dem Altiplano, was regelmässige Windsysteme von der lokalen bis zur synoptischen Skala bewirkt. Durch sie erfolgt der für die Niederschläge entscheidende Feuchte-transport aus der Andenostseite.

Die topographische Kleinkammerung des Untersuchungsraumes führt im lokalen Bereich teilweise zu extremer Ausbildung der einzelnen Klimaparameter wie Temperaturschwankung und Windverhalten.

In den folgenden Kapiteln wird nun versucht, die Niederschlagsentstehung zu erläutern. Dabei spielen die klimatischen Rahmenbedingungen eine entscheidende Rolle für das Verständnis der räumlichen Unterschiede.

4 Entstehung der Niederschläge

Die Untersuchung über die Entstehung der Niederschläge wird je nach Jahreszeit methodisch verschieden angegangen. Während die Winterniederschläge mittels Wetterkarten, Sondierungsinformationen und Klimastationsdaten in Fallstudien bearbeitet werden, muss für den Sommerniederschlag wegen der meist grossen lokalen

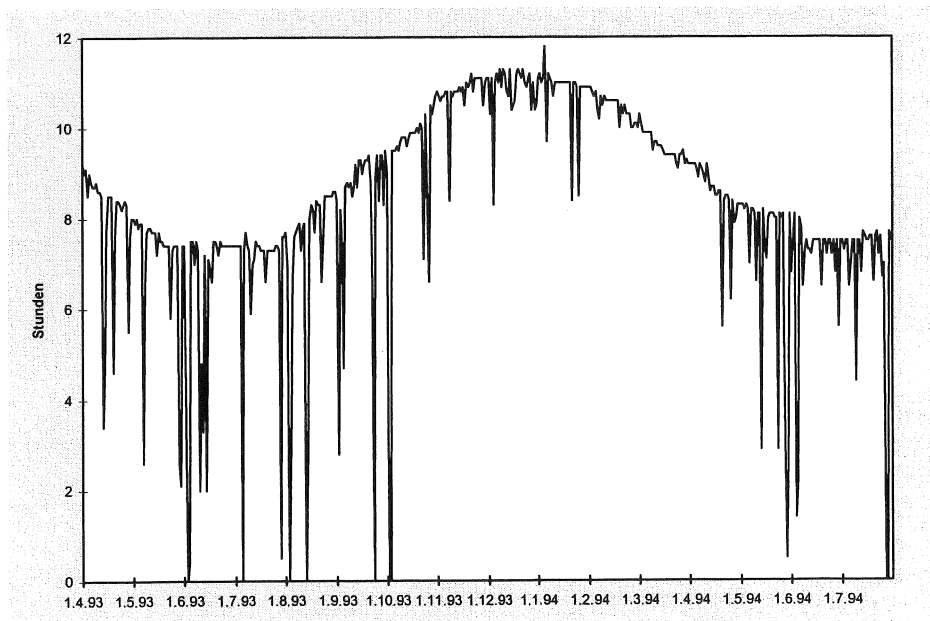
Unterschiede und der nur kleinen Veränderungen in synoptischen Wetterlagen der indirekte Weg über die Bewölkungsverteilung genommen werden. In Kapitel 5 wird anschliessend versucht, die Niederschlagsverteilung im Raum zu quantifizieren.

4.1 Winter-Fallstudien 1984 bis 1993

Im Winterhalbjahr verlagert sich der Zenitstand der Sonne rasch auf die Nordhemisphäre. Auf dem Altiplano sinken dabei die täglichen Einstrahlungssummen gegenüber dem Sommer um bis zu 30% ab, was sich in stark verminderter konvektiver Tätigkeit äussert. In der Höhe verlagern sich die Westwinde bis gegen den Äquator. Darunter verstärkt sich das Subtropenhoch bei gleichzeitiger nur leichter Nord-Verlagerung. Die südlich anschliessende Zone der Westerlies rückt um etwa 10° nach Norden. Dabei gelangt der südliche Teil des Untersuchungsraumes häufiger in die Nähe von Polarfrontausläufern. Dies kann schon aus der Registrierung der Sonnenscheindauer der Station Embalse Lautaro (27°58'S) im Zeitraum April 1993 bis Juli 1994 erkannt werden (Figur 9). Aus den maximalen Werten der Sonnenscheindauer in jedem Monat kann der Jahresgang des

Sonnenstandes nachvollzogen werden. Die nur sehr geringe Variabilität während den Sommermonaten (November bis März) weist auf die vorherrschende Sommertrockenheit hin. Im Winter wird die Sonnenscheindauer des öfteren markant reduziert. In diesen Phasen gelangt zumindest der südliche Abschnitt des Untersuchungsraumes unter den direkten Einfluss der Westerlies mit ihren eingelagerten Frontalsystemen.

Aber auch der mittlere und nördliche Abschnitt bis 18°S werden wiederholt von winterlichen Schneefällen erfasst. Über die Entstehung und Verteilung der Niederschläge war aber bisher nur wenig bekannt. Während sich Vuille (1996) mit der Verteilung der winterlichen Schneeflächen befasste, wird hier die Entstehung der einzelnen Ereignisse untersucht.



Figur 9 : Sonnenscheindauer an der Station Embalse Lautaro (27°58'S/70°W/1110m) zwischen April 1993 bis Juli 1994

Für die Jahre 1984 und 1986 sowie für die aufeinanderfolgenden Jahre 1990 bis 1993 wurden 24 Fallbeispiele detailliert untersucht. Die Auswahl erfolgte durch Vuille (1996). Anhand von zwei typischen Ereignissen wird in der Folge exemplarisch dargestellt, wie die Analyse für alle 24 Beispiele erfolgte. Für die detaillierte Beschreibung der Fallbeispiele muss auf Ammann (1996) und Vuille (1996) verwiesen werden.

4.1.1 Kaltfront vom 16. - 19. Juni 1991

Wetterkartenanalyse

Ein im Bodenniveau nur schwach ausgebildetes Tiefdruckgebiet überquert am 18. Juni bei etwa 45°S die Anden. Das südostpazifische Subtropenhoch zieht sich geringfügig nach Westen zurück und gibt dabei auf seiner dem Kontinent zugewandten Ostseite einem Kaltluftvorstoss den Weg bis in die randtropischen Zonen Südamerikas frei. Die mächtige Wellenstörung erfasst die ganze Troposphäre. Sogar die sonst sehr zonal ausgerichtete Strömung im 200hPa-Niveau erfährt bis 20°S deutlich zyklonale Krümmung. Die dicht beieinanderliegenden Isohypsen zeigen hohe, über dem südlichsten Altiplano sogar extreme Windgeschwindigkeiten in der oberen Troposphäre an. Der unmittelbare Einfluss des Gebirges wird aus der Modifikation der Isohypsen über den Anden sichtbar. Die Überströmung führt zu intensiven Stau- und Föhn Effekten. Im Lee der Anden führt die Kaltluft im weiteren Verlauf des Ereignisses zu intensiver Zyklognese, während in der Höhe die Welle rasch nach Osten weiter wandert.

Niederschlagsfeld

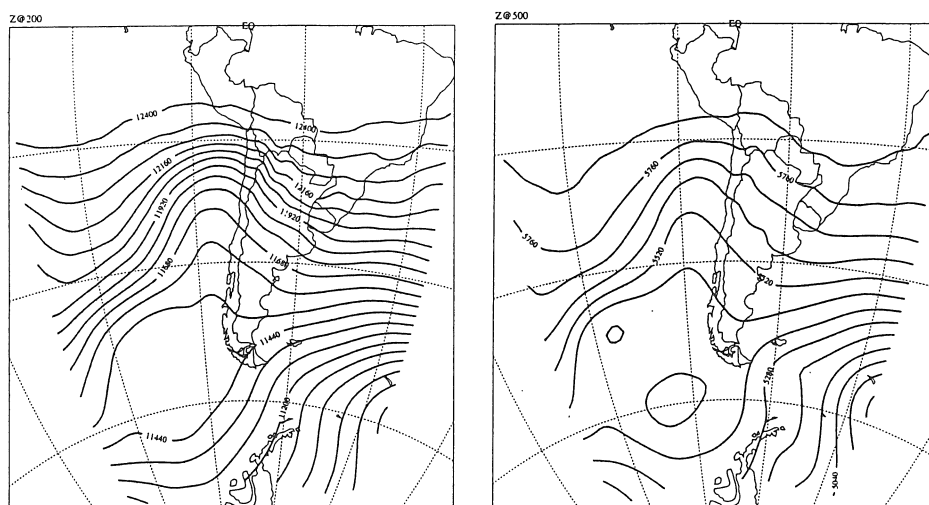
In guter Übereinstimmung zeigen sowohl DGA-Daten als auch die Neuschneeverteilung von Vuille die Aus-

wirkungen der Kaltfront an. In einer NW-SE-verlaufenden Bahn quert die Kaltfront mit Windgeschwindigkeiten von mehr als 100km/h (Covarrubias et al., 1992) die II und III Region. Die Nordgrenze ist dabei sehr scharf bestimmbar: 22°S über dem Tiefland und etwa 23°S über dem Altiplano. Das Niederschlagsereignis ist aber vor allem wegen seiner gewaltigen Niederschläge an der sonst äusserst trockenen Küste von Bedeutung. Mit 42mm Niederschlag (Universidad Católica del Norte) in der Innenstadt von Antofagasta wurde innert Stunden mehr als das Zehnfache der durchschnittlichen Jahressumme erreicht. Die Folge waren Überschwemmungen und, speziell entlang der zur Küste hin abfallenden Quebradas (Täler), verheerende Zerstörungen.

Dank Covarrubias et al. (1992) kann das Niederschlagsfeld noch genauer beschrieben werden. Als nördlichste Station wurde Tocopilla (22°S) mit 18mm Niederschlag vom Ereignis gerade noch erreicht. In der Mine von Chuquicamata (22°28'S/3000m) fiel Schnee. Vuille (1996) konnte bei 27.5°S noch am 20. Juni Schnee auf 1500m aus dem Satellitenbild erkennen! In Potrerillos (26°30'S/2850m) erreichte die Schneemächtigkeit 80cm (Covarrubias et al., 1992).

Temperaturverlauf

Der Temperatureinbruch in der II und III Region hebt sich stark von nur geringen Rückgängen in der I Region ab. Vergleicht man die drei Höhenstationen Chungará Ajata (I Region bei 18°14'S), Turi (II Region bei 22°14'S) und El Laco 4400m (II Region bei 23°52'S), so ist eine markante Verstärkung des Ereignisses von Norden nach Süden festzustellen. Noch deutlicher zeigt sich dieser Sachverhalt bei den tiefer gelegenen Stationen. Der Temperaturrückgang bei Embalse Lautaro (III Region bei 27°58'S) von beinahe 15°C zeigt den grossen Einfluss der Kaltfront in der III Region deutlich.



Figur 10 : 200hPa- und 500hPa-Geopotentialkarten vom 18. Juni 1991

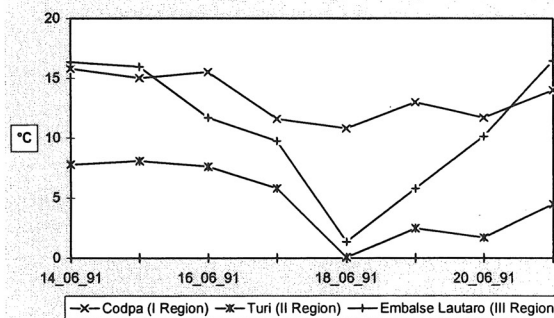


Figur 11 : Schneeverteilung nach dem Ereignis vom 16. bis 19. Juni 1991 (M. Vuille).

Zusammenfassung

Eine starke Kaltfront überquert den Untersuchungsraum südlich von 22°S in nordwest-südöstlicher Richtung. Die grossen Niederschlagssummen verursachen vor allem in der sonst trockenen Küstenstadt Antofagasta katastrophale Schäden. Oberhalb von 2500m fällt der meiste Niederschlag in Form von Schnee. Bei 27.5°S sinkt die Schneefallgrenze sogar auf 1500m ab. Am Andenwesthang gehen trotz hohen Windgeschwindigkeiten grosse Schneemengen nieder, in der Leelage der Andenostseite sind aus dem Satellitenbild keine Neuschneeflächen erkennbar, was auf Föhn hinweist.

Der Andenabschnitt nördlich von 22°S bleibt praktisch frei von Niederschlägen. Hier prägen orkanartige Winde das Geschehen.



Figur 12 : Tagestemperaturen während der Kaltfront vom 16. bis 19. Juni 1991

4.1.2 Kaltlufttropfen vom 7. bis 13. Aug. 1993

Wetterkartenanalyse

Das südostpazifische Hochdruckgebiet wird bis zum 10. August unter nur leichter Abschwächung weit nach Süden verlagert. Dies führt auf seiner Südseite zu einer deutlichen Blockierung der Westwinddrift. Erst am 14. August formiert es sich vom Südpazifik her neu und erreicht wieder niederere Breiten.

Auf der Nordseite des Subtropenhochs spaltet sich am 9. August in einer zu Beginn nur leichten Welle der Höhenströmung eine Zelle kalter Luft ab und gelangt unter völliger Isolierung von den Westerlies bis auf 20°S. Vor der Küste Südamerikas bleibt der Kaltlufttropfen für 3 bis 4 Tage relativ ortsfest. Eine schwache Südostverlagerung hält ihre Aktivität aufrecht. Die vorher weit nach Süden ausschwenkende Polarfront führt am 14. August eine neue Welle Kaltluft gegen die Anden. Auf ihrer Vorderseite bewirkt die zugehörige Nordwestströmung die Ausräumung der zurückgebliebenen Kaltluftzelle. Man erkennt die nach Osten abziehende Zelle über Nordargentinien.

Satellitenbildsequenz

Aus den GOES-Satellitenbildern kann die Entstehung und Wanderung der Kaltluftzelle verfolgt werden. Am 8. August driftet ein kleines Frontensystem über den Südostpazifik nach Nordosten. Im Knie der Anden (17°S) bildet sich am Folgetag explosionsartig ein Wolkenschirm mit einem Durchmesser von fast 1500km! Oberhalb der Kaltluft wird warme, tropische Luft grossräumig angehoben, was zur gleichzeitigen Wolkenbildung führt. Am 10. und 11. August driftet die Kaltluftmasse nun südostwärts. Auf der Nordseite trifft die in zyklonaler Richtung rotierende Kaltluft auf warme Tropikluft und verursacht starke Niederschläge. An der Südseite der Zelle führt Aufgleiten von warmer Luft auf kalte zu weniger intensiven Niederschläge. Am 12. August zieht die Kaltluftzelle schnell ab. Sie befindet sich nun bereits über Nordargentinien.

Radiosondierung Antofagasta

Die Sondierungsdaten zeichnen den Verlauf des Ereignisses recht anschaulich nach. Bereits am 7. August können über Antofagasta feuchtere Luftmassen im 500hPa-Niveau erkannt werden. Am Folgetag quert die Kaltluftzelle die Breite Antofagastas und hinterlässt in der Sondierung auf etwa 7500m (400hPa-Niveau) ein deutliches Feuchtesignal. Auch die Temperaturen gehen in mittlerer Höhe leicht zurück. An den Folgetagen scheint sich die Lage etwas zu beruhigen, obwohl die Taupunkttemperaturen in der Höhe immer noch relativ hoch bleiben.

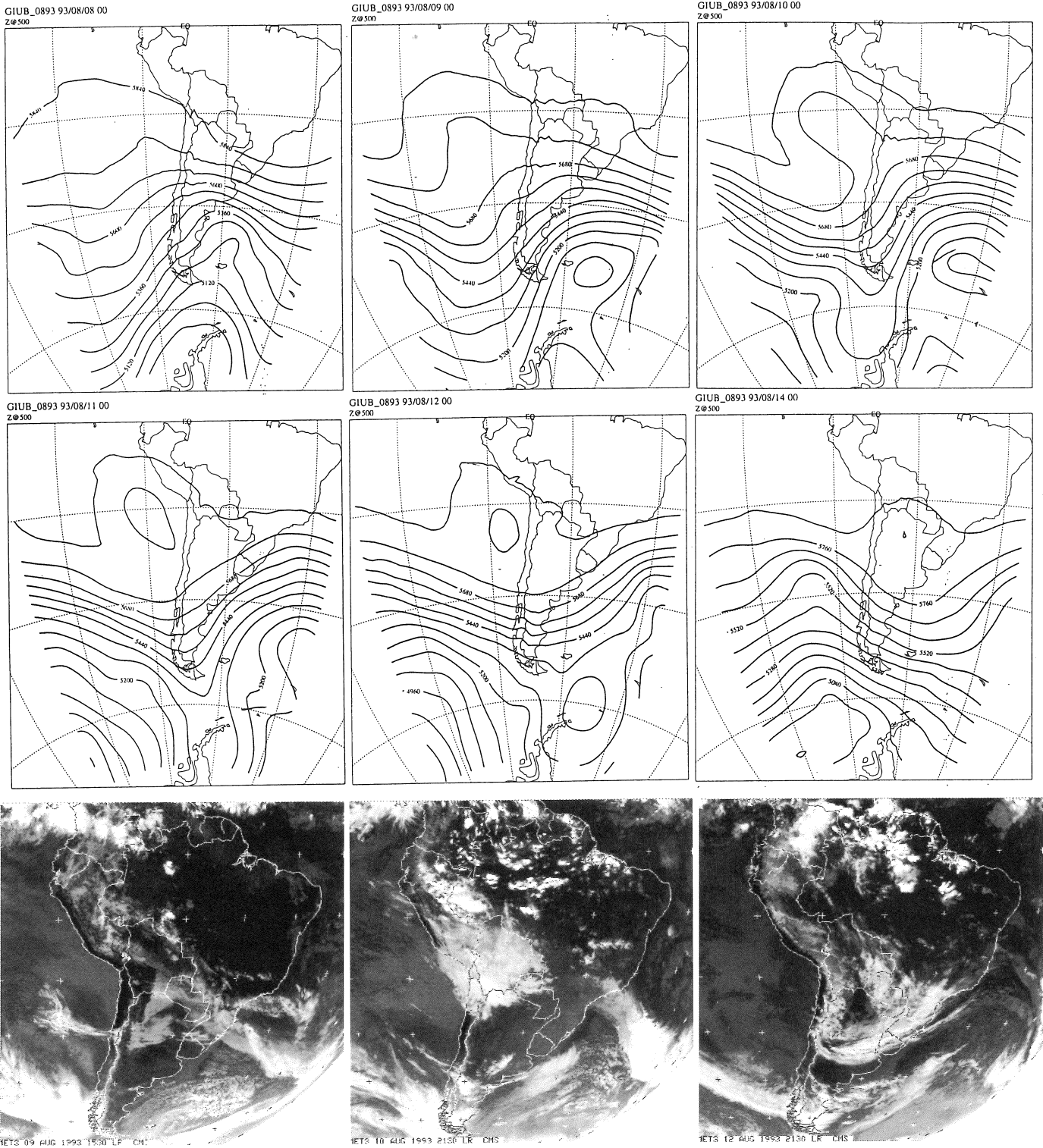
Am 10. und vor allem am 11. August aktiviert sich die Kaltluftzelle, was zu ausgeprägter Schichtbewölkung führt. Sehr hohe Taupunkttemperaturen bis weit in die Troposphäre hinauf zeigen die hohe relative Luftfeuchtigkeit an, und aus der kleinen Differenz zu den Lufttemperaturen muss am 11. August auf eine mächtige Wolkendecke geschlossen werden. Am Folgetag bleibt die Luftfeuchte immer noch bis in 8000m Höhe hoch.

Der Verlauf der 500hPa-Geopotentialfläche (Figur 13) zeigt das Vorüberziehen der Kaltluft über Antofagasta an. Die sinkende Isohypse bis am 9. August ist eine Reaktion darauf, dass die Kaltluftmasse auf ihrem Weg nach Norden vorbeizieht. Nach einer kurzen Erwärmung zieht sich die Zelle am 11. August unter nordwest-südöstlicher Drift in die II Region zurück, was auf ihrer Rückseite anschliessend wieder zu einer starken Erwärmung führt und die Druckflächen allgemein wieder stark ansteigen lässt.

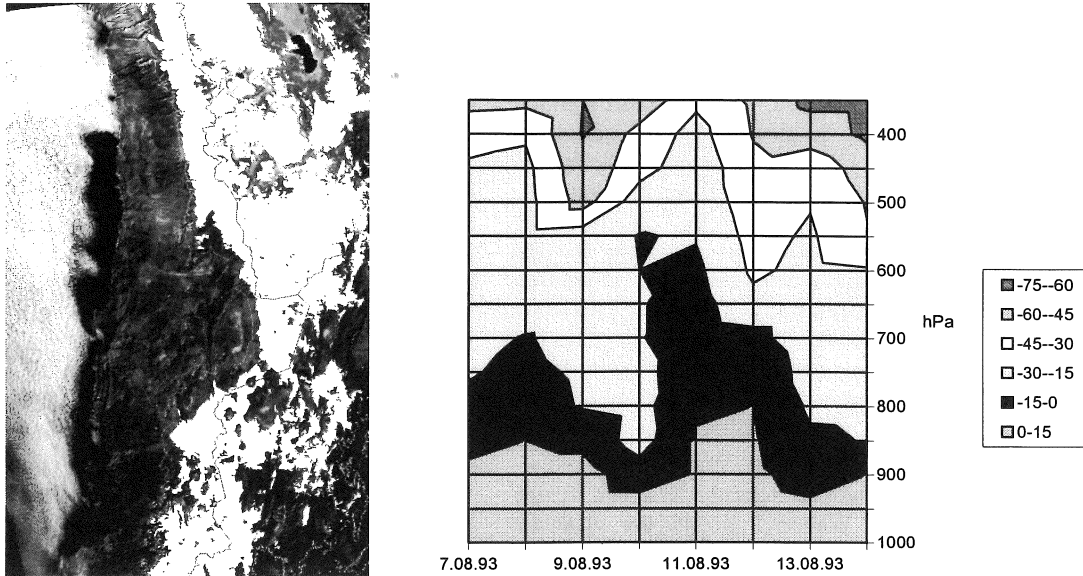
Niederschlagsfeld

Dieses Fallbeispiel zeigt eines der eindrucklichsten Ereignisse der untersuchten Winterniederschläge. Der ganze südliche Altiplano wird dabei von einer mächtigen Schneedecke überzogen, die vielerorts selbst langjährige Maximalwerte bei weitem übersteigt. Selbst die Küstenregionen bleiben nicht von Niederschlag verschont. So vermeldet Arica, Iquique (beide I Region) und Taltal (III Region) leichten Niederschlag. Die von DGA-Stationen aufgezeichneten Niederschlagswerte bilden aufgrund des ausgedehnten Schneefalles ein etwas unübersichtliches Bild. Unterschiedliche Berücksichtigung von Wasser und Schnee müssen dafür verantwortlich gemacht werden. Aus der I Region liegen gemessene Schneemengen u.a. von Visviri (31cm), Villa Industrial (39cm), Chungará Ajata (50cm) und Guallatiri (46cm) vor. In Ollagüe konnten während der Feldphase 1993 30cm vor Ort gemessen werden. Interessant ist die Beobachtung, dass die Schneegrenze über dem ganzen, sich doch immerhin über 1500km Nord-Süd erstreckenden Gebiet ähnlich hoch blieb. Es kann sogar im mittleren Abschnitt ein leichtes Ansteigen beobachtet werden. Putre auf 3530m Höhe (18°S) verzeichnete 30cm Neuschnee, während auf dem NOAA-Satellitenbild vom 13. August die Cordillera Domeyko (II Region) ausser im oberen Loa-Tal auch auf Höhen über 4000m schneefrei blieb. Selbst in El Laco (4400m) blieben die Neuschneemengen gering. Auch in der III Region scheint die Schneegrenze nicht wesentlich tiefer zu liegen, wie dies während vielen Winterereignissen beobachtet werden konnte. Dafür präsentieren sich die weiten Flächen des südbolivianischen Altiplano unter einer geschlossenen Schneedecke. Hier scheint die Aktivität der Kaltluftzelle ihr Maximum zu erreichen.

Aus den Daten der DGA lässt sich die Wanderung der aktiven Niederschlagszone von Nord nach Süd im Zeitpunkt nach der Registrierung nachvollziehen. Doch leider sind die Messdaten sehr lückenhaft, so dass für das Tiefland auf über 500km Länge keine Angaben gemacht werden können.



*Figur 13 : 500hPa-Geopotentialkarten vom 8. bis 14. August 1993
 und GOES-Bilder vom 9., 10. und 12. August 1993.*



Figur 14: Schneeverteilung nach dem Ereignis (Darstellung M. Vuille); Radiosondierung Antofagasta 7.-14. August 1993

Temperaturverlauf

Auch in den Lufttemperaturen spiegelt sich das Ereignis deutlich wider. Auffällig ist dabei nicht nur die deutliche Temperaturreduktion beim Durchgang der Kaltluftzelle zwischen dem 11. und 12. August. Ebenso fallen die bereits vorgängig absinkenden Temperaturen am 7. und 8. August auf. Sie resultieren vermutlich aus der zunehmenden Höhenströmung: Mit dem Aufkommen starker Winde auf dem Altiplano, die in El Laco 25m/s (90km/h) erreichten, konnten über dem Salar de Atacama am Abend des 7. August erste Randwolken (Alto cumulus) der Kaltluftzelle beobachtet werden.

Zusammenfassung

Durch eine Südverlagerung der südostpazifischen Hochdruckzelle vermag sich am 7. August eine Kaltluftzelle von der Polarfront zu lösen und bis gegen 17°S vor die Andenwestseite zu wandern. Aus der durch grossräumige Hebungsprozesse hervorgerufenen Bewölkung gehen auf einem Gebiet von über 1000km Breite beachtliche Niederschlagsmengen nieder. Der gesamte südliche Altiplano wird von einer bis zu 50cm dicken Schneedecke bedeckt. Aufgrund der vorliegenden Daten wird vermutet, dass die Zone zwischen 17° und 23°S am stärksten von den Niederschlägen betroffen wird. Südlich davon zeigen die Messungen der DGA niedrigere Werte an.

4.1.3 Klassifikation

Die 24 bearbeiteten Fallbeispiele wurden aufgrund der erarbeiteten synoptischen Situation und ihrer Auswirkungen auf den Untersuchungsraum klassiert (Ammann, 1996).

Allgemeines

Wie in Kapitel 3 ausgeführt, beherrscht im Südwinter eine starke Westströmung die gesamte obere Troposphäre bis an den Äquator. In einzelnen, meridional ausgreifenden Wellen führt sie dabei manchmal feuchtere Luftmassen aus polaren oder subpolaren Breiten weit nach Norden und führt dort zu Niederschlägen. Zwei grossräumige Elemente beeinflussen die Zirkulationsbedingungen entscheidend:

Im südostpazifischen Hochdruckgebiet verstärkt absteigende Luftmassen weisen auf die grossen Temperaturgegensätze hin, die im Winter der Südhemisphäre auf engem Raum herrschen. Beschleunigte Passatwinde führen vor der Küste Südamerikas zu verstärktem Upwelling, was zur weiteren Stabilisierung der bodennahen Luftschichtung im Hoch beiträgt. Das sich im Laufe des Winters weiter verstärkende Hochdruckgebiet wirkt daher als wichtige Barriere für tiefgelegene Frontalsysteme.

Schliesslich wirken die hoch aufragenden Anden blockierend auf die fast senkrecht auftreffende zonale Strömung. Stau- und Föhnneffekte gehören deshalb zum dominierenden Bild entlang dem südlichen Andenkamm. Episodisch treten sie auch im Untersuchungsraum auf. Die Anden können sogar zur vollständigen Blockierung von kalten Luftmassen führen. Diese driften dann, je nach Druckkonstellation, entlang der Pazifikküste nach Norden oder Süden. Sie erklären einen gewichtigen Anteil am winterlichen Wettergeschehen des Untersuchungsraumes.

Eine erste Unterteilung der winterlichen Niederschlagsereignisse konnte aufgrund der in den Wetterkarten klar hervortretenden Blockierungsphasen vorgenommen werden. Diese unterscheiden sich durch ihr oftmals über mehrere Tage kaum veränderndes Bild grundlegend von den schnell vorüberziehenden Zyklonen mit ihren zugehörigen Frontalsystemen.

Kaltfronttypen

Erwartungsgemäss zeigen viele Ereignisse den Vorbeizug einer aus den gemässigten Breiten vordringenden Kaltfront. Dabei werden kühle bis kalte Luftmassen polaren oder subpolaren Ursprungs in einer Welle in den Westerlies bis in den randtropischen Bereich verfrachtet. Als Front wird dabei eine dünne Fläche verstanden, die unterschiedlich temperierte Luftmassen trennt. In den Aussertropen betragen die Unterschiede per Definition mindestens 5°, in den Tropen mindestens 3°C (Taljaard et al., 1961). Kaltfronten sind vor der Küste Südamerikas gut aus der Wellenanordnung der Strömung herauszulesen, die v.a. in den Höhenkarten das Vordringen kalter Luftmassen nachzeichnen. Die eigentliche Frontfläche ist an der Nordost- bis Ostseite der Welle anzusiedeln.

Der Ablauf eines Frontendurchzugs lässt sich in den Wetterkarten verfolgen. Während ein in die planetare Westströmung eingebetteter Tiefdruckkern sich vom Pazifik in den Atlantikraum verlagert, überquert auf seiner Nordseite eine Wellenstörung die Anden. Auf der Vorderseite der Welle wird warme Luft aus Nordwesten, hinter der Front kühle Luft aus Südwesten an die Anden geführt. In den Höhenkarten lassen sich die oftmals vor der Front stark ausgebildeten Druckgegensätze erkennen, die über dem Altiplano zu heftigen Stürmen führen können. Messungen in El Laco bestätigen die ausgesprochen hohen Windspitzen im unmittelbaren Vorfeld der Kaltfronten. Die Kaltfront selber erreicht zuerst im Süden, dann langsam auch weiter nördlich die Anden. Im zeitlichen Ablauf wandern somit die Niederschläge von Süden entlang den Anden nach Norden. Je weiter die Kaltluft vom eigentlichen Kern entfernt ist, umso mehr schwächen sich die Gegensätze ab. Diese Abschwächung schlägt sich auch in den Niederschlagssummen nieder, die einen deutlichen Rückgang nach Norden verzeichnen. Ausserdem hebt sich die Kaltluft gegen die Tropen zusehends vom Untergrund ab und erreicht schliesslich als eine Art

Höhenfront den Untersuchungsraum. Erst bei massiven Kaltluftvorstössen werden auch die tiefgelegenen Gebiete durch Temperaturrückgang und Niederschlag beeinflusst.

Schliesslich haben auch die Anden auf die schnell vorüberziehenden Kaltluftmassen einen markanten Einfluss. Die von Westen senkrecht auf das Gebirge auftreffenden Luftmassen werden auf der Vorderseite gestaut und zusätzlich angehoben, was heftige Niederschläge bewirkt. Auf der Leeseite hingegen erwärmen sich die Luftmassen und trocknen dabei stark aus (Föhn). Dies kann für die untersuchten Fallbeispiele gut in der Schnee-Verteilung über dem südlichen Altiplano gesehen werden (Vuille, 1996), wo auf der Luvseite eine markant tiefere Schneegrenze als auf der abgewandten Seite zu erkennen ist.

Somit können als wichtigste Eigenschaften von Kaltfronten über dem Untersuchungsraum folgende Charakteristiken herausgestrichen werden:

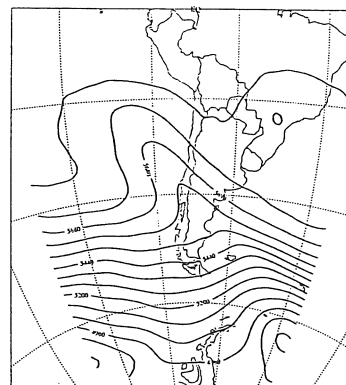
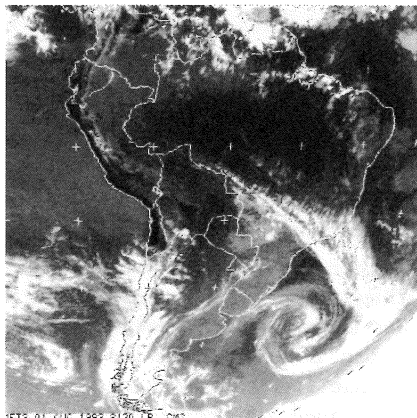
- schnelle Verlagerung, hohe Windgeschwindigkeiten
- markanter W-E-Unterschied im Niederschlagsfeld
- Abnahme der Niederschläge nach Norden

Die Anzahl der bearbeiteten Ereignisse ist relativ gering. Dennoch lassen sich auf recht einfache Weise die Kaltfrontereignisse zusätzlich untergliedern. Teilweise konnte nämlich beobachtet werden, dass grössere Teile der aus Westen anströmenden Kaltluftmassen an den Anden gestaut wurden und dem Gebirge entlang nach Norden drifteten. Dabei verursachen sie an der Nordseite front-ähnliche Bedingungen mit Niederschlägen. Durch das Abziehen der in die Westerlies eingebetteten Welle wird die gestaute Luft vorübergehend von der Hauptströmung abgetrennt. Wieweit sie aber schliesslich nach Norden driften kann, hängt von den Druckgradienten ab. Sie bestimmen, wie schnell die Zelle entweder über die Anden verdrängt oder aber noch im Luv aufgelöst wird.

Kaltfronttyp A:

Normale Kaltfronten mit hauptsächlich zonaler Fortbewegungsrichtung und einer beschränkten Norderstreckung des Niederschlagsfeldes, wobei die Nieder-

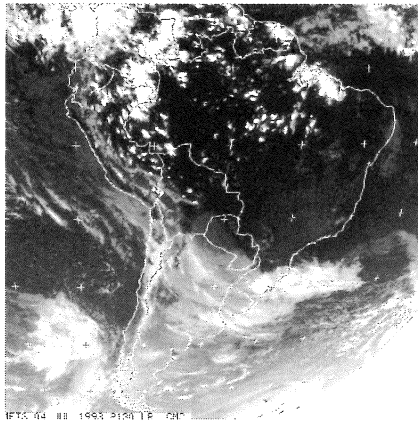
schläge mit zunehmender Distanz zum Zyklonenzentrum immer schwächer werden und sich auf Höhenlagen beschränken. Beispiele: 16. Juni 1991, 2. August 1993.



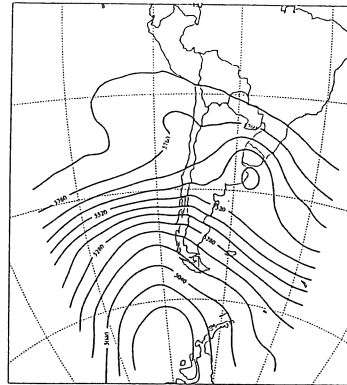
Figur 15 : Kaltfront Typ A : Satellitenbild vom 2. August 1993 und 500hPa-Geopotentialkarte

Kaltfronttyp B:

Kaltfronten mit massiver Blockierung eines Teils der Kaltluft. Diese driftet anschliessend weit nach Norden und führt teilweise bis in den äussersten Norden des Unter-



Figur 16 : Kaltfront Typ B: Satellitenaufnahme vom 4. Juli 1993 und 500-hPa-Geopotentialkarte



suchungsraumes zu erheblichen Niederschlägen. Beispiele: 30. Mai 90, 4. Juli 1993.

Kaltlufttropfen

Eine zweite Gruppe von Ereignissen bilden die Kaltlufttropfen. Es handelt sich dabei um von der allgemeinen Westdrift losgelöste, isolierte Kaltluftmassen oder sog. „cutoff lows“ in der mittleren bis oberen Troposphäre (vergleichbar mit den „subtropical cyclons“ von Ramage, 1971). Wenn sich die südostpazifische Hochdruckzelle nach Süden verlagert, vermögen manchmal nördlich davon einzelne Kaltlufttropfen von Westen her auf die subtropische Küste Südamerikas vorzustossen. Durch die blockierende Wirkung der Anden und losgelöst von der starken Strömung der Polarfront bleiben sie oft einige Tage auf der Andenwestseite liegen, ohne ihre Lage wesentlich zu ändern. Da innerhalb der kalten Luft der Druck mit der Höhe schneller abnimmt als in der umgebenden tropischen Warmluft, bildet sich im und oberhalb des Kaltlufttropfens eine Zone tieferen Druckes. Gelangt der Tropfen im Zuge seiner Ost- oder Nordostdrift vor die Küste Südamerikas, so fliesst feuchttropische Warmluft in das Tiefdruckgebiet. Dabei stösst sie in der mittleren Troposphäre auf kühlere Bedingungen und wird angehoben, was mit grossräumiger Wolkenbildung und anschliessendem Niederschlag verbunden ist. Dieser Vorgang ereignet sich in der Regel sehr spontan. In Satellitenbildern tauchen deshalb oft innerhalb weniger Stunden Wolkensysteme von über 1000km Durchmesser praktisch aus dem Nichts auf. Unterhalb sowie in der Umgebung von Kaltlufttropfen sind die Druckgegensätze typischerweise recht schwach. Daher zeichnen sich die erzeugten Niederschlagsfelder selbst über dem Gebirge durch grossräumige Ausgeglichenheit aus. Markante Stau- oder Leeeffekte fehlen. Dies kann für die untersuchten Fallbeispiele in der jeweils gleichmässigen Schneeverteilung über dem gesamten südwestlichen Altiplano nachvollzogen werden.

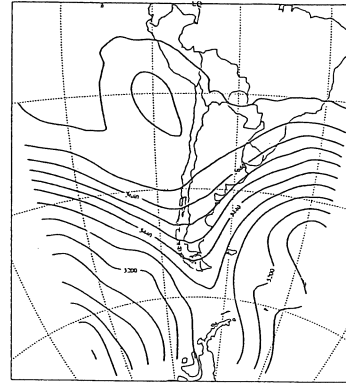
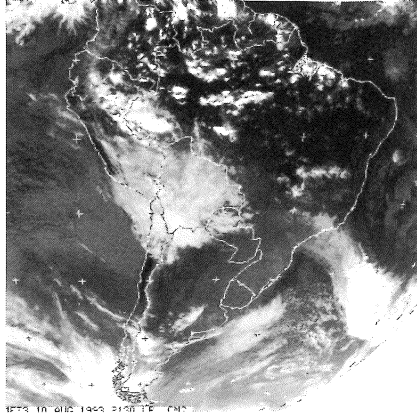
Häufig gelangen Kaltlufttropfen über dem Südostpazifik bis in die tropischen Breiten, wo sie über mehrere Tage liegen bleiben können. Erst eine nächste Welle aus der Westdrift führt meist zum Ausräumen der Kaltluft. Dabei wandert die Zelle typischerweise zwischen 23° und 30°S in nordwest-südöstlicher Richtung über die Anden. Die besonders niederschlagsaktive Nordostseite, wo Warmluft direkt auf die vordringende Kaltluft geschoben wird, hinterlässt dabei im durchschnittlichen Niederschlagsmuster ein Maximum auf dem Altiplano östlich des Salar de Atacama. Die Anzahl solcher Ereignisse ist so beträchtlich, dass sich in der mittleren winterlichen Schneefallhäufigkeit ein deutliches Nebenmaximum herausbildet (Vuille, 1996).

Eine Unterteilung von Kaltlufttropfensituationen gestaltet sich etwas schwieriger und erlaubt verschiedene Interpretationen. Es kann aber neben den oben beschriebenen reinen Kaltlufttropfen auch zu intensiver Interaktion mit isolierten Wärmeinseln - dem warmen Pendant zum Kaltlufttropfen - kommen. Dies ist oft der Fall, wenn sich nach erfolgtem Kaltfrontdurchzug vor der Küste eine Kaltluftzelle abspaltet, über dem Pazifik aber bereits grosse Warmluftmassen weit nach Süden vordringen. In Höhenkarten tauchen in solchen Situationen zwei einander gegenüberliegende, verschieden temperierte Zellen auf. Im Niederschlagsfeld kann dabei oft eine Zunahme der Niederschläge nach Süden beobachtet werden. Meist erfolgen die Niederschläge in der III Region ausschliesslich in der Höhe, wo keine Stationsdaten als Kontrolle zur Verfügung stehen. Diese Interpretation stützt sich daher vorwiegend auf die Hinweise aus den Schneekartierungen von Vuille (1996). Zu unterscheiden sind somit:

Kaltlufttropfen Typ C:

Isolierte Kaltlufttropfen mit häufiger Lage im Bereich oder nördlich des Wendekreises. Spontane Anhebung grosser Luftmassen führt zu grossräumigen Niederschlägen. Das Niederschlagssystem zieht meist nach einiger Zeit zwischen 23° und 30°S in südöstlicher

Richtung ab. Über dem Untersuchungsraum ergeben sich für diese Ereignisse entweder ein Maximum der Niederschlagssummen um den Wendekreis oder aber eine unerwartete Niederschlagszunahme nach Norden. Beispiel: 10. August 1993.

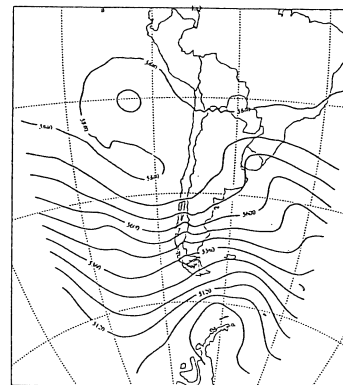
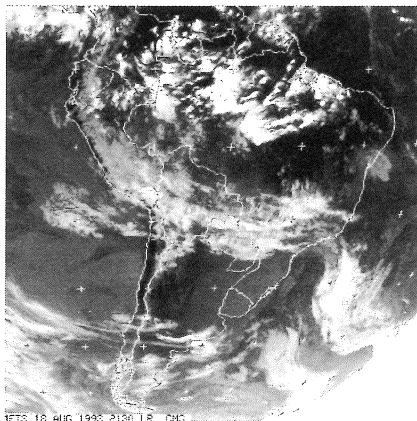


Figur 17 : Kaltlufttropfen Typ C mit Satellitenaufnahme vom 10. August 1993 und zugehöriger 500hPa-Geopotentialkarte

Kaltlufttropfen Typ D:

Kaltluftzellen in intensiver Interaktion mit südlich davon abgeschnittenen Warmluftinseln. Die Warmluft führt dabei zu einer verstärkten Niederschlagsaktivität auch an der Südseite des Kaltlufttropfens. Zusammen mit der wiederum einheitlichen Abzugsrichtung NW-SE

führen solche Ereignisse in der Regel zu einer Niederschlagszunahme nach Süden. Im Norte Chico gehen die Niederschläge aber wieder zurück. Beispiel: 18. August 1993, 29. September 1993.



Figur 18 : Kaltlufttropfen Typ D mit Satellitenaufnahme vom 18. August 1993 und zugehöriger 500-hPa-Geopotentialkarte

Weitere Wetterlage

Eine weitere Wetterlage (Typ E) kann für die winterlichen Verhältnisse im Zusammenhang mit starken Höhenströmungen auftreten. Diese meist aus Nordwesten herangeführten Luftmassen sind tropischen Ursprungs und führen daher teilweise erhöhte Feuchtwerte mit sich. Bei intensiver Strömung und beim Übertritt über die Anden tritt manchmal Kondensation und leichter Niederschlag ein. Da aber die Niederschlagssummen ausserordentlich gering sind und ausschliesslich an hohen

Vulkankegeln niedergehen, konnte keine Messstelle solche Ereignisse festhalten. Aus den Luftfeuchtedaten von El Laco lassen sich aber einzelne Ereignisse erahnen.

Wie häufig die verschiedenen Wetterlagen auftreten und wie die resultierende winterliche Niederschlagsverteilung im Untersuchungsgebiet aussieht, wird in Kapitel 5 besprochen. Gleichzeitig wird versucht, Rahmenbedingungen für Schwankungen im interannuellen Bereich zu erkennen.

4.2 Sommer : Bewölkungshäufigkeit

Viele Arbeiten widmeten sich bereits der satelliten-gestützten Bewölkungskartierung (z.B. Minnis und Harrison, 1984; Warren et al., 1986). Das Ziel der vorliegenden Bewölkungskartierung liegt in der indirekten Abschätzung der Niederschlagsverteilung im Sommerhalbjahr. Es wird davon ausgegangen, dass häufigere konvektive Bewölkung zu mehr Niederschlägen führt. Daher soll versucht werden, aus der Sommerbewölkung eine Niederschlagskarte abzuleiten.

4.2.1 Bestimmung der Bewölkungshäufigkeit

Für die Erstellung einer sommerlichen Bewölkungskarte (Farbtafel VIII) wurde das Halbjahr Oktober 1993 bis März 1994 gewählt. Die zeitliche Vorverschiebung dieser Sommerdefinition um einen Monat gegenüber Vuille (1996) drängte sich auf, weil für den April 1994 nur 6 Bilder, für den Oktober 1993 aber deren 17 zur Verfügung standen. Die Randmonate Oktober und April zeigen generell ein sehr ähnliches Bild, wobei aber für beide sehr geringe Bewölkung typisch ist.

Aus der Zeitspanne 1. Oktober 1993 bis 31. März 1994 wurde jeweils maximal 1 Bild pro Tag berücksichtigt. Da die konvektiven Prozesse auf dem Altiplano einem starken Tagesgang unterliegen (vgl. Kap. 3), war bei der Auswahl von einzelnen Bildern darauf zu achten, dass das Maximum der Hebungsprozesse getroffen wurde, um später auch ein repräsentatives Bild für die Rekonstruktion der Niederschlagsfelder zu erhalten. Die maximale Wolkenbildung mit den am besten zu erkennenden Gewitterzellen (Cumulonimben-Cluster) zeigte sich jeweils auf den Bildern von 18:30, 21:30 und 0:30 GMT, was unter Berücksichtigung der Zeitverschiebung zwischen 15:30 und 21:30 Zonenzeit in Chile bedeutet. Wegen wiederholten kürzeren Datenausfällen verblieben aus der Summe der zur Verfügung stehenden Bilder für die Sequenz von 182 Tagen noch 96 Einzelbilder, was 53% der möglichen Tage entspricht.

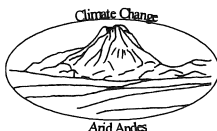
Kartiert wurde ein Ausschnitt von Südamerika zwischen 17° und 29° südlicher Breite sowie zwischen 66° und 72° westlicher Länge. Über dieses Gebiet wurde ein Netzraster von jeweils $\frac{1}{2}^\circ$ Kantlänge gelegt. Ausgezählt wurde pro Bild und Rastermasche das Auftreten kalter (im Infrarot-Bild hell erscheinend) und somit hochreichender, konvektiver Bewölkung. Tiefliegende Bewölkung, die v.a. über dem Pazifik als Küstennebel („Camanchaca“) oder über dem argentinischen Tiefland als Hochnebel immer wieder zu beobachten war, wurde nicht berücksichtigt. Die Auszählung erfolgte für jeden Monat. Die einzelnen Monatshäufigkeiten wurden anschliessend zu einer zusammenfassenden Sommerkarte addiert (Farbtafel VIII).

4.2.2 Resultate

Die Karte der Sommerbewölkung (Farbtafel VIII) lässt sich anhand der einzelnen Themenbereiche beschreiben:

N-S-Gradient : Das sommerliche Bewölkungsmuster zeigt wie erwartet eine grundsätzliche Abnahme der konvektiven Bewölkungshäufigkeit vom tropischen Norden nach Süden. Allerdings stört ein starkes Nebenmaximum bei 22° bis 24°S den kontinuierlichen Verlauf. Im chilenisch-argentinischen Grenzgebiet lässt sich entlang der Westkordillere eine Abnahme bis auf das Minimum bei 24° bis 26°S verfolgen. Anschliessend nimmt aber die Bewölkungshäufigkeit selbst westlich des Andenkammes wieder deutlich zu. Hier dürfte der in diesem Gebiet nach Süden auslaufende und sich verengende Altiplano eine wesentliche Rolle spielen. Feuchte Luftmassen erreichen im Tagesverlauf von der argentinischen Seite den Andenkamm und führen zu grenzübergreifender Quellbewölkung. Während im Bereich der Westkordillere das Bewölkungsminimum zwischen 24° und 26°S zu liegen scheint, konnte über dem Chilenischen Tiefland im Sommer 1993/94 südlich von 24°S keine niederschlagsträchtige Konvektionsbewölkung mehr festgestellt werden.

W-E-Gradient : Von der ausserordentlich trockenen chilenischen Atacama ist eine Zunahme der Bewölkung gegen Osten sicherlich zu erwarten. Die grosse Trockenheit auf der chilenischen Seite ist eine Kombination verschiedener ausserordentlicher Faktoren (vgl. Kapitel 2). Diese führen dazu, dass aus westlicher Richtung der tägliche Feuchtezufluss auf ein absolutes Minimum begrenzt bleibt. Steigungsregen sind nicht zu erwarten. Aus östlichen Richtungen hingegen können feuchte Luftmassen aus dem Amazonas, dem Pantanal sowie aus dem Chaco in die Anden gelangen. Daher ist der ausgeprägte West-Ost-Gradient mit Nord-Süd verlaufenden Isonepthen (Linien gleicher Bewölkung) für den Untersuchungsraum typisch. Sie verlaufen aufgrund der grossen konvektiven Aktivität im tropischen Teil des Altiplano in leicht NNW-SSE-Richtung. Die gegen den Pazifik drastisch absinkende Bewölkungshäufigkeit dürfte im Niederschlagsbild nochmals konzentriert werden. Grosse Gewitterzellen über dem Altiplano breiten zwar oft mächtige Cirrenschirme bis über den angrenzenden Pazifik hinaus. Niederschlag erreicht die Küstengegend jedoch nur in äusserst seltenen Fällen. Arica (18°29'S/ 70°19'W/20m) hat trotz beachtlicher Bewölkung von 11 bis 20% einen Jahresniederschlag von nur 0.8mm (Mittel 1974-1994). Zudem fällt dort der überwiegende Anteil erst noch im Winter an. Gegen Süden schwächt sich der Bewölkungsgradient bei gleichbleibender Ausrichtung allerdings ab. Bei etwa 25°S zeigen die Isonepthen, dass das Be-



wölkungsmaximum in dieser Breitenlage bereits in der Ostkordillere liegt. Zwischen 27° und 28°S erfolgt am Andenkamm aufgrund der oben erwähnten Vereinigung von Ost- und Westkordillere wieder eine Versteilung des Gradienten.

Höhenunterschiede : Im ganzen Untersuchungsraum kann eine grundsätzliche Zunahme der Bewölkungshäufigkeit mit der Höhe festgestellt werden. Schön nachgezeichnet werden die einzelnen hohen Gebirgrücken im gesamten Teil nördlich des Wendekreises. Markant ist natürlich der Abfall der Bewölkung zum Pazifik. Südlich von etwa 23°S verlagert sich die Bewölkung stark auf die Ostseite der Anden. Die Bewölkung konzentriert sich nun nicht mehr auf die höchsten Erhebungen. Offensichtlicher Feuchtemangel in der Westkordillere steht hier gegenüber deutlich erhöhter Feuchte in der Ostkordillere (Bsp. Sierra de Famatina bei 28°S/68°W).

Längstäler : Meridional verlaufende Täler spielen eine wichtige Rolle bei der räumlichen Untergliederung der konvektiven Bewölkungsverteilung. Sie blockieren die Feuchtluftzufuhr durch oft mehrere, quer zum tiefliegenden Tageswindgeschehen liegende Gebirgsketten. Als eindruckliches Beispiel trennt der Salar de Antofalla (25°S/67.5°W) die Westkordillere markant von der Bewölkung der Ostkordillere ab.

Zufahrtäler von Feuchtigkeit (Durchbruchstäler) : Die einzelnen Kordillerenzüge werden an wenigen Stellen von Quertälern durchbrochen. Diese ermöglichen das Einfließen feuchter Luftmassen über das tägliche Regionalwindssystem und führen zu verstärkter Quellbewölkung.

Beckenlagen : Am auffälligsten ist die verminderte Bewölkungshäufigkeit über dem Salar de Uyuni. Dabei wird die helle Salzkruste (hohe Albedo) des Salars wesentlich zur Verminderung der Vertikalprozesse beitragen. Wegen der groben Auflösung von 1/2° können die Effekte kleinerer Becken nicht erkannt werden.

Höhenwindeffekte : Auf der chilenischen Andenwestseite fällt ein schwaches zonales Bewölkungsband auf, das zwischen 21° und 24°S aus dem Pazifik auf die Anden trifft. Es handelt sich dabei um ein sehr dichtes Wolkenband, das an 3 Tagen starke Westwinde sichtbar machte. Wegen der grossen Dichte der hochgelegenen Wolken konnte nicht auf eine Berücksichtigung verzichtet werden, wenngleich dies vermutlich ausschliesslich Wolkenbänder des Subtropenjets im Cirrenniveau waren und sicherlich kaum Niederschlag produzierten. Es kann ausserdem nicht ausgeschlossen werden, dass vor allem im südlichsten Abschnitt hochreichende Leewellenbewölkung jederzeit korrekt von konvektiven Zellen getrennt werden konnte.

4.2.3 Probleme

Allgemein muss vor allem in den Randgebieten kartierter Wolkencluster mit einer Überschätzung der Niederschlagsmengen gerechnet werden. Der Grund dafür ist in

den erwähnten, sich von der eigentlichen Gewitterwolke ausbreitenden Cirrenschirmen zu suchen.

Im Untersuchungsraum ist für die Abschätzung des effektiv am Boden auftreffenden Niederschlages mit erheblichen Verdunstungsverlusten zu rechnen. Speziell am Altiplanoabhang (vgl. Kapitel 5) sowie in Becken und steilen Tälern wird nur ein Bruchteil der aus der Wolke ausfallenden Wassermenge den Untergrund erreichen, da die Regentropfen eine weite Strecke durch eine ausserordentlich trockene Atmosphäre zurücklegen müssen.

Der gewählte Aufnahmezeitpunkt der Bilder entspricht möglichst dem optisch am deutlichsten ausgebildeten Konvektionsgeschehen über dem Altiplano. Gerade im grossräumig stark strukturierten Gelände dürften aber nicht alle Raumeinheiten zum selben Zeitpunkt maximale Konvektion zeigen (vgl. auch Weischet 1969). Es ist daher nicht auszuschliessen, dass z.B. über den grossen Becken örtliche Gewitter erst später in der Nacht auftreten.

Es muss zudem abgeklärt werden, ob das gewonnene Bild aus dem Sommer 1993/94 repräsentativ für durchschnittliche Sommerverhältnisse auf dem Altiplano ist. Dieser wichtigen Fragestellung wird in Kapitel 5 nochmals nachgegangen.

Von der technischen Seite gilt es zu berücksichtigen, dass sich die Auswertung auf Analogbilder stützt. Diese gewährleisten keine einheitliche Graustufung von Bild zu Bild. Gleichzeitig muss für die manuelle Kartierung mit einer etwas erhöhten Fehlerwahrscheinlichkeit gerechnet werden. Da aber oftmals ganze "Loops" (Bilderketten) betrachtet werden konnten, dürfte die dabei eingeflossene Interpretationsmöglichkeit die Unsicherheiten wieder aufwiegen.

4.2.4 Interpretation

Das Grundmuster der Konvektionsbewölkung wird auf dem über 1000km langen Untersuchungsraum durch verschiedene Einflüsse der Luftzirkulation bestimmt. Durch das regionale Plateauwindssystem wird dabei täglich Tieflandluft auf den Altiplano verfrachtet, wobei diese von der Pazifikseite her trocken, vom Kontinent her hingegen mit Feuchtigkeit beladen ist. Die allgegenwärtige Thermik führt tagsüber zu Konvektionsbewölkung, die umso häufiger auftritt, je näher sich ein Gebiet zur Feuchtequelle befindet. Deutlich treten dabei die bei 22° bis 23°S quer zum Andenverlauf angelegten Durchbruchstäler vom Argentinischen Chaco mit deutlich erhöhter Bewölkungshäufigkeit hervor. Nächtliches Absinken führt zu einer langsamen Verteilung der gemischten Luftmassen. Als eine Art Aufschaukelungsprozess kann dabei das langsame, sich über mehrere Tag-Nacht-Zyklen erstreckende Vordringen feuchter Luftmassen gegen die Westkordillere betrachtet werden. Dabei spielt der nächtliche Kaltluftabfluss vom Plateau sowohl auf die Ost- wie die Westabdachung eine entscheidende Rolle. Nur so kann von Tag zu Tag ein grösserer Raum mit Feuchtigkeit versorgt werden, die sich durch zunehmende konvektive Bewöl-

kung und schliesslich Niederschlag bemerkbar macht. Im kleineren Massstab treten die topographischen Erhebungen durch starke Konvektionsförderung ebenso zu Tage wie weite Salzseen mit einer konvektionshemmenden hohen Albedo.

Das beobachtete Bewölkungsmaximum von 61% (Mittel über ganzen Sommer; Februar 94: 80%!) bei 17°30'S / 69°W bestätigt die Beobachtung von Monheim (1956), dass am Titicacasee im Sommer nur jeder 3. oder 4. Tag niederschlagsfrei bleibt. Umgekehrt gibt das Fehlen jeglicher konvektiver Bewölkung im Tiefland von Chile südlich von 24°S die extreme Sommertrockenheit dieser Gegend wieder.

Entlang der Westkordillere nimmt die Bewölkungshäufigkeit, abgesehen von einem Nebenmaximum bei 22°S, von den Tropen gegen den Wendekreis hin kontinuierlich ab. Das Minimum wird bei 25°S erreicht, wozu Abschottungseffekte durch Längstäler auf der argentinischen Seite wesentlich beitragen (Czaika, 1978). Die Verengung des Altiplano führt jedoch südlich von 26°S im Bereich des Andenwestkammes zu einer erneuten Zunahme der Bewölkung.

Als Quellen der Feuchtigkeit können aufgrund des Bewölkungsbildes genannt werden:

- Amazonasbecken mit grossem Feuchteeintrag direkt von Nordosten sowie indirekt über einen von Kousky (1979) sowie Gandu und Geisler (1991) vorgeschlagenen gebirgsparallelen Low-level-jet mit Transport feuchter Luftmassen auf der Andenostseite nach Süden.
- Feuchte Tiefländer auf der Andenostseite (z.B. Pantanal).
- Chaco mit einflussender Feuchtigkeit sowohl aus Passatwindssystem (atlantische Feuchte) als auch von Süden über Ausläufer der Westerlies (pazifische Feuchte!).

Die feuchtebeladene Luft wird durch das Plateauwindssystem sowie durch Lokalwinde auf den Altiplano verfrachtet.

Als Kontrolle für die Herkunft der Feuchtigkeit kann die Isotopenzusammensetzung des Niederschlagswassers verwendet werden. Die Isotopen zeigen ein deutlich kontinentales Muster (Aravena et al., 1989).

4.3 Übergangsjahreszeiten

Allgemein sind die Übergangsjahreszeiten mit nur sehr geringen Niederschlägen verbunden. Der Oktober ist im Mittel der trockenste Monat des Jahres. Die auftretenden Niederschlagsereignisse unterscheiden sich in ihrer Entstehung aber nicht von denjenigen der Hauptjahreszeiten. Die dominierende Rolle spielen jedoch die Einflüsse aus den mittleren Breiten, die mit Kaltlufttropfen und Frontalsystemen längeranhaltende Schönwetterperioden unterbrechen. Wie bereits im Winterhalbjahr beobachtet, besteht auch in den Übergangsjahreszeiten im tropischen Norden präfrontale Niederschlagsneigung. Ausgeprägte Warmluftadvektion im Vorfeld der Ereignisse kann in der I Region zu deutlichen Niederschlägen führen.

Der eigentliche Übergang von Sommer/Herbst zum Winter zeigt sich oftmals als sehr abrupt. Häufig dringen

in der zweiten Maihälfte Kaltfronten bis weit in den Norden vor und lösen dabei mit starken Westwinden und einer merklichen Abkühlung verbunden das dunstige warme Sommerwetter ab. Dass die Kaltfronten zu Beginn des Winters offenbar relativ ungehindert bis in den tropischen Norden Chiles vorzudringen vermögen, könnte mit der Stärke des südostpazifischen Subtropenhochs zusammenhängen. Mit zunehmendem Kerndruck im Verlauf des Winters nimmt auch seine blockierende Wirkung stetig zu. Dagegen erfolgt der Übergang zu sommerlichen Bedingungen im November mit der langsamen Südverlagerung des Zenitalstandes der Sonne viel kontinuierlicher.

5 Verteilung und Variabilität der Niederschläge

Nach der Erarbeitung der Entstehung der Niederschläge in den Hauptjahreszeiten muss nun der Niederschlagssumme in ihrer räumlichen Verteilung nachgegangen werden. Diese Kenngrösse ist für ökologische Studien im Extremraum der Atacama entscheidend.

Im Naturraum, sei es als Landnutzungspotential des Menschen, sei es die Vegetation oder die Oberflächenformen, bleibt die verfügbare Feuchtigkeit die wichtigste Steuergrösse.

5.1 Gemessene Niederschläge

Die Basisdaten zur Bestimmung der Niederschlagsverteilung liefern die Klimastationen der DGA aus den letzten 20 bis 30 Jahren. Zwar weisen viele Stationen kleinere bis grössere Messlücken auf. Zudem ist die Stationsverteilung im Untersuchungsraum alles andere denn gleichmässig, dennoch lässt sich aus der Summe der Informationen bereits ein deutliches Bild über die Niederschlagsverhältnisse gewinnen. Die hohe Sensitivität des Naturraumes auf die Feuchtigkeit ermöglicht es, dass das ermittelte Niederschlagsfeld z.B. anhand der Vegetationsverteilung überprüft werden kann.

Die Bestimmung der Monats- und Jahresmittelwerte ging von den Tageswerten der DGA-Stationen aus. Diese wurden zu Monatssummen aufaddiert, wobei wegen vieler kleiner Messlücken nur diejenigen Monatssummen weiterverarbeitet wurden, die sich aus mindestens 20 Tageswerten zusammensetzen. Das arithmetische Mittel der über die Jahre erhaltenen Monatssummen führte zu den mittleren Monatswerten. Die Bestimmung des mittleren Jahresniederschlags ergab sich schliesslich aus der Summe der Monatsmittelwerte. Die detaillierten Quellenangaben für die Klimadaten können Vuille (1996) entnommen werden.

Eine Unterscheidung saisonaler Niederschläge drängt sich für den zwischen tropischen und aussertropischen Zirkulationssystemen gelegenen Untersuchungsraum auf. Anhand der Gegenüberstellung der Anzahl Niederschlagstage und der erreichten Niederschlagssummen auf verschiedenen Höhenstufen der drei nördlichen Regionen Chiles wird die Trennung der Gebiete mit vorwiegend Sommerniederschlag von denjenigen mit vorwiegend Winterniederschlag offensichtlich. Es trennt sich dabei klar sowohl der Norden vom Süden, als auch das Tiefland vom Hochland ab.

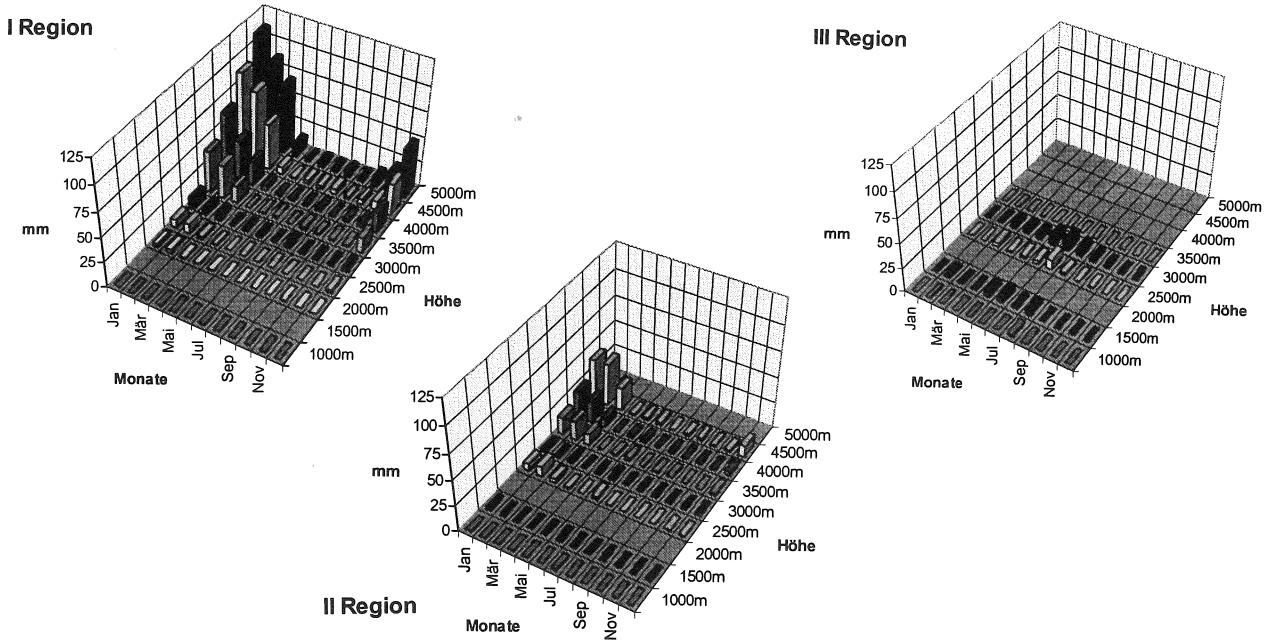
Im nördlichsten Abschnitt (I Region) dominieren, abgesehen von der unmittelbaren Küstenzone, eindeutig tropische Sommerniederschläge. Die höchsten Summen werden an den höchstgelegenen Stationen registriert. Gegen die tieferen Lagen gehen die Niederschläge kontinuierlich gegen 0mm zurück. Betrachtet man die Anzahl Niederschlagstage in den einzelnen Monaten, so

erkennt man, dass sich die Niederschläge mit zunehmender Meereshöhe besser im Jahr verteilen. Während in den mittleren Hanglagen Januar und Februar den weitaus häufigsten Niederschlag liefern, verteilt sich das Geschehen in den Hochlagen auf deutlich mehr Monate. Daraus kann geschlossen werden, dass die tieferen Lagen nur in den Kernmonaten des Sommerhalbjahres einzelne Niederschläge erhalten. Der markante Rückgang gegen die Tieflagen ist wohl in erster Linie Verdunstungsverlusten zuzuschreiben, da sonst eine andere Höhenabhängigkeit mit einem dominanten Maximum unterhalb von 2000m erscheinen würde. Dies bedeutet, dass keine eigentlichen Steigungsniederschläge an der Andenwestseite auftreten.

Der mittlere Abschnitt (II Region) verhält sich im allgemeinen sehr ähnlich zum Norden. Wiederum dominieren die Sommerniederschläge in der Höhe. Der winterliche Niederschlagsanteil ist bereits deutlicher zu erkennen (v.a. die Monate Mai und Juni). Die mittleren Niederschlagssummen sind aber beträchtlich reduziert.

Im Süden (III Region) kann schliesslich fast nur noch der Winterniederschlag erkannt werden. Es bleibt dabei jedoch zu vermerken, dass oberhalb von 3500m keine Klimastation mehr zur Verfügung steht. Die letzte (El Zorin en el Potro) liegt auf 3000m und besitzt oft einen beträchtlichen Schneeanteil, dessen Umrechnung in ein Wasseräquivalent schwierig ist.

Ein eigenes Verhalten zeigt die gesamte Küstenzone. Wegen der nur sehr geringen Anzahl effektiver Niederschlagstage (Arica : 3 von 3348 Tagen = 0.1%) gegenüber den Hochlagen (Chungara Ajata : 833 von 3957 Tagen = 21%) und den dadurch verschwindenden Niederschlagssummen (Arica : 0.8mm), kann allein die Verteilung der relativen Niederschlagstage einen, wenn auch nur schwachen, Aufschluss auf den jahreszeitlichen Gang geben. Man erkennt, dass auch hier die Hauptjahreszeiten dominieren. Im grossen Unterschied zu den Hochlagen kann jedoch deutlich gesehen werden, dass bis in die nördlichste Region die Winterniederschläge zwischen Juni und September das deutlichste Signal besitzen.



Figur 19 : Höhenabhängigkeit der Anzahl Niederschlagstage sowie der Niederschlagssummen

Insgesamt lassen sich über die Monatswerte markante Unterschiede im Untersuchungsraum erkennen. Der Nordosten wird stark von tropischen Sommerniederschlägen dominiert, während der Südwesten von ausser-tropischem Westwindwetter geprägt wird. Je höher eine Station in den Anden liegt, desto ausgeglichener fallen die Niederschläge, wobei die intensivsten Niederschläge jeweils in den Kernmonaten Januar (Sommerniederschläge im Nordosten) und Juni oder Juli (Winterniederschläge im Südosten) fallen. Interessanterweise erhalten die Küstenregionen eher im Winter (August) die meisten Niederschläge.

Die höchsten mittleren Jahresniederschläge im Untersuchungsraum wurden an den nördlichsten Altiplanostationen der I Region registriert. Chungará Ajata weist einen Durchschnitt von 414.9mm auf. Im Gegensatz dazu ist Arica Oficina auf praktisch gleicher Breite mit 0.8mm Jahresdurchschnitt einer der trockensten Orte der Erde. Weiter gegen Süden nehmen die Niederschlagssummen der hochgelegenen Stationen langsam ab, während im

Tiefland weiterhin minimste Durchschnittswerte auftreten. Südlich von Iquique steigen an der Küste die mittleren Niederschläge bis Antofagasta mit 4.2mm zuerst leicht, ab 28°S dann bis La Serena (30°S) mit 133mm (Periode 1911-1949: Miller, 1976) deutlich an.

Die punktuellen Messungen der Niederschlagsstationen erlauben gewisse Interpolationen der räumlichen Niederschlagsverteilung. Dort, wo aber grössere Lücken bestehen, was sowohl auf den weiten Flächen des südlichen Altiplano, als auch am gesamten Andenwesthang oberhalb von 3000m südlich einer Breite von 23°S der Fall ist, müssen Abschätzungen vorgenommen werden. Diese müssen versuchen, die verfügbaren Daten der Klimastationen in einem räumlichen Kontext zu extrapolieren. Dabei muss jedoch auf Hilfsparameter ausgewichen werden. Für die sommerlichen Konvektivniederschläge wird dies über die aus den Satellitenbildern kartierten Häufigkeiten konvektiver Bewölkung versucht, während die Wintersummen als grobe Abschätzung aus den von Vuille (1996) bestimmten Schneehäufigkeiten abgeleitet werden.

5.2 Niederschlagsabschätzung in Gebieten ohne Messstationen

5.2.1 Winterhalbjahr

Winterniederschläge fallen in der Höhe meist als Schnee. Auf die damit verbundene Problematik der Messung wurde bereits hingewiesen. Vuille (1996) erarbeitete für das Winterhalbjahr die mittlere Schneefallhäufigkeit für die Höhenstufen von 2000 bis 5000m zwischen 18° und 28°S. Für die Breiten 23° bis 24°S gibt er zugehörige Wasseräquivalentswerte an. Basierend auf

diesen Angaben lassen sich grobe Abschätzungen für die Niederschläge in höheren Lagen der Andenwestseite machen. Zu berücksichtigen gilt es jedoch:

Vuilles (1996) Angaben beschränken sich auf Berechnungen aufgrund von Schneedecken. Unterhalb der Schneegrenze gefallener Regen ist darin nicht enthalten. Dieser ist aber von Bedeutung, da die meisten Stationen des gesamten Küstengebietes sowie alle Stationen der III Region ein Wintermaximum besitzen.

Ein weiteres Problem ergibt sich bei der Abschätzung winterlicher Niederschläge über die Andenwestseite hinaus nach Osten. Bereits in der Bearbeitung der Winterereignisse konnte gezeigt werden, dass teilweise ausgeprägte West-Ost-Gradienten zu einer Asymmetrie des Niederschlagsbildes führen. Mangels genügender Angaben von der bolivianischen und argentinischen Seite können die abgeschätzten Werte nur als Grössenordnungen dienen.

Bei der Betrachtung der Winterniederschläge wurde darauf hingewiesen, dass die gegen die Tropen vorstossenden Kaltluftmassen sich umso mehr vom Untergrund abheben, je weiter sie nach Norden vordringen. Zwar gibt es Ereignisse, die auch in den Tieflagen des Untersuchungsraumes zu starken Niederschlägen führen können. Dass die Atacamawüste in den Küstenlagen aber viel weiter nach Süden vordringt als im dahinter liegenden Hochgebirge, veranschaulichen die im Mittel häufigeren Höhenfronten. Sucht man auf den verschiedenen Höhenstufen nach derjenigen Breitenlage, wo die Bedeutung winterlicher Westwindniederschläge ausklingt, so erkennt man die geneigte Grenzlinie. Während im Hochgebirge die Schneefallhäufigkeiten südlich von 22°S deutlich ansteigen (Vuille, 1996), kann im Küstengebiet erst südlich von Copiapó bei 27°23'S (22mm nach Schneider, 1969) oder gar Vallenar bei 28°34'S (40.3mm nach Schneider, 1969) ein deutlicher Niederschlagsanstieg bis La Serena bei 29°54'S (104.7mm nach Schneider, 1969; 133mm nach Miller, 1976) beobachtet werden. Die auf 2850m gelegene Station Potrerillos (26°30'S) weist mit 61.8mm (van Husen, 1967) oder 56mm (Miller, 1976) gegenüber den letzten Stationen im Salar de Atacama (etwa 24°S) bereits ein deutliches Wintermaximum auf. Dies bestätigt den nach Süden abfallenden Verlauf der ausklingenden Westerlies. Wie steil der Gradient verläuft, kann aus Escobar und Analabon (1991) geschlossen werden. Sie fanden, dass die tiefste monatliche Schneegrenze zwischen Cerro Olivares (30°15'S/69°57'W/3600m) und Vega Negra (30°55'S/69°27'W/3600m) auf einer Horizontaldistanz von 80km um 400m absinkt!

Ausgehend von Niederschlagsdaten der DGA-Stationen sowie der von Vuille (1996) präsentierten Schneefallhäufigkeitskarte, erfolgte eine Abschätzung der winterlichen Niederschlagssummen in einem N-S angelegten Höhenprofil zwischen 18° und 28°S. Der sich mit zunehmender Meereshöhe nach Norden verschiebende

Auslauf der Westwindniederschläge bestimmte die Angaben massgeblich. Entscheidend zur Quantifizierung haben die für 23° bis 24°S zum ersten mal vorliegenden Wasseräquivalentswerte für die Winterschneefälle von Vuille (1996) beigetragen. Zusätzlich eignen sich Stationen unterhalb 2000m Höhe für die Niederschlagsabschätzung, da keine Messprobleme im Zusammenhang mit Schnee bestehen.

Die angegebenen Intervalle verdeutlichen die Zunahme der Unsicherheiten mit steigender Höhe. Während zwischen 18° und 20°S die Summen oberhalb von 4000m klein bleiben, steigen sie bis gegen 28°S deutlich an. Die abgeschätzte Verdoppelung zwischen 23° und 28°S kann zwar im Gebiet nicht durch Messwerte bestätigt werden, doch Miller (1976) weist für die um weitere 5° südlich gelegene Station Cristo Redentor (32°50'S/70°05'W/3829m) bereits 359mm Niederschlag aus, was sogar mehr als einer nochmaligen Verdoppelung entspricht. Im Tiefland ist die Kontrolle über die Klimastationen der DGA recht gut.

Die Winterniederschlagskarte stellt die Abschätzungen räumlich dar. Die ausgewählten Isohyethen decken sich gut mit dem Verlauf der Linien gleicher Schneefallhäufigkeiten (Vuille, 1996).

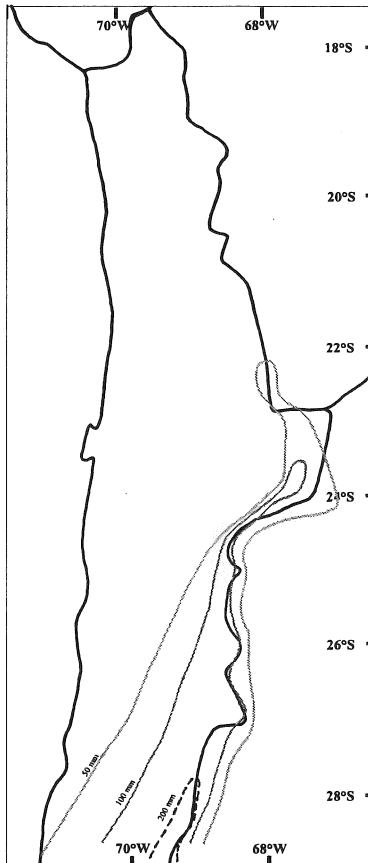
5.2.2 Sommerhalbjahr

Mit Hilfe der Korrelation zwischen Niederschlagswahrscheinlichkeit und -intensität aus verschiedenen Wolkenklassen, wie sie z.B. Barrett (1974) angibt, wurde der Sprung zur quantitativen Niederschlagsabschätzung aus der Bewölkungshäufigkeit gewagt. Trotz weiterhin grosser Probleme durch lokale Effekte, erreichten Martin und Howland (1986) mit ihren GOES-Untersuchungen im tropischen Südamerika beachtliche Resultate. Gonzales und Velasco (1995) verwendeten in den mittleren Breiten Argentinien NOAA-Daten.

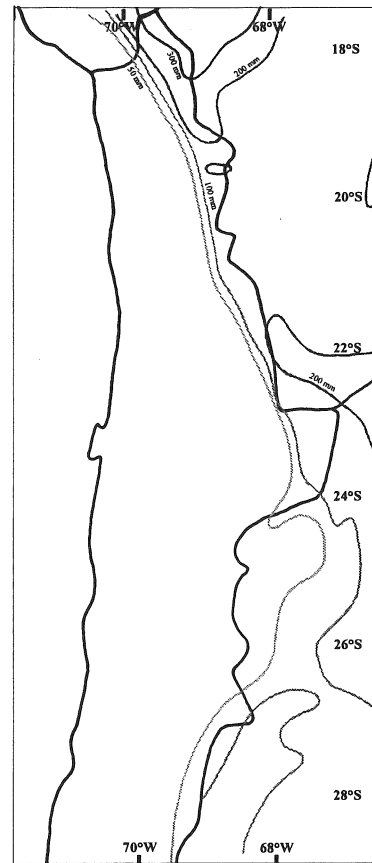
Die in Kapitel 4 entwickelte und besprochene Karte der Häufigkeit konvektiver Bewölkung (Farbtafel VIII) sagt allein noch nichts über die Menge der Niederschläge aus. Erst eine Korrelation der Bewölkungshäufigkeit mit verfügbaren Klimastationsdaten ermöglicht eine Abschätzung der effektiv am Boden auftreffenden Niederschläge.

Höhe	18°S	19°S	20°S	21°S	22°S	23°S	24°S	25°S	26°S	27°S	28°S
0m	0-5	0-5	0-5	0-5	0-5	0-5	0-5	5-10	10-20	10-30	20-40
1000m	0-5	0-5	0-5	0-5	0-5	0-10	0-10	10-20	20-40	20-40	30-60
2000m	0-5	0-5	0-5	0-5	0-10	0-20	0-20	10-30	30-50	30-60	50-80
3000m	0-5	0-5	0-5	0-5	5-20	20-40	20-40	20-40	40-70	50-80	60-100
4000m	0-10	0-10	0-10	0-10	10-30	40-80	40-80	40-80	60-100	60-100	80-150
5000m	10-30	10-30	10-30	10-40	20-40	60-100	60-100	60-100	80-120	100-150	120-200

Tabelle 2 : Abschätzung der Winterniederschläge



Figur 20 : Winterniederschläge



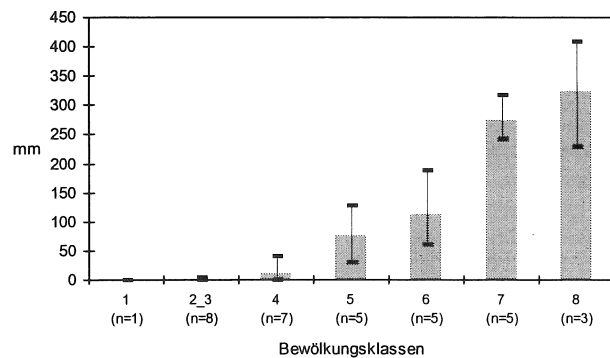
Figur 21 : Sommerniederschläge

Vergleicht man die im Sommer 1993/94 an den verschiedenen Klimastationen gemessenen Niederschläge mit der jeweils für die Station bestimmten Bewölkungshäufigkeit (Farbtafel VIII) im gleichen Zeitraum, so ergibt sich folgendes Bild (Figur 22): Mit steigender Bewölkungshäufigkeit wurden auch höhere Niederschläge verzeichnet. Die Angaben der Minimal- und Maximalwerte innerhalb jeder Klasse zeigen die z.T. grosse Spannweite auf. Als Hauptgrund dafür dürfte die oft stark unterschiedliche Meereshöhe der Stationen verantwortlich sein.

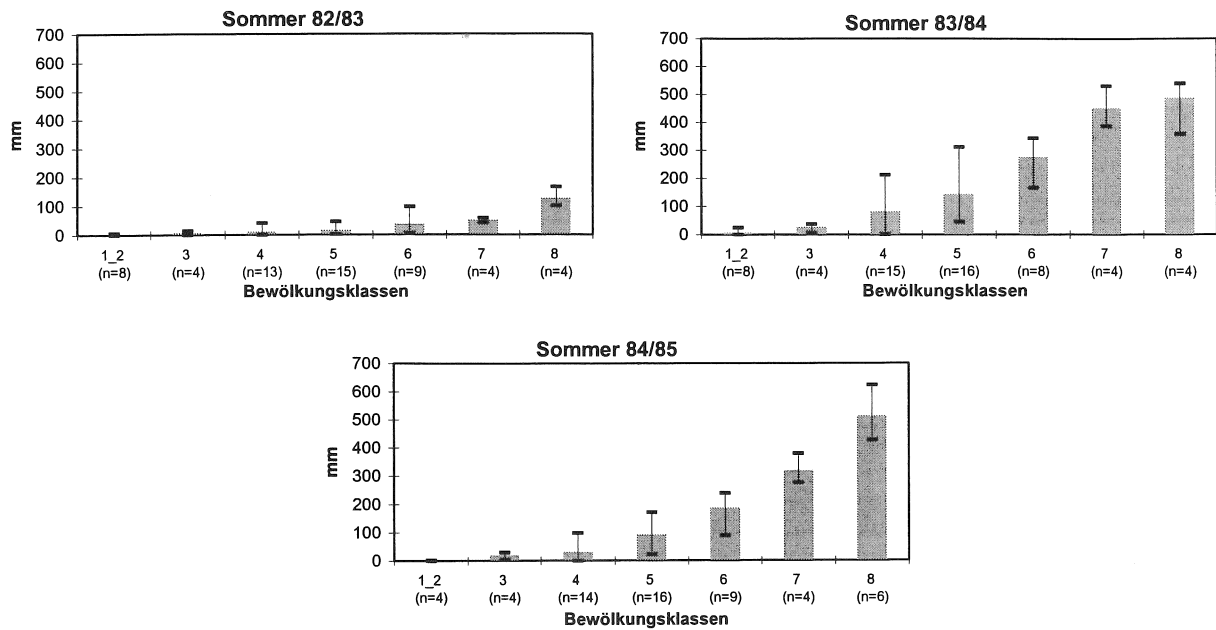
Um repräsentative Niederschlagswerte über längere Zeiträume abschätzen zu können, musste aber untersucht werden, ob sich das aus der Bewölkung des Sommerhalbjahres 1993/94 (Figur 22) abgeleitete Niederschlagsmuster auch in anderen Jahren erkennen lässt. Dafür wurden unter Beibehaltung der den verschiedenen Bewölkungsklassen zugeordneten Stationen verschiedene Sommer verglichen.

Wie Figur 23 zeigt, ist selbst in den Extremjahren 1982/83 (Trockenjahr), 1983/1984 und 1984/1985 (beides Feuchtjahre) das Verhalten ähnlich. Einzig die erreichten Niederschlagssummen variieren von Jahr zu Jahr stark. Die Korrelation von Niederschlagszunahme mit höherer Bewölkungsklasse blieb jedoch in allen Jahren vorhanden. Das Niederschlagsmuster zeigt sich über die Jahre als

konstant, nur sind die Niederschläge in einzelnen Jahren intensiviert, in anderen abgeschwächt. Daher konnten anhand der langjährigen Mittelwerte der Sommerniederschläge aller Stationen für jede Bewölkungsklasse die durchschnittlichen Sommerniederschläge abgeleitet werden.



Figur 22 : Sommerniederschläge 1993/94 an den DGA-Stationen, geordnet nach Bewölkungskategorien



Figur 23 : Sommerniederschläge der Klimastationen nach Bewölkungsklassen in den Extremjahren 1982/83 (trocken), 1983/84 und 1984/85 (Feuchjahre)

Zur Beseitigung der teilweise grossen Streuung innerhalb einzelner Klassen wurde für jede Klasse die Höhenabhängigkeit der Niederschläge geprüft. Abgesehen von der Bewölkungsklasse 1 (0% Bewölkung), konnte in allen Klassen eine relativ klare Abhängigkeit gefunden werden. Am besten war sie in den Bewölkungsklassen 4 und 5 mit den wichtigsten Stationen zwischen 2000 und 4000m zu beobachten. Für die beiden höchsten Bewölkungsklassen beschränken sich die vorhandenen Stationen auf Höhen oberhalb von 3500m. Daher sind in diesen Klassen Niederschlagsabschätzungen bis in die tiefsten Lagen nicht sinnvoll. Für jede Bewölkungsklasse konnte so schliesslich der Niederschlag auf verschiedenen Meereshöhen berechnet werden. Die ermittelten Werte wurden zum Schluss geglättet und mit sinnvollen Bandbreiten ausgestattet. Für die daraus resultierende Sommerniederschlagskarte wurden die errechneten Niederschlagssummen aus Tabelle 3 der Bewölkungsverteilung von Figur x überlagert. Interpoliert wurden dabei die wichtigsten Isohyethen von 50, 100, 200 und 300mm. Die 400mm-Niederschlagslinie konnte nur angedeutet werden. So kann für ein grosses Gebiet trotz fehlender Klima-

stationen ein plausibles Niederschlagsmuster gezeichnet werden.

Dem bekannten Muster von maximalen Niederschlägen im Norden und einer generellen Abnahme gegen Süden kann auch hier gefolgt werden. Auffällig ist jedoch, wie im mittleren Abschnitt um 22°S zusätzliche Bewölkung auf erhöhte Niederschläge hinweist. Zwischen 24° und 26°S schliesst in der Westkordillere eindeutig die trockenste Zone mit unter 50mm Niederschlag an. Erst in der Region des Paso San Francisco bei 27°S nehmen die aus der Bewölkung abgeleiteten Niederschläge wieder auf fast 100mm zu. Hier fehlen jedoch jegliche Messdaten, die eine genaue Überprüfung erlauben würden.

In West-Ost-Richtung ist der ausserordentlich starke Gradient im nördlichen Teil des Untersuchungsraumes zu erkennen, wo die Isohyethen dicht gedrängt liegen. Maximale Summen von über 400mm könnten möglicherweise an den hohen Vulkanen nördlich von 19°S erreicht werden.

Höhe	Klasse 1	Klasse 2	Klasse 3	Klasse 4	Klasse 5	Klasse 6	Klasse 7	Klasse 8
0m	0-5	0-5	0-5	0-10	0-10			
1000m	0-5	0-10	0-10	0-20	0-20	20-50		
2000m	0-5	0-10	0-20	0-30	10-40	40-80	90-150	
3000m		0-20	10-30	20-60	30-80	80-140	140-210	220-300
4000m		>30	10-50	40-90	70-130	120-200	200-280	270-360
5000m		>40	20-70	70-130	120-190	180-260	260-350	320-420

Tabelle 3 : Abschätzung der Sommerniederschläge

Weiter südlich bleiben die 50 und 100mm-Isohyethen eng am oberen Ende des Altiplanoabhanges beisammen. Erst im Bereich des Wendekreises trennen sie sich. Die 50mm-Linie bleibt für etwa 200km auf der argentinischen Seite und wird durch die grosse Depression des Salar de Arrizaro vermutlich deutlich nach Osten verlagert. Erwähnenswert ist eine mögliche 200mm-'Insel' um den über 6000m aufragenden Alto Toroni nördlich von 20°S. Wegen seiner grossen Höhe könnten dort möglicherweise entsprechende Niederschläge fallen. Dennoch ist für die Region westlich des Salar de Uyuni aus der Bewölkungshäufigkeit eine Niederschlagsabnahme zu erwarten. Erst gegen 22°S weist die Bewölkung auf wieder steigende Niederschläge hin. Durch die Wahl der Isohyethenklassen ist auch der Niederschlagsrückgang direkt über dem Salar de Uyuni nicht zu erkennen. Befunde aus glazialmorphologischen Arbeiten (Jenny und Kammer, in diesem Band; Clayton und Clapperton, in prep.) bestätigen jedoch selbst die rezenten Muster. So kann aus den unterschiedlichen Höhen der pleistozänen Gleichgewichtslinien am West- und Ostende des Salars auch für frühere Zeiten eine Niederschlagsabnahme gegen die Westkordillere abgeleitet werden.

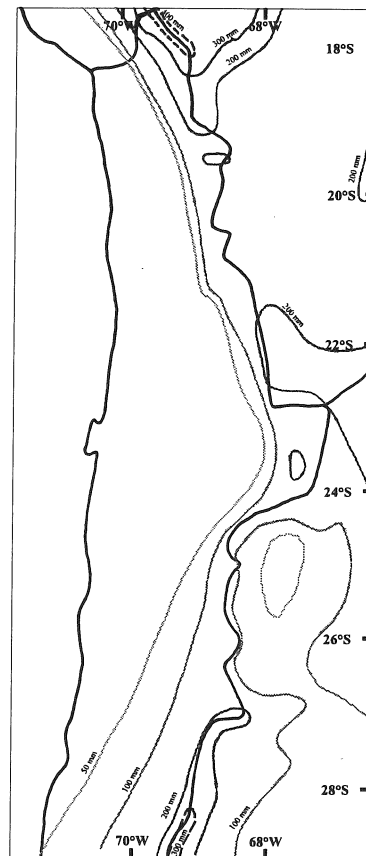
Etwa in Wendekreislage weicht die 100mm-Isohyete nach Osten. Sie umschliesst jedoch noch das mächtige Massiv Puntas Negras und weist ungefähr auf die Niederschlagsmenge hin, die in den wichtigen Projektlokalitäten Laguna Lejía und Laguna Miscanti im Sommer anfallen dürften. Unmittelbar südlich gehen die Niederschläge bis zum Volcán Socompa gegen 50mm. Wie gross der Niederschlag allerdings an den Vulkanen Pular, Socompa und Lullaillaco mit Höhen über 6000m ist, bleibt unklar. Vermutlich bleiben die Werte aber unter 50mm.

5.2.3 Jahresniederschlagskarte

Niederschläge in den Übergangsjahreszeiten wurden als wenig ergibig beschrieben. Früh einsetzender Winter-niederschlag kann ab Mitte Mai, Sommerniederschlag ab November, meist jedoch erst im Dezember beobachtet werden. Sie sind somit entweder in der Winter- oder der Sommerniederschlagskarte berücksichtigt. Für die Erstellung einer Jahresniederschlagskarte können somit die Niederschlagssummen von Sommer und Winter addiert werden.

Es kann deutlich erkannt werden, dass der Untersuchungsraum sowohl im Norden wie im Süden von Gebieten mit höheren Niederschlägen eingegrenzt wird. Im Norden werden Jahressummen von bis zu 400mm, im Süden solche von 200mm, stellenweise vermutlich sogar noch etwas höhere, erreicht. Während der Norden durch sehr dominante Sommerniederschläge ein dem konvektiven Geschehen entsprechenden Niederschlagsmuster folgt, ist im Süden durch starke Expositions-differenzierung ein Kombinationsmuster von sommerlichen und winterlichen Niederschlägen vorhanden. Dabei fallen auf der Andenwestseite bis gegen die Küste hinunter hauptsächlich

winterliche Niederschläge, während die Andenostseite im Sommer deutliche Konvektionsniederschläge erhält. Die höchsten Gipfel zwischen 27° und 29°S könnten somit von Schneefall in beiden Jahreszeiten profitieren. Dies wäre ein Hinweis, dass gerade die Kombination von sommerlichem und winterlichem Niederschlag genau in diesen Bergen die nördlichsten Gletscher der südlichen Anden ermöglicht (vgl. auch Jenny und Kammer, in diesem Band).



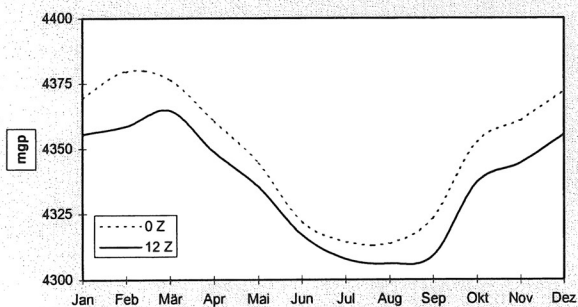
Figur 24: Jahresniederschlagskarte mit Isohyethen von 50, 100, 200, 300 und 400mm

Entlang dem Kamm der Westkordillere sind im Jahr vermutlich nirgends weniger als 100mm Niederschlag zu verzeichnen. Der Bereich der 100mm Jahresniederschläge verengt sich aber zwischen 24° und 26°S sehr stark. Vermutlich erhalten in diesem Abschnitt nur die Vulkane den entsprechenden - hier v.a. winterlichen - Niederschlag.

Das Massiv Puntas Negras östlich des Salar de Atacama (23°S) weist rund 200mm Jahresniederschlag auf. Diese Summe entsteht aus der Kombination von je etwa 100mm Sommer- und Winterniederschlag. Letzterer entsteht hauptsächlich durch das von Vuille (1996) beschriebene sekundäre Maximum der Schneefallhäufigkeiten, das auf Kaltlufttropfen zurückzuführen ist. Die nördlich gelegene Cordillera del Tatio wird wegen dem deutlich höheren Sommerniederschlag noch höhere Jahressummen erreichen.

5.3 Variabilität der Niederschläge

Die Variabilität in ariden Gebieten ist bekanntlich ausserordentlich gross. Für die Atacama gilt dies genauso. Grosse Unterschiede von Tag und Nacht sind das dominante Muster im unteren Zeitskalenbereich. Der tägliche Gang von Aufheizung und Abkühlung führt zu tagesperiodischen Wechslen in fast allen klimatischen Grössen, die jährliche Schwankungen oft bei weitem übersteigen. Für den Niederschlag konnte bisher die starke jahreszeitliche Abhängigkeit gezeigt werden. Doch auch innerhalb der Saison sind die Ereignisse nicht regelmässig verteilt. Einige Gedanken über die Häufigkeit solcher saisontypischen Niederschlagsereignisse sollen mögliche grossräumige Zusammenhänge ansprechen. Die Niederschläge im Untersuchungsraum unterliegen ausserdem einer grossen Variabilität von Jahr zu Jahr, die hier jedoch nur kurz beleuchtet wird.



Figur 25 : Schichtmächtigkeitsänderungen zwischen der 850hPa-Fläche und dem 500hPa-Niveau in geopotentiellen Metern über Antofagasta mit deutlichem Tagesgang zwischen 0 und 12 Z

5.3.1 Häufigkeiten winterlicher Niederschlagsereignisse

Die Verteilung der winterlichen Niederschlagsereignisse innerhalb eines Untersuchungsjahres zeigt:

Die Häufigkeit winterlicher Niederschläge scheint zwei Maxima zu besitzen: Ein erstes von Ende Mai bis Anfang Juli mit Kulmination in der zweiten Juni-Hälfte. Danach nimmt die Niederschlagshäufigkeit auf etwa die Hälfte ab. Das zweite Maximum tritt gegen Ende August auf. Betrachtet man die Einsetzdaten der einzelnen Niederschlagsereignisse (Ammann, 1996), so fallen immer wieder dieselben Tage auf: 27.-30. Mai, 5.-7. Juni und 16.-17. August. Sind das regelmässige Ausschläge der Westerlies? Das Verhalten erinnert an Singularitäten!

Während die Eröffnung des Winters meist durch Kaltfronten bestritten wird, nimmt ihr Anteil im weiteren Verlauf des Winters mehr oder weniger kontinuierlich ab.

Möglicherweise geben dafür die im Laufe des Winters bei zunehmender Abkühlung des Kontinents stärker werdenden Subtropenhochzellen über dem Pazifik und Atlantik den Ausschlag. Grösseren Wellenamplituden und damit Kaltfronten wird das Vordringen nach Norden immer mehr verwehrt. Kaltlufttropfen dagegen, die wesentlich höher in der Troposphäre eingeschichtet sind (Hastenrath, 1991), scheinen wenig beeinflusst zu werden. Die Häufigkeiten von Kaltfronten des Typs C und D scheinen dies zu bestätigen, wobei v.a. hier die angesprochene Zweigipfligkeit hervortritt. Vielleicht könnten regelmässige Kaltluftausbrüche aus der Antarktis dafür verantwortlich gemacht werden.

	Kaltfronten		Kaltlufttropfen		Total
	A	B	C	D	
2. Hälfte Mai	2	2	0	0	4
1. Hälfte Juni	1	1	2	0	4
2. Hälfte Juni	2	0	2	1	5
1. Hälfte Juli	1	2	1	0	4
2. Hälfte Juli	1	1	0	0	2
1. Hälfte Aug.	1	0	1	0	2
2. Hälfte Aug.	1	0	1	2	4
1. Hälfte Sept.	0	0	0	0	0
2. Hälfte Sept.	0	0	0	1	1

Tabelle 4 : Verteilung der Ereignisse im Jahr

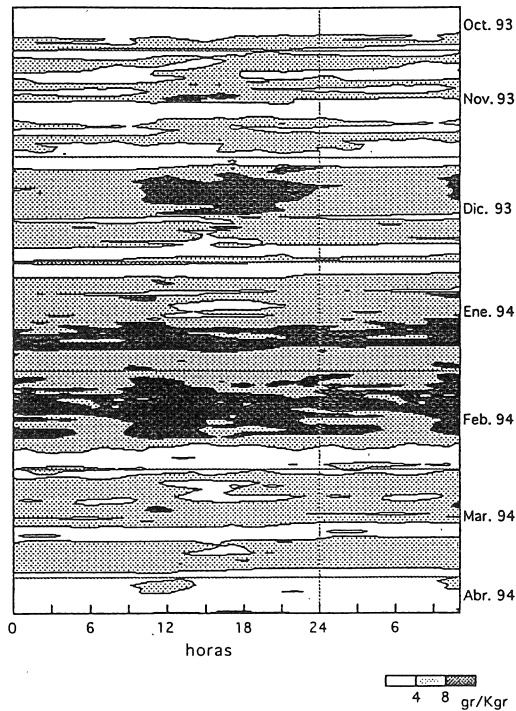
Vuille (1996) kann aus seinen Schneeverteilungen diesen saisonalen Ablauf schön nachzeichnen: In der ersten Winterhälfte führen Kaltfronten zu deutlichen West-Ost-Gradienten in der Schneeverteilung. Im späteren Winter führen die zunehmenden Kaltlufttropfenereignisse zu einer gleichmässigeren Verteilung des Schnees auf dem südlichen Altiplano.

Es muss hier jedoch betont werden, dass die eingeschränkte Anzahl untersuchter Ereignisse möglicherweise zu einer Verfälschung des Bildes führt. Weitere Untersuchungen wären wünschenswert.

5.3.2 Trocken- und Feuchtphasen im Sommerhalbjahr

Innerhalb des Sommerhalbjahres wechseln trockene und feuchte Perioden in mehr oder weniger regelmässigen Abständen. Dieser Wechsel wurde von Aceituno (1995) nach intensiven Studien über das Lokalklima in Visviri (17°35'S) beschrieben: Figur 26. Die Niederschlagsperioden können zwar auf dem Altiplano vermehrter Ostwindtätigkeit zugeschrieben werden, die dieser Strömung zugrundeliegende Ursache kann aber nicht bestimmt werden. Schwankungen im tropischen Strömungssystem (easterly waves) kommen dafür ebenso in Frage wie Aktivitätsschwankungen in den Subtropenhochgebieten. Auch systeminterne Oszillationen, mit mehrtägigem Auf-

bau von aktiven Konvektionszentren über dem Altiplano und anschliessendem Abbau aufgrund negativer Rückkopplungen (Bewölkung → weniger Einstrahlung), sind nicht auszuschliessen. Was auch immer die Ursache ist, Schwankungen im Bereich von 2 bis 4 Wochen sind in vielen Parametern zu erkennen.



Figur 26 : Tagesverlauf des Mischungsverhältnisses in Visviri (Aceituno, 1995)

5.3.3 Interannuelle Schwankungen

Winter

Für die beschriebenen Winterfälle stellt sich die Frage, ob sich die Häufigkeit der einzelnen Wetterlagen von Jahr zu Jahr ähnlich sieht, oder ob markante interannuelle Unterschiede festgestellt werden können.

	Kaltfronten		Kaltlufttropfen		Total
	A	B	C	D	
1984	2	0	0	0	2
1986	1	0	1	1	3
1990	1	1	3	0	5
1991	2	1	0	1	4
1992	1	3	1	1	6
1993	2	1	2	1	6
Total	9	6	7	4	26
$\bar{\varnothing}$	1.5	1	1.2	0.7	4.3

Tabelle 5: Anzahl untersuchte Ereignisse pro Jahr

In Tabelle 5 sind die Anzahl Ereignisse jeder Wetterlage für die einzelnen Untersuchungsjahre gegeneinander abgetragen. In den Jahren 1984 und 1986 wurden weniger Fallbeispiele untersucht. Die niedrigen Werte entsprechen somit nicht der tatsächlich aufgetretenen Häufigkeit von Niederschlagsereignissen.

Es fällt zunächst auf, dass Kaltfronten (15) etwas häufiger auftreten als Kaltlufttropfen (11). Der Unterschied ist jedoch gering und könnte wegen der geringen Anzahl untersuchter Fallbeispiele entstanden sein.

Die Häufigkeit der Kaltfronten vom Typ A scheint gleichmässig über die Jahre verteilt. Typ B dagegen zeigt grössere Schwankungen im Auftreten. Es fällt auf, dass Kaltfronten vom Typ B eher in den El Niño-Jahren zum Schluss der Untersuchungsperiode und v.a. verstärkt im Jahr 1992, einem recht starken El Niño-Ereignis folgend, auftreten. Die Vermutung liegt nahe, dass die für Typ B typischen Blockierungseffekte am Andenkamm mit anschliessender Norddrift der Kaltluft v.a. dann möglich sind, wenn die zonale Ausrichtung der troposphärischen Strömung entlang der Anden gestört ist. Dies ist in der Regel während El Niño-Ereignissen der Fall, wenn sich unter dem Einfluss warmer Oberflächenwässer die südost-pazifische Antizyklone abschwächt.

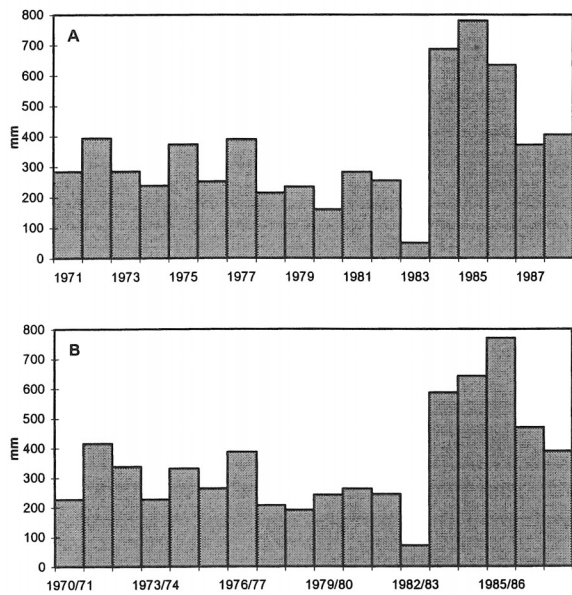
Kaltlufttropfen vom Typ C treten gegenüber Typ D relativ unregelmässig auf, wobei Typ D von allen Winterwetterlagen am seltensten vorkommt. Nur zweimal in drei Jahren konnten Kaltlufttropfen in intensiver Interaktion mit abgeschnittenen Warmluftzellen beobachtet werden. Typ C dagegen scheint v.a. unmittelbar vor El Niño-Jahren gehäuft aufzutreten (1990 sowie 1993 vor einer erneuten Intensivierung des langen ENSO-Ereignisses 1990-95; Pearce, 1994). Die Möglichkeit muss in Betracht gezogen werden, dass im Vorfeld von Warmwasserereignissen die abgeschwächte meridionale Hadley-Zirkulation mit gradientschwachen Druckverhältnissen in den Subtropen einhergeht, was zu längeren Verweilzeiten von abgeschnittenen Kaltluftzellen in der höheren Troposphäre führt.

Es muss jedoch nochmals darauf hingewiesen werden, dass die beschränkte Anzahl untersuchter Jahre keine signifikanten Schlüsse zulässt.

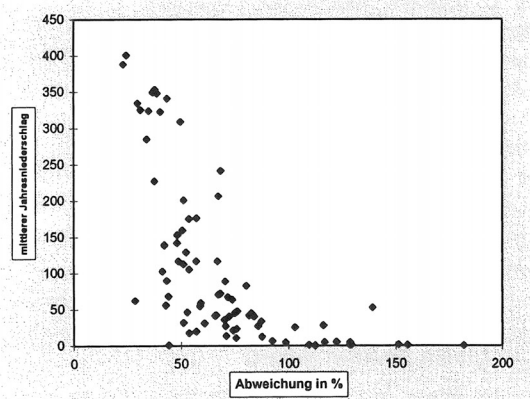
Sommer

Figur 27 zeigt für die Station Isla Blanca die Jahresniederschläge. Es wird daraus klar ersichtlich, dass Kalenderjahresniederschläge teilweise stark von den Niederschlägen im hydrologischen Jahr abweichen. Letztere müssen grundsätzlich als geeigneter betrachtet werden, da sie sowohl ein vollständiges Winter- wie auch ein ungeteiltes Sommerhalbjahr beinhalten. Kalenderjahresniederschläge machen im Untersuchungsjahr somit gerade für den Altiplano nur wenig Sinn.

Betrachtet man den Niederschlagsverlauf an der Station Isla Blanca (Figur 27), so fällt sofort die grosse Variabilität von Jahr zu Jahr auf. Bei einem Mittelwert von 348mm weist die verfügbare Niederschlagsreihe eine Schwankungsbreite von 71.3mm (1982/83) bis 770.3mm (1985/86) auf. Die mittlere Abweichung vom Mittelwert der Niederschlagssummen beträgt 135.9mm, also etwa 40% der durchschnittlichen Jahressumme.



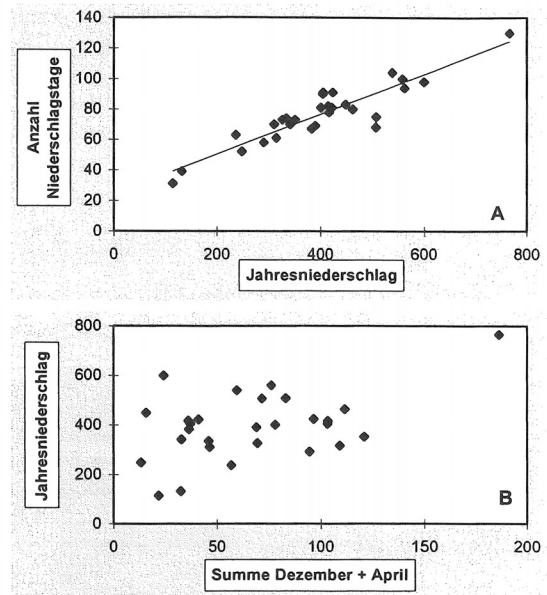
Figur 27 : Jahresniederschläge Isla Blanca (18°11'S/69°13'W/4500m) in (A) Kalenderjahren und (B) im hydrologischen Jahr



Figur 28 : Niederschlagsvariabilität in Abhängigkeit der mittleren Jahressummen der DGA-Station

Interessanterweise verzeichnen in Figur 28 Stationen mit Niederschlägen zwischen 50 und 250mm Jahresniederschlag kaum eine Änderung in der relativen Variabilität. Dies ist recht erstaunlich, da eine klare negative Korrelation von Jahresniederschlagssumme und Variabilität erwartet wurde. Diese Stationen liegen aber vorwiegend am Altiplano-Abhang. Ihre mittlere Jahressumme stellt vermutlich das für ihre jeweilige Höhenlage typische Gleichgewicht zwischen Niederschlag und Verdunstung dar. Tiefer gelegene Stationen erhalten aufgrund stärkerer Verdunstungsverluste weniger Niederschlag als höher gelegene, doch die relative Beziehung der Summen bleibt gleich.

Es muss nun untersucht werden, ob die Niederschläge in einigen Jahren heftiger ausfallen als in anderen, oder ob die Regenzeit in feuchten Jahren deutlich verlängert wird.



Figur 29 : (A) Anzahl Niederschlagstage von Cotacotani (18°12'S/69°14'W/4500m) und (B) Niederschlagssumme im Dezember und April in Abhängigkeit von der Jahressumme.

Aus der Aufstellung der Verhältnisse an den beiden Altiplanostationen Cotacotani und Chucuyo (Figur 29) ist schön zu erkennen, dass die hohen Niederschlagssummen in Jahren erreicht wurden, die wesentlich mehr Tage mit registriertem Niederschlag aufweisen als trockene Jahre. Die Menge des mittleren täglichen Niederschlages nahm zwar während den feuchteren Jahren leicht zu, die Raten sind aber sehr klein. Figur 29 verdeutlicht aber, dass die Randmonate des Sommers (Dezember und April) keine Korrelation mit der Gesamtsumme besitzen. Daraus kann geschlossen werden, dass während Feuchthjahren nicht die Verlängerung der Regenzeit für höhere Summen verantwortlich ist, sondern vielmehr eine Verkürzung der Trockenphasen zu gesteigerten Niederschlagssummen führt. Die Begriffe der Intensivierung oder Abschwächung der Niederschläge von Jahr zu Jahr ist daher durchaus angebracht.

Über die Ursachen von interannuellen Niederschlagschwankungen auf dem südwestlichen Altiplano könnten aus dem vorliegenden Datenmaterial nur Vermutungen angestellt werden: Regelmässige Schwankungen in der Stratosphäre (QBO) werden verschiedentlich als Erklärung für Variationen im Bereich von 26 Monaten (Brier, 1978; Hastenrath, 1985; Fairbridge, 1986; Künzel und Kessler, 1986) herangezogen. Ausserdem öffnete das ENSO-Jahrhundertereignis im Jahr 1982/83 ein wichtiges Forschungsfeld. Die Korrelationen mit Winterniederschlägen im Untersuchungsraum erwiesen sich v.a. für die III Region als recht gut (Rutland und Fuenzalida, 1991). Die eigenen Untersuchungen scheinen dies zu bestätigen. Für die tropischen Sommerverhältnisse hingegen sind nur schwache Korrelationen festzustellen. Die Arbeiten von Aceituno (1988) und Kessler (1991) weisen auf eine eher trockene Sommerzeit während ENSO-Ereignissen hin.

6 Schlussfolgerungen

6.1 Aktuelle Niederschlagsmuster

In der vorliegenden Arbeit konnte gezeigt werden, dass sich winterliche Niederschlagsereignisse stark von sommerlichen unterscheiden. Die Unterschiede zeigen sich sowohl im Entstehungsmechanismus wie auch im resultierenden Niederschlagsmuster. Die wichtigsten Elemente der jahreszeitlichen Niederschlagsverteilung werden im folgenden kurz einander gegenübergestellt.

6.1.1 Winter

Die Winterniederschläge bilden sich durch Vorstöße kalter Luftmassen aus der Westwindzone. Es konnten zwei dominante Grundformen unterschieden werden: Kaltfronten und Kaltlufttropfen.

Kaltfronten vermögen hauptsächlich in der ersten Winterhälfte bis in den Untersuchungsraum vorzudringen. Während durchziehende Kaltfronten (Typ **A**) in allen Jahren in ähnlichen Häufigkeiten auftreten, erreichen Kaltfronten mit anschließender Blockierung eines Teils der Kaltluft (Typ **B**) v.a. in El Niño-Jahren das höchste Auftreten. Das in solchen Warmwasserjahren abgeschwächte südostpazifische Subtropenhoch begünstigt möglicherweise den Kaltluftmassen die Drift nach Norden.

Kaltfronten führen zu einer starken West-Ost Differenzierung in der Niederschlagsverteilung. Die den Westwinden ausgesetzte Andenwestseite erhält dabei wesentlich mehr Niederschlag als die im Lee liegende Ostseite. Die Gegensätze sind auch in der deutlich tieferen Schneegrenze auf der pazifischen Westseite zu erkennen. Die mit den Kaltfronten verbundenen hohen Windgeschwindigkeiten können kleinräumig zu einer starken Umverteilung des Neuschnees führen. Dieser bleibt dann oft in windgeschützten Nischen- und Ostlagen durch stärkere Akkumulation und reduzierte Sublimation länger erhalten.

Das Niederschlagsmuster der Kaltfronten zeigt nach Norden hin schnell abnehmende Niederschläge. Da die Kaltfronten gegen die Tropen meist in die höhere Troposphäre verdrängt werden, erreichen sie den Untersuchungsraum oft nur als Höhenfronten. Nur selten überschreiten die Kaltfrontniederschläge an der Küste 27°S, während im Hochgebirge die Nordgrenze bei etwa 22°S gelegt werden muss. Weitere Vorstöße sind zwar nicht auszuschliessen, jedoch war im Untersuchungszeitraum

eher präfrontale Hebung für Niederschläge weiter nördlich verantwortlich.

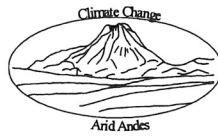
Kaltlufttropfen scheinen im Winterhalbjahr vornehmlich im Juni und im August aufzutreten. Die Zweigipfligkeit erinnert an Singularitäten, also an in vielen Jahren zum selben Zeitpunkt wiederkehrende Phänomene wie z.B. Kaltluftausbrüche aus der Antarktis. Während isolierte Kaltluftzellen (Typ **C**) vorwiegend im Vorfeld von El Niño-Ereignissen gehäuft aufzutreten scheinen, sind Ereignisse mit gleichzeitig in die Westwindzone verlagerten Wärmeinseln (Typ **D**) wegen ihrer niedrigen Anzahl kaum zuzuordnen. Schwache meridionale Druckgradienten sind jedoch Voraussetzung für den längeren Verbleib der isolierten Zellen vor der Küste Südamerikas.

Hebungsprozesse in der mittleren und höheren Troposphäre führen bei Kaltlufttropfen zu explosionsartiger Ausbildung von riesigen Wolkenschilden, aus denen in der Regel gleichmässiger Niederschlag niedergeht. Die in tieferen Lagen eher windschwachen Verhältnisse führen daher zu einer sehr gleichmässigen Verteilung der Niederschläge über dem gesamten Altiplano. In der Schneeverteilung zeigt sich keine deutliche Differenzierung zwischen Ost- und Westseite der Anden.

Am häufigsten treten die Tropfen knapp nördlich des Wendekreises auf. Das Niederschlagsmaximum liegt bei Tropfen vom Typ **C** meist im nördlichen Teil, bei Ereignissen vom Typ **D** eher im südlichen Teil des Untersuchungsraumes. Dies führt in der mittleren Winterniederschlagsverteilung zu einem nicht erwarteten Nebenmaximum auf dem Altiplano östlich des Salar de Atacama (Vuille, 1996).

6.1.2 Sommer

Der Plateau-Effekt führt im Sommer zu einem überregionalen täglichen Windsystem, das die Zirkulation über Südamerika zu einem wesentlichen Teil mitbestimmt. Die grossen Wärme Flüsse sowohl sensibler, aber auch latenter Wärme in den Konvektionszellen am östlichen Abhang und auf dem Altiplano, führen dabei zu einem Hitzetief am Boden und einer thermischen Höhenantizyklone im 200 oder 300hPa-Niveau (Bolivienhoch). Die genaue Lage des Kerns dieses täglich angeregten Zirkulationssystems weist auf das Zentrum der konvektiven Aktivität hin. Feuchteschwankungen in den bodennah einflussenden



Luftschichten verändern die Energieflüsse in die Troposphäre ständig. So lösen sich auf dem Altiplano zwischen Dezember und April feuchte Phasen mit trockeneren Zwischenphasen ab. In den Kernmonaten Januar und Februar fallen die häufigsten Niederschläge.

Die Niederschlagsverhältnisse im Sommerhalbjahr wurden für den Untersuchungsraum aus der Verteilung der konvektiven Bewölkung abgeleitet. Als wichtigste Steuerfaktoren können unterschieden werden:

Durch die grosse Trockenheit auf der Andenwestseite sind die von dort auf den Altiplano geführten Luftmassen kaum an der Niederschlagsbildung beteiligt. Die Feuchteflüsse aus den Tiefländern der Andenostseite bestimmen das Niederschlagsbild. Aus der Bewölkung ist zu erkennen, dass der Transport von Feuchtigkeit aus dem Amazonasbecken dominiert. Es konnte aber aus einem Nebenmaximum der Bewölkung bei 22° bis 24°S auch Zufluss von Feuchtigkeit aus dem Chaco erkannt werden. Durch Durchbruchstäler gelangt dort Luft aus dem Tiefland direkt auf den Altiplano. Die Niederschlagsverteilung wird im wesentlichen durch diese begünstigten Zugbahnen beeinflusst. Von der ausgesprochen trockenen Pazifikküste nehmen die Niederschläge folglich gegen den Altiplano hin zu. Im Norden des Untersuchungsraumes erreichen sie ihr Maximum. Gegen Süden gehen die Niederschläge langsam zurück. Erst durch die einfließende Feuchtigkeit aus dem Chaco steigen sie wieder merklich an.

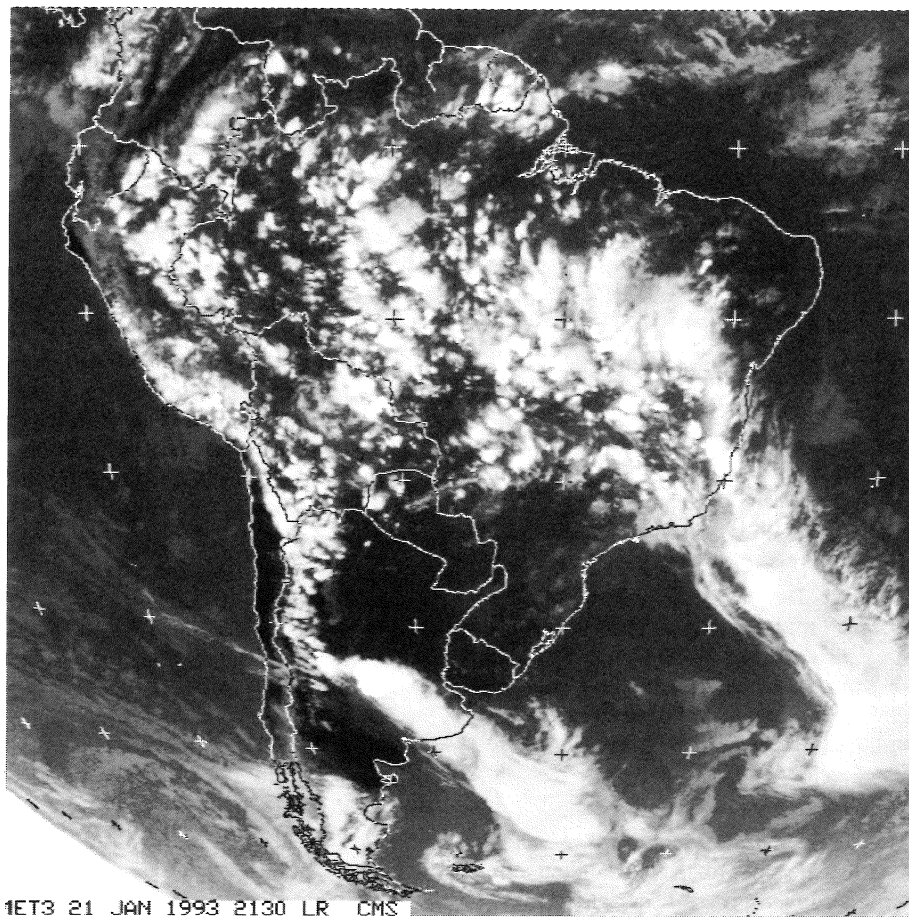
Auch sonst spielt die Topographie eine wichtige Rolle. Durch Förderung der konvektiven Aktivität treten aus dem Bewölkungsbild die Randgebirge des Altiplano klar hervor. In ihnen dürfte somit auch der Niederschlag gegenüber den Ebenen höher sein. V.a. der südliche Teil der Westkordillere wird durch Längstäler vom Zufluss feuchter Luftmassen abgeschnitten. Sie führen zwischen 24° und 26°S zu den trockensten Bedingungen im Hochgebirge, wo vermutlich weniger als 50mm Sommerniederschläge fallen. Weiter südlich führt die Verengung und schliesslich das Auslaufen des Altiplano zu vermehrter Bewölkung über der Westkordillere. Erhöhte Niederschläge sind somit wahrscheinlich.

Die Niederschlagsgradienten zeigen im ganzen Untersuchungsraum somit starke Abhängigkeiten von der Topographie. Dramatisch verstärkt wird dies im Norden

des Untersuchungsraumes, wo neben dem Gebiet mit der höchsten Bewölkungshäufigkeit auf dem Altiplano und damit verbundenem Niederschlagsmaximum von annähernd 400mm, mit dem Abfall zur Küste die Niederschläge gegen 0mm sinken. Dafür verantwortlich ist die unter den Wolken einsetzende Verdunstung der Regentropfen.

Es konnte gezeigt werden, dass die absoluten Sommerniederschläge von Jahr zu Jahr starken Schwankungen unterliegen können. Das aus der Bewölkung abgeleitete Verteilungsmuster scheint jedoch in allen Jahren reproduziert zu werden. In Feuchttjahren verkürzen sich die Trockenphasen, eine zeitliche Verlängerung der sommerlichen Bedingungen konnte nicht festgestellt werden. Somit muss von eher intensivierten oder abgeschwächten Sommerniederschlägen gesprochen werden.

Anhand saisonaler Niederschlagskarten konnte gezeigt werden, dass die abgeschätzten mittleren Niederschlagsfelder jeder Hauptjahreszeit räumlich stark getrennt auftreten. Während im Winter in erster Linie im Südwesten Niederschläge zu verzeichnen sind, dominieren die Sommerniederschläge im Nordosten. Grundsätzlich ergänzen sich somit die Felder sehr gut. Es kann zwar eine Trennlinie gezogen werden, die Gebiete mit hauptsächlich Winterniederschlag von solchen mit vorwiegend Sommerniederschlag trennt. Doch der Übergangsraum der beiden Niederschlagsfelder ist wesentlich komplizierter und in der lokalen Topographie stark zergliedert. So sind im gesamten Untersuchungsraum Niederschläge aus der Westwindzone im ganzen Jahr möglich. Umgekehrt sind auch konvektive Niederschläge in keinem Monat vollständig ausgeschlossen. Im Mittel jedoch scheinen beide gegen den Übergangsraum so stark an Bedeutung zu verlieren, dass im innersten Überlappungsbereich ausgesprochen trockene Verhältnisse dominieren. Durch die Anordnung der Niederschlagsfelder mit einem Wintermaximum im Südwesten und einem Sommermaximum im Nordosten, verläuft der Übergangsraum diagonal von Nordwesten nach Südosten über die Anden und wird daher als **Südamerikanische Trockendiagonale** bezeichnet. Sie verbindet die tropisch-subtropische Küstenwüste Atacama mit den trockenen, patagonischen Steppen im Windschatten der südlichen Anden.



Figur 30 : Satellitenbild 21. Januar 1993. Die sommerliche Konvektivbewölkung zeichnet exakt die Lage der Trockendiagonale nach. Die trockenste Zone liegt genau westlich des diagonalen Wolkenbandes.

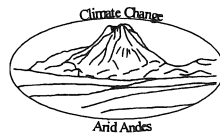
6.2 Gedanken zur Paläoklimatologie der Südamerikanischen Trockendiagonale

Aus den verschiedensten Klimaarchiven kann erkannt werden, dass grosse Veränderungen in den klimatischen Bedingungen in jüngster Zeit auf dem Altiplano zu Umwälzungen im Landschaftsbild geführt haben (vgl. auch Jenny und Kammer, in diesem Band). Die Suche nach den früheren klimatischen Rahmenbedingungen kann dabei nur über das Verständnis der heutigen Verhältnisse gehen (Aktualitätsprinzip). Es muss überprüft werden, welche Faktoren über die Zeit konstant geblieben sind und welche sich verändert haben. Mit Hilfe der Idee der Trockendiagonale lassen sich für den Untersuchungsraum einige Anmerkungen aus der Sicht der heutigen Niederschläge machen, wie sich möglicherweise Veränderungen in den Zirkulationsverhältnissen erkennen lassen würden.

Die Niederschläge im Untersuchungsraum lassen sich wie geschildert saisonal unterteilen. Die Trockendiagonale trennt die beiden Gebiete räumlich (Eriksen, 1983). Veränderungen im einen oder anderen System (Westerlies oder tropische Konvektion) sollten daher auch Auswir-

kungen auf die Lage sowie die Ausbildung resp. die Bedingungen in der Trockendiagonalen selber haben.

Die **Winterniederschläge** haben sich durch den sehr starken Gradienten zwischen der Westwindzone und dem nördlichen Untersuchungsraum ausgezeichnet. Falls die nördlichen Ausläufer der Westwindniederschläge durch die strömungsdynamische Konstellation des Altiplano in ihrem Vordringen nach Norden kontrolliert werden, so ist eine ausgeprägte Lagestabilität des Westwindeinflusses - zumindest seiner Nordgrenze - zu erwarten. Dies kann aus dem rekonstruierten Verlauf der früheren Gleichgewichtslinie gefolgert werden. Selbst unter stark intensivierte Westwindniederschlägen und vermutlichen Temperaturrückgängen (Jenny und Kammer, in diesem Band), verschob sich die Nordgrenze nicht wesentlich nach Norden. Vielmehr führte die Zunahme der Niederschläge im Süden zu einem noch dramatischeren Übergang in die Trockenzone als heute.



Die markanten W-E-Gegensätze sind der deutlichste Hinweis auf Kaltfronten, während Kaltlufttropfen zu einem viel schwieriger erkennbaren, gleichmässigeren Muster führen. Letzteres greift zudem in seiner räumlichen Ausdehnung am weitesten in die Sommerregengebiete über, so dass sich beide kaum mehr trennen lassen. Als einziger Hinweis könnte der heutige Verlauf der Iso-nephen der Sommerbewölkung bei 24° bis 26°S dienen, der sich stark von dem zu erwartenden Niederschlagsmuster aus Kaltlufttropfen in diesem Gebiet abhebt. Während nämlich die Sommerbewölkung auf eine schnelle Abnahme der Niederschläge gegen die Vulkane Socompa, Pular und Llullaillaco hinweist, deuten Kaltlufttropfenmuster eher auf hohe Niederschläge an diesen Vulkanen. Die rekonstruierten Veränderungen aus Paläoarchiven (Gletscher, Seen) im nördlichen Teil des Untersuchungsraumes scheinen deshalb eher einem Sommermuster zu folgen (Kessler, 1991; Grosjean, 1994; Jenny und Kammer, in diesem Band).

Die Winter Niederschläge in der I Region erwiesen sich meist als präfrontal. Tropische Feuchtigkeit regnet hier oft bereits vor dem Eintreffen der Kaltluft aus. Die Herkunft der Feuchte kann sowohl aus den Wasserisotopen (Aravena et al., 1989) oder aus Strömungstrajektorien des mittleren Troposphärenniveaus (Fuenzalida und Rutland, 1986) abgeleitet werden.

Eine Verstärkung der **Sommerniederschläge** scheint aufgrund der schon heute sehr grossen Variabilität ohne grundlegende Veränderungen im Niederschlagsmuster möglich. Als wichtigste Steuerfaktoren konnten für den Altiplano neben dem variablen Feuchtefluss auf den Altiplano vor allem topographische Elemente beschrieben werden. Sie entscheiden sowohl über die Erwärmung (Plateau-Effekt, Randgebirge) als auch über die Zufuhr feuchter Luftmassen (Durchbruchstäler, Längstäler). Diese scheinen alle über die gesamte jüngste Vergangenheit als konstant. Als variabel muss deshalb bei längerhaltenden Veränderungen im Feuchtehaushalt die Bodenbeschaffenheit (Albedo) betrachtet werden. Weisse Salarflächen unterscheiden sich wesentlich von dunklen Seeflächen, gletscherbedeckte Berge vermögen nicht gleiche Thermik zu erzeugen, wie schneefreie, usw. Unter feuchteren Bedingungen könnten somit die heutigen Gegensätze etwas abgeschwächt sein, wobei die wesentlichen topographischen Gegebenheiten immer noch diesel-

ben bleiben. Somit muss für den Untersuchungsraum auch während relativen Feuchtphasen immernoch ein äusserst trockener Kernraum zwischen 24° und 26°S vermutet werden, während weiter nördlich um den Salar de Uyuni möglicherweise deutlich höhere und etwas ausgeglichene Niederschläge auftraten. Wie stark sich die Sommerniederschläge südlich von 27°S in der Westkordillere verändern würden, hängt stark von der verfügbaren Feuchte im angrenzenden östlichen Tiefland ab.

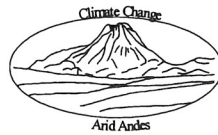
Eine deutliche Zunahme der Sommerniederschläge im Tiefland der Pazifikküste scheint wenig wahrscheinlich. Die aussergewöhnlichen Bedingungen, die hier zur Bildung der Atacama geführt haben, lassen sich kaum ausschalten. So ist eine Niederschlagszunahme zwar möglich, doch stellt selbst eine Verzehnfachung heutiger Niederschläge keine ökologisch neue Situation dar, sie wären immer noch bei weitem zu tief.

Interessant ist die heutige Bandbreite der Niederschläge. Die Jahre zwischen 1983/84 und 1985/86 bedeuteten für viele Stationen der I Region Rekordniederschläge über einen mehrjährigen Zeitraum. Es ist jedoch fraglich, ob bereits solche Niederschläge zu den markanten Veränderungen geführt haben könnten.

Somit scheint die **Südamerikanische Trockendiagonale** im wesentlichen durch die topographische Konstellation gegeben. Eine starke Verschiebung lässt sich aus den Paläoarchiven nicht folgern. Hingegen kann über einen Vergleich mit dem Verlauf der Gradienten der heutigen Bewölkung im Sommerniederschlagsgebiet sowie über die Suche nach der Lage des stärksten Gradienten gegen die Westwindzone auf beiden Seiten der Trockendiagonalen nach Hinweisen auf Veränderungen in der Vergangenheit gesucht werden. Die Befunde aus dem Glazialbereich (Jenny und Kammer, in diesem Band) scheinen diese Muster durchaus zu bestätigen. Mithilfe der aktuellen Niederschlagsmuster lassen sich demnach bedeutende Veränderungen in den Umweltbedingungen interpretieren. Die letzte Hürde wird die genaue Datierung der jeweiligen Klimazustände sein. Erst damit wird sich auch für Zirkulationsfragen klären, ob intensiviertere Verhältnisse oder Verschiebungen von einzelnen Klimagürteln für die früheren Bedingungen verantwortlich gemacht werden müssen.

Literaturverzeichnis

- Abreu de M.L., Bannon P.R., 1993: Dynamics of the South American coastal desert. *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 50, No. 17, p. 2952-2964
- Aceituno P., 1988: On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface winds. *Monthly Weather Review*, Vol. 116, p. 505-524
- Aceituno P., 1992: Anomalías de precipitación en Chile Central. Relacionadas con la oscilación del sur: mecanismos asociadas. PALEOENSO-Records Intern. Symp., ORSTOM-CONCYTEC-Lima, p. 1-5
- Aceituno P., Montecinos A., 1992: Análisis de la estabilidad de la relación entre la oscilación sur y la precipitación en América del sur. Paleo-ENSO-Records Int. Symp., ORSTOM-CONCYTEC-Lima, p. 7-13
- Aceituno P., 1995: Aspectos generales del clima en el Altiplano Sudamericano. unpubl. Manuskript, 10 pp.
- Ammann C., 1996: Entstehung und Verteilung der Niederschläge im Norden Chiles. Diplomarbeit, Geographisches Institut der Universität Bern, unpubl., 275 pp.
- Arntz W.E., Fahrbach E., 1991: El Niño, Klimaexperiment der Natur. Birkhäuser Verlag, 264 pp.
- Barrett E.C., 1974: *Climatology from Satellites*. Methuen, London, 418 pp.
- Barry R.G., 1992: *Mountain Weather and Climate*. 2nd edition. Routledge, London, 402 pp.
- Berbery E. H., Nuñez M.N., 1989: An observational and numerical study of blocking episodes near South America. *Journal of Climate*, Vol. 2, p. 1352-1361
- Berlage H.P. 1966: The Southern Oscillation and world weather. Mededel Verhandl, Kon. Ned. Meteor. Inst., Vol. 88, 152 pp.
- Bjerknes J., 1969: Atmospheric teleconnections for equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, Vol. 97, p. 163-172
- Blumen (ed.) W., 1990: Atmospheric processes over complex terrain. *Meteorological Monographs*, Vol. 23, 323 pp.
- Bolin B., 1950: On the influence of the earth's orography on the character of the westerlies. *Tellus*, Vol. 2, p. 184-195
- Breuer A., 1974: Die Bewölkungsverhältnisse des südhemisphärischen Südamerikas und ihre klimageographischen Aussagemöglichkeiten. Eine Untersuchung auf der Grundlage von Wettersatellitenbildern. Dissertation, Universität Bonn.
- Brier G.W., 1978: The quasi-biennial oscillation and feedback processes in the atmosphere-ocean-earth system. *Monthly Weather Review*, Vol. 106, p. 938-946
- Caviedes C.N., 1982: On the genetic linkages of precipitation in South America. *Freiburger Geographische Hefte*, Heft 18, p. 55-77
- Caviedes C.N., 1989: The anomalous climate of South America in 1988. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, Nr. 52, p. 1-5
- Chen D., Zebiak St.E., Busalacchi A.J., Cane M.A., 1995: An improved procedure for El Niño forecasting. Implications for predictability. *Science*, Vol. 269, p. 1699-1702.
- Chu P.-S., 1985: A contribution to the upper-air climatology of tropical South America. *Journal of Climatology*, Vol. 5, p. 403-416
- Clayton J.D., Clapperton Ch.M., 1997: Broad synchrony of a late-glacial glacier advance and the highstand of palaeolake Tauca in the Bolivian Altiplano, in prep.
- Compagnucci R.H., 1992: Are southern South American surface circulations normal during ENSO events? PALEO-ENSO-REC, Intern Symp Lima, Extended Abstracts, p. 41-46
- Covarrubias A., Misetic V., Araya V. 1992: El aluvion del 18 de junio desde el punto de vista de la hidrología. unpubl., 20 pp.
- Czaika W., 1978: Die Längstäler des argentinischen Punahochlandes. *Erwissenschaftliche Forschung*, Nr. 11, p. 391-414.
- Diaz H.F., Markgraf V., 1992: El Niño. Historical and paleoclimatic aspects of the Southern Oscillation. Cambridge University Press, 475pp.
- Elliott R.D., 1958: California storm characteristics and weather modification. *Journal of Meteorology*, Boston, Vol. 15, p. 486-493
- Endlicher W., Habbe K.A., Pinzner H.: 1989: Zum El Niño-Southern Oscillation Ereignis 1983 und seine Auswirkungen im peruanischen Küstengebiet. *Mitteil. Fränk. Geogr. Gesell.*, Vol. 35/36, p. 175-201
- Enfield D.B., 1989: El Niño, past and present. *Reviews of Geophysics*, Vol. 27, No. 1, p. 159-187
- Eriksen W., 1983: Aridität und Trockengrenze in Argentinien. Ein Beitrag zur Klimageographie der Trockendiagonale Südamerikas. *Studia Geographica*, Vol. 16, p. 43-68.
- Escobar F., Anabalón R., 1991: Análisis de las rutas de nieve del país. Informe elaborado por el subdepartamento de Hidrología aplicada. Ministerio de Obras Públicas, DGA, unpubl., 37 pp.
- Escobar I., 1946: Consideraciones sobre las lluvias en La Paz. *Servicio Meteorológico*, La Paz
- Escobar I., 1948: Régimen pluviométrico de Bolivia (estudio preliminar). Min. de Agric., Ganadería y Colonización, Dirección General de Meteorología, La Paz
- Fairbridge R.W., 1986: Monsoons and Paleomonsoons. *Episodes*, Vol. 9, No. 3, p. 143-149
- Flohn H., 1971: Tropical circulation patterns. *Bonner Meteorologische Abhandlungen*, Vol. 15, p. 1-55
- Fuenzalida H., Rutland J., 1986: Estudio sobre el origen del vapor de agua que precipita en el invierno altiplánico. Informe final, Universidad de Chile, 51 pp.
- Gandu A.W., Geisler J.E., 1991: A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America. *Journal of Atmosph. Science*, Vol. 48, No. 16, p. 1822-1836
- González M.H., Velasco I., 1995: Rainfall area identification using satellite data. *Climate Research*, Vol. 5, p. 259-267
- Graham N.E., White W.B., 1988: The El Niño cycle: A natural oscillator of the Pacific Ocean-Atmosphere system. *Science*. Vol. 240, p. 1293-1302.



- Grosjean M., 1992:** Zur Klimatologie und Paläoökologie des nordchilenischen Altiplano seit dem letzten Kaltzeitmaximum. Dissertation Universität Bern, 111 pp.
- Grosjean M., 1994:** Paleohydrology of Laguna Lejía (north Chilean Altiplano) and climatic implications for late glacial times. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 109, p. 89-100.
- Gutman G., Schwerdtfeger W.S., 1965:** The role of the latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes, in the summer. *Meteorologische Rundschau*, Vol. 18, No. 3, p. 69-75
- Harwood R.S., 1981:** Atmospheric vorticity and divergence. In: Atkinson B.W. 1981: *Dynamical Meteorology*. Methuen, London, p. 33-54
- Hastenrath S.L., 1985:** *Climate and Circulations of the Tropics*. Atmospheric Sciences Library, Verlag D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Boston, 455 pp.
- Hastenrath S.L., Kutzbach J., 1985:** Late Pleistocene climate and water budget of the South American Altiplano. *Quaternary Research*, Vol. 24, p. 249-256
- Hastenrath S.L., 1991:** *Climate dynamics of the tropics*. Updated edition of *Climate and circulations of the tropics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 488pp.
- Hirschmann R.J., 1973:** Records on solar radiation in Chile. *Solar Energy*, Vol. 14, p. 129-138
- Hoffmann J.A.J., 1992:** Kontinentale Luftdruck- und Niederschlagsregime Südamerikas. Teil I: Das mittlere Luftdruckfeld und seine jahreszeitlichen Veränderungen in Südamerika. *Erdkunde*, Vol. 46, p. 40-51.
- Horel J.D., Hahmann A.N., Geisler J.E., 1989:** An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *Journal of Climate*, Vol. 2, p. 1388-1403
- Jacobeit J., 1989:** Zirkulationsdynamische Analyse rezenter Konvektions- und Niederschlagsanomalien in den Tropen. *Augsburger Geographische Hefte, mit Beilage*, Vol. 9, 300 pp.
- Jacobeit J., 1992:** Die grossräumige Höhenströmung in der Hauptregenzeit feuchter und trockener Jahre über dem südamerikanischen Altiplano. *Meteorologische Zeitschrift NF*, Vol. 1, p. 276-284
- Jenny B., Kammer K., 1996:** Jungquartäre Vergletscherungen. *Geographica Bernensia*, in Ammann et al. 1996: *Climate Change in den trockenen Anden*. G 46
- Jordan E., 1991:** Die Gletscher der bolivianischen Anden. Eine Photogrammetrisch-kartographische Bestandesaufnahme der Gletscher Boliviens als Grundlage für klimatische Deutung und Potential für die wirtschaft. Nutzung. F. Steiner Verlag, Stuttgart
- Karoly D.J., 1989:** Southern hemisphere circulation features associated with El Niño-Southern Oscillation events. *Journal of Climate*, Vol. 2, p. 1239-1251
- Kessler A., 1991:** Zur Frage der Änderung der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation auf dem Altiplano seit dem Spätglazial. *Bamberger Geographische Schriften*, Vol. 11, p. 351-357.
- Kousky V.E., 1979:** Frontal influences on North Brasil. *Monthly Weather Review*, Vol. 107, p. 1140-1153
- Kreuels R., Fraedrich K., Ruprecht E., 1975:** An aerological climatology of South America. *Meteorologische Rundschau*, Vol. 28, No. 1, p. 17-24
- Kuehnel I., 1989:** Tropical-extratropical cloudband climatology based on satellite-data. *International Journal of Climatology*, Vol. 9, p. 441-463
- Künzel F., Kessler A., 1986:** Investigation of level changes of Lake Titicaca by maximum entropy spectral analysis. *Arch. Met. Geoph. Biocl., Ser. B*, Vol. 36, p. 219-227
- Lettau H., 1976:** Dynamic and energetic factors which cause and limit aridity along South America's Pacific coast. Appendix I, *World Survey of Climatology*, Vol. 12, p. 188-192
- Martin D.W., Howland M.R., 1986:** Grid history: a geostationary satellite technique for estimating daily rainfall in the tropics. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Vol. 25, p. 184-195
- Messerli B., Grosjean M., Graf K., Schotterer U., Schreier H., Vuille M., 1992:** Die Veränderungen von Klima und Umwelt in der Region Atacama (Nordchile) seit der letzten Kaltzeit. *Erdkunde*, Vol. 46, p. 257-272
- Miller A., 1976:** The climate of Chile. *World Survey of Climatology, Climates of Central and South America*, Vol. 12, p. 113-145
- Minetti J.L., Sierra E.M., 1989:** The Influence of General Circulation Patterns on humid and dry years in the Cuyo Andean Region of Argentina. *International Journal of Climatology*, Vol. 9, p. 55-68
- Minnis P., Harrison E.F., 1984:** Diurnal variability of regional cloud and clear-sky radiative parameters derived from GOES data. Part I: Analysis method. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Vol. 23, No. 7, p. 993-1050
- Monheim F. 1956:** Beiträge zur Klimatologie und Hydrologie des Titicacabeckens. *Heidelberger Geographische Arbeiten*, Heft 1, 152 pp.
- Mossmann R.C., 1924:** Indian monsoon rainfall in relation to South American weather, 1875-1914. *Mem. Ind. Meteorol. Dept.*, Vol. 23, p. 157-242
- Newell R.E., 1979:** *Climate and the ocean*. Amer. Sc., Vol. 67, p. 405-416
- Nishizawa T., Tanaka M., 1983:** The annual change in the tropospheric circulation and the rainfall in South America. *Arch. Met. Geoph. Biocl., Ser. B*, Vol. 33, p. 107-116
- Ortlieb L. 1994:** Las mayores precipitaciones historicas en Chile Central y la cronologia de eventos ENOS en las siglos XVI - XIX. *Revista Chilena de Historia Natural*, Vol. 67, p. 463-485
- Pearce F., 1994:** Fire and flood greet El Niño's third year. *New Scientist*, Vol. 1908, p. 9.
- Pittock A.B., 1980:** Patterns of Climatic Variation in Argentina and Chile: I. Precipitation 1931-1960. *Monthly Weather Review*, Vol. 108, p. 1347-1361
- Ramage C.S., 1971:** *Monsoon meteorology*. Academic Press, New York and London, 296pp.
- Rao G.V., Erdogan S., 1989:** The atmospheric heat source over the altiplano. *Boundary Layer Meteorology*, Vol. 46, p. 13-33
- Reiter E.R., 1970:** *Strahlströme. Ihr Einfluss auf das Wetter*. Verständliche Wissenschaft, Springer Verlag, Vol. 108, 196 pp.

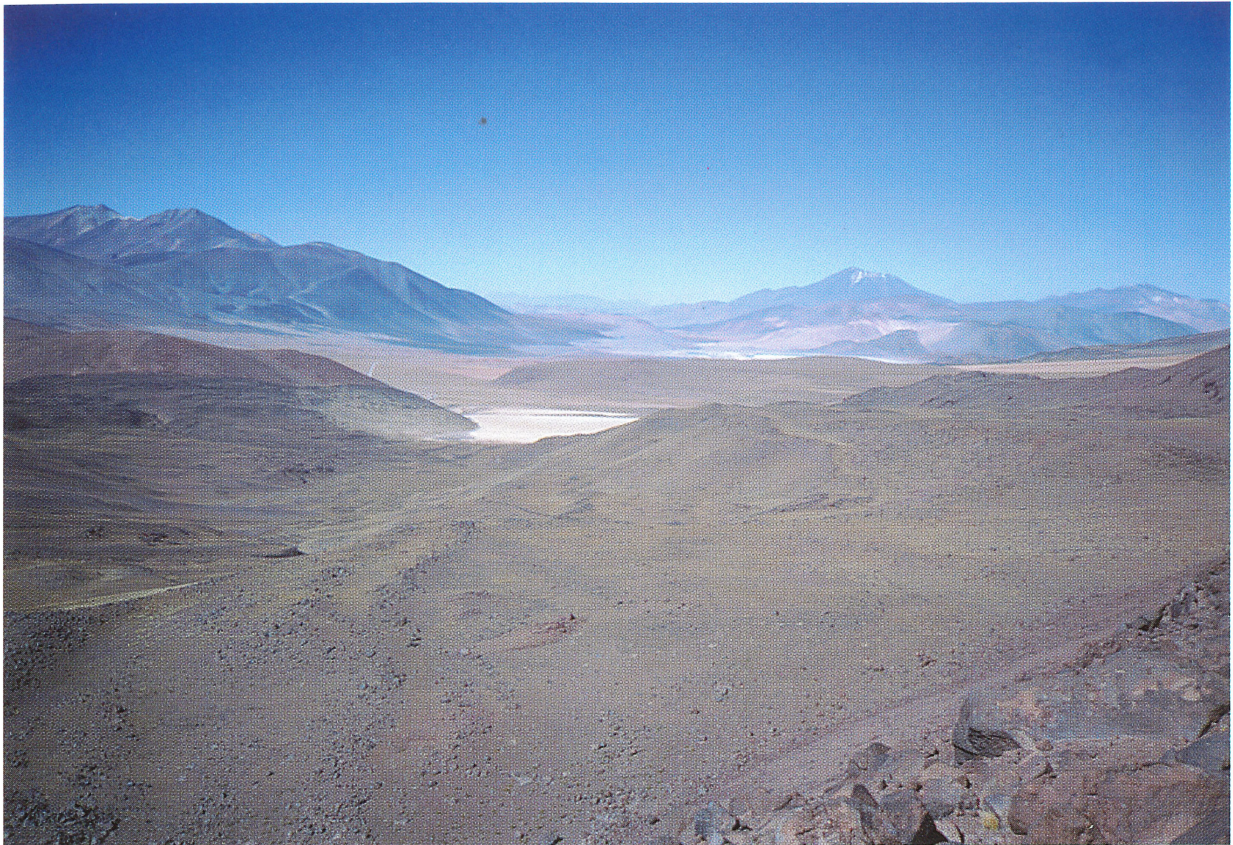
- Reiter E.R.**, 1982: Where we are and where we are going in mountain meteorology. *Bulletin of American Meteorological Society*, Vol 63, No. 10, p. 1114-1122
- Reiter E.R., Tang M., Shen R.**, 1984: The Hierarchy of Motion Systems over Large Plateaus. *Environmental Research Papers*, Colorado State University, Vol. 37, 12 pp.
- Richter H., Schmidt D., Baumann G., Piazena H.**, 1995: Abschlussbericht DFG-Projekt Klimaökologie Atacama. Ri 370/1-4 & 2-4. 85pp.
- Romero H.**, 1989: The 1988 drought in Chile. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, Nr. 52, p. 5-6
- Romero H., Rivera A.**, 1993: El Desarrollo sustentable en el Norte de Chile y la Crisis del Agua. *Anales de la Soc. Chilena de Cartografía y Geografía*, XV Congr. Geographia, Osorno, p. 62-69
- Ropelevski C.F., Halpert M.S.**, 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the ENSO. *Monthly Weather Review*, Vol. 115, p. 1606-1626
- Rutland J., Ulriksen P.**, 1979: Boundary layer Dynamics of the extremely arid northern part of Chile: the Antofagasta field experiment. *Boundary Layer Meteorology*, Vol. 17, p. 41-55
- Rutland J., Fuenzalida H.**, 1991: Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, Vol. 11, p. 63-76
- Rutland J., Aceituno P., Montecinos A.**, 1992: Analisis comparativo de aspectos atmosfericos para los eventos de EN/OS de 1982/83, 1986/87 y 1991/92
- Schmidt D.**, 1995: Projektteil Klimatologie. In: Richter et al. (1995), p. 4-18
- Schneider H.**, 1969: El Clima del Norte Chico. Universidad de Chile, Santiago, 132 pp.
- Schwerdtfeger W.**, 1961: Strömungs- und Temperaturfeld der freien Atmosphäre über den Anden. *Meteorologische Rundschau*, Heft 1, p. 1-6
- Schwerdtfeger W. (ed.)**, 1976: *Climate of Central and South America*. World Survey of Climatology. Elsevier, Amsterdam, Vol. 12, 532 pp.
- SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología y Hidrología)**, 1989: Boletín Meteorológico del Departamento de Potosí, Bolivia.
- Smith R.B.**, 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics*, Vol. 21, p. 87-230
- Streeten N.A.**, 1983: Southern hemisphere circulation contrasts in the winters of 1972 and 1973. Preprints First Intern. Conference on Southern Hemisphere Meteorology, San Jose dos Campos, Brasil, p. 108-111
- Stucki J.-P.** 1983: Der Austausch: Tropen Ecktropen in der Sicht der Wasserdampfbilder von METEOSAT I und II. Diplomarbeit Geographisches Institut Universität Bern, 120 pp.
- Taljaard J.J., Schmitt W., van Loon H.**, 1961: Frontal analysis with application to the Southern Hemisphere. *Notos*, Vol. 10, p. 25-58
- Troll C.** 1952: Lokalwinde der Tropengebirge und ihr Einfluss auf Niederschlag und Vegetation. *Bonner Geographische Abhandlungen*, Heft 9, p. 124-182
- van Husen Ch.**, 1967: Klimagliederung in Chile auf der Basis von Häufigkeitsverteilungen der Niederschlagssummen. *Freiburger Geographische Hefte*, Vol. 4
- Virji H.**, 1981: A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. *Monthly Weather Review*, Vol. 109, p. 599-610
- Vuille M.** 1996: Zur raumzeitlichen Dynamik von Schneefall und Ausaperung im Bereich des südlichen Altiplano, Südamerika. *Geographica Bernensia*, Dissertation Universität Bern, G 45, 118 pp.
- Walker G.T.**, 1924: Correlations in seasonal variations of weather IX. *Mem. Ind. Meteorol. Dept.*, Vol. 24, p. 275-332
- Walker G.T.**, 1928: *World Weather III*. *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 2, No. 17, p. 97-106
- Walker G.T., Bliss E.W.**, 1932: *World weather V*. *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 4, p. 53-84
- Warren S.G., Hahn C.J., London J., Chervin R.M., Jenns R.L.**, 1986: Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over land. *NCAR technical notes*, TN-273+STR.
- Weischet W.**, 1966: Zur Klimatologie der Nordchilenischen Wüste. *Meteorologische Rundschau*, 19. Jahrg., Heft 1, p. 1-7
- Weischet W.**, 1970: Chile, seine länderkundliche Individualität. *Wissenschaftliche Länderkunden* (Hrsg: W. Storkebaum). *Wissenschaftliche Buchgenossenschaft Darmstadt*, Band 2/3, 618 pp.
- Weischet W.**, 1991: Einführung in die Allgemeine Klimatologie. *Teubner Studienbücher Geographie*, 5. Auflage, 275 pp.
- Winiger M.**, 1975: Bewölkungsuntersuchungen über der Sahara mit Wettersatellitenbildern. *Geographica Bernensia*, G1, 149 pp.



Tafel I: Deutlich erkennbare, weitreichende glaziale Systeme am Massiv Choquelimpie ($18^{\circ}17'S$) in Nordexposition. Die Moränen reichen bis in die Ebene hinunter. Die Einzugsgebiete der früheren Gletscher sind an diesem Berg problemlos abgrenzbar.



Tafel II: Im Vordergrund ist das Dorf Parinacota (4430 m) zu erkennen. Im Hintergrund liegt der Cerro Guaneguan ($18^{\circ}08'S$) mit deutlichen Endmoränen in Südexposition, welche bis 4500 m hinunter reichen.



Tafel III: Eine Vielzahl von Moränenscharen und Steinreihen, die vom ehemaligen Eisrand abgelagert wurden, liegen am Ausgang des Tales bei El Laco ($23^{\circ}50'S$). Der maximale Vorstoss bildete die Endmoränen auf 4300 m, die den hell leuchtenden Sander im Hintergrund begrenzen.



Tafel IV: Prächtiger Roche Moutonnée im unteren Talbereich von El Laco ($23^{\circ}50'S$). Die früher der Fließrichtung des Gletschers entgegengewandte Seite ist weich zugeschliffen (rechts), während auf der Lee-Seite nach dem Wiederanfrieren des Eises Gesteinsbereiche auseinandergezerrt worden sind.



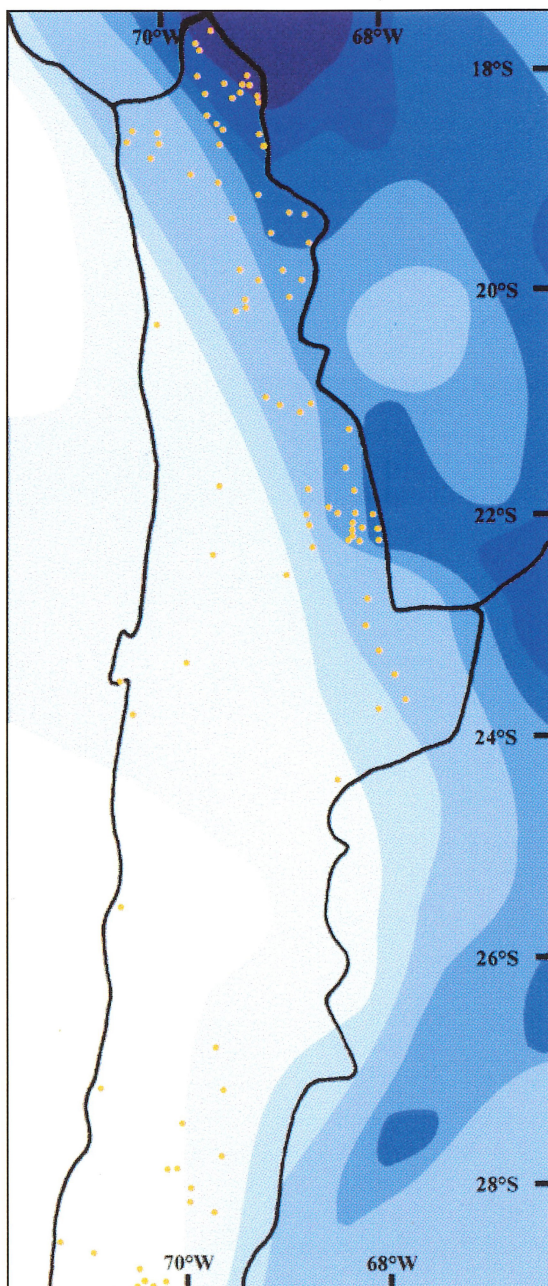
Tafel V: Endmoränen (5 in Figur 25) in Westexposition der Cordillera del Tatio ($22^{\circ}15'S$). Die Moränen reichen bis 4450 m hinunter. Dieses Bild ist sehr typisch für die Moränen an den Vulkanen im Norden Chiles.



Tafel VI: Blick von der Ebene Llano del Negro Francisco gegen das mächtige N-Kar des Nevado Jotabeche ($27^{\circ}40'S$). Vergletscherungen, die mit grösster Wahrscheinlichkeit vor die Eem-Zeit anzusetzen sind, haben den Block über 10 km vom Berg wegtransportiert.



Tafel VII: Wellen in der mittleren Troposphäre in stabil geschichteter winterlicher Kaltluft, Altiplano Juni 1993.



• Klimastationen DGA

Tafel VIII: Häufigkeit der sommerlichen konvektiven Bewölkung auf dem südwestlichen Altiplano zwischen Oktober 1993 und März 1994 anhand von 96 GOES-E Bildern. Darstellung in 8 Bewölkungsklassen (Graph: B. Jenny).

GEOGRAPHICA BERNENSIA

Hallerstrasse 12
CH - 3012 Bern

Tel. +41 31 631 88 16
Fax +41 31 631 85 11



A	AFRICAN STUDIES	Sfr.
A 1	Mount Kenya Area. Contributions to ecology and socio-economy. Ed by M. Winiger. 1986 ISBN 3-906290-14-X	20.--
A 2	SPECK Heinrich: Mount Kenya Area. Ecological and agricultural significance of the soils - with 2 soil maps. 1983 ISBN 3-906290-01-8	20.--
A 3	LEIBUNDGUT Christian: Hydrogeographical map of Mount Kenya Area. 1:50000. Map and explanatory text. 1986 ISBN 3-906290-22-0	28.--
A 4	WEIGEL Gerolf: The soils of the Maybar/Wello Area. Their potential and constraints for agricultural development. 1986 ISBN 3-906290-29-8	18.--
A 5	KOHLER Thomas: Land use in transition. Aspects and problems of small scale farming in a new environment: the example of Laikipia District, Kenya. 1987 ISBN 3-906290-23-9	28.--
A 6	FLURY Manuel: Rain-fed agriculture in Central Division (Laikipia District, Kenya). Suitability, constraints and potential for providing food. 1987 ISBN 3-906290-38-7	20.--
A 7	BERGER Peter: Rainfall and agroclimatology of the Laikipia Plateau, Kenya. 1989 ISBN 3-906290-46-8	25.--
A 8	Mount Kenya Area. Differentiation and dynamics of a tropical mountain ecosystem. Ed. by M. Winiger, U. Wiesmann, J.R. Rheker. 1990 ISBN 3-906290-64-6	25.--
A 9	TEGENE Belay: Erosion: its effects on properties and productivity of eutric nitosols in Gununo Area, Southern Ethiopia, and some techniques of its control. 1992 ISBN 3-906290-74-3	20.--
A 10	DECURTINS Silvio: Hydrogeographical investigations in the Mount Kenya subcatchment of the river Ewaso Ng'iro. 1992 ISBN 3-906290-78-6	25.--
A 11	VOGEL Horst: Conservation tillage in Zimbabwe. Evaluation of several techniques for the development of sustainable crop production systems in smallholder farming. 1993 ISBN 3-906290-91-3	25.--
A 12	MASELLI Daniel, GEELHAAR Michel: L'écosystème montagnard agro-sylvo-pastoral de Tagoundaft (Haut-Atlas, Maroc). 1994 ISBN 3-906290-89-1	48.--
A 13	ABATE Solomon: Land use dynamics, soil degradation and potential for sustainable use in Metu Area, Illubabor Region, Ethiopia. 1994 ISBN 3-906290-95-6	30.--
<hr/>		
B	BERICHTE UEBER EXKURSIONEN, STUDIENLAGER UND SEMINARVERANSTALTUNGEN	
B 9	Feldstudienlager Niederlande 1989. 1990 ISBN 3-906290-63-8	22.--
B 10	Tschechoslowakei im Wandel - Umbruch und Tradition. Bericht zur Exkursion in Böhmen 1992. 1993 ISBN 3-906290-67-0	30.--
B 11	Tschechien zwischen marktwirtschaftlicher Herausforderung und planwirtschaftlichem Erbe. 1994 ISBN 3-906290-93-X	35.--
B 12	Toronto, Calgary and Banff. Bericht der Grossen Kanada-Exkursion vom 30. Juli - 18. August 1995. 1996 ISBN 3-906151-13-1	35.--

E	BERICHTE ZU ENTWICKLUNG UND UMWELT	Sfr.
Nr. 12	LINIGER Hanspeter, 1995: Endangered water - a global overview of degradation, conflicts and approaches for improvements. ISBN 3-906290-96-4	25.--
Nr. 13	WIESMANN Urs, 1995: Nachhaltige Ressourcennutzung im regionalen Entwicklungskontext: Konzeptionelle Grundlagen zu deren Definition und Erfassung. ISBN 3-906151-01-8	10.--
Nr. 14	Natürliche Ressourcen - Nachhaltige Nutzung. Eine Orientierungshilfe für die nachhaltige Nutzung natürlicher Ressourcen in der Entwicklungszusammenarbeit. 1995 (auch in Franz. und Englisch) ISBN 3-906290-98-0	12.--
Nr. 15	WACHTER Daniel, 1996: Land tenure and sustainable management of agricultural soils. ISBN 3-906151-08-5	15.--
G	GRUNDLAGENFORSCHUNG	
G 17	KUENZLE Thomas, NEU Urs: Experimentelle Studien zur räumlichen Struktur und Dynamik des Sommersmogs über dem Schweizer Mittelland. 1994 ISBN 3-906290-92-1	36.--
G 21	WITMER Urs: Eine Methode zur flächendeckenden Kartierung von Schneehöhen unter Berücksichtigung von reliefbedingten Einflüssen. 1984 ISBN 3-906290-11-5	10.--
G 25	WITMER Urs u. Mitarbeiter: Erfassung, Bearbeitung und Kartierung von Schneedaten in der Schweiz. 1986 ISBN 3-906290-28-X	21.--
G 29	ATTINGER Robert: Tracerhydrologische Untersuchungen im Alpstein. Methodik des kombinierten Tracereinsatzes für die hydrologische Grundlagenerarbeitung in einem Karstgebiet. 1988 ISBN 3-906290-43-3	15.--
G 30	WERNLI Hans Rudolf: Zur Anwendung von Tracermethoden in einem quartärbedeckten Molassegebiet. 1988 ISBN 3-906290-48-4	15.--
G 32	RICKLI Ralph: Untersuchungen zum Ausbreitungsklima der Region Biel. 1988 ISBN 3-906290-49-2	15.--
G 33	GERBER Barbara: Waldflächenveränderungen und Hochwasserbedrohung im Einzugsgebiet der Emme. 1989 ISBN 3-906290-55-7	25.--
G 34	ZIMMERMANN Markus: Geschiebeaufkommen und Geschiebe-Bewirtschaftung. Grundlagen zur Abschätzung des Geschiebehaushaltes im Emmental. 1989 ISBN 3-906290-56-5	25.--
G 37	EUGSTER Werner: Mikrometeorologische Bestimmung des NO ₂ -Flusses an der Grenzfläche Boden/Luft. 1994 ISBN 3-906290-90-5	25.--
G 38	Himalayan Environment. Pressure-problems-processes. Twelve years of research B. Messerli, T. Hofer, S. Wymann (eds.). 1993 ISBN 3-906290-68-9	35.--
G 39	SGmG Jahrestagung. Geographische Informationssysteme in der Geomorphologie. 1992 ISBN 3-906290-72-7	15.--
G 40	SCHORER Michael: Extreme Trockensommer in der Schweiz und ihre Folgen für Natur und Wirtschaft. 1992 ISBN 3-906290-73-5	38.--
G 41	LEIBUNDGUT Christian: Wiesenbewässerungssysteme im Langetental. 1993 ISBN 3-906290-79-4	18.--
G 42	LEHMANN Christoph: Zur Abschätzung der Feststofffracht in Wildbächen. 1993 ISBN 3-906290-82-4	35.--

G	GRUNDLAGENFORSCHUNG	Sfr.
G 43	NINCK Andreas: Wissensbasierter und objekt-orientierter Ansatz zur Simulation von Mensch-Umwelt-Systemen. 1994 ISBN 3-906290-94-8	27.--
G 44	DUESTER Horst: Modellierung der räumlichen Variabilität seltener Hochwasser in der Schweiz. 1994 ISBN 3-906290-97-2	27.--
G 45	VUILLE Mathias: Zur raumzeitlichen Dynamik von Schneefall und Ausaperung im Bereich des südlichen Altiplano, Südamerika. 1996 ISBN 3-906151-02-6	32.--
G 46	AMMANN Caspar, JENNY Bettina, KAMMER Klaus: Climate Change in den trockenen Anden. Jungquartäre Vergletscherung - aktuelle Niederschlagsmuster. 1996 ISBN 3-906151-03-4	32.--
G 47	PEREGO Silvan: Ein Computermodell zur Simulation des Sommersmogs. 1996 ISBN 3-906151-05-0	30.--
G 48	HOFER Thomas: Floods in Bangladesh: A highland-lowland interaction? 1996 ISBN 3-906151-09-3	1996
G 49	Floods in Bangladesh: History, processes and impacts. T. Hofer, B. Messerli (Eds.). 1996 ISBN 3-906151-10-7	1996
G 50	KLINGL Tom: GIS-gestützte Generierung synthetischer Bodenkarten und landschaftsökologische Bewertung der Risiken von Bodenwasser- und Bodenverlusten in Laikipia, Kenya. 1996 ISBN 3-906151-12-3	1996
G 51	SALVISBERG Esther: Wetterlagenklimatologie - Möglichkeiten und Grenzen ihres Beitrages zur Klimawirkungsforschung im Alpenraum. 1996 ISBN 3-906151-14-X	1996
<hr/>		
P	GEOGRAPHIE FUER DIE PRAXIS	
P 13	GROSJEAN Georges: Aesthetische Bewertung ländlicher Räume. Am Beispiel von Grindelwald im Vergleich mit anderen schweizerischen Räumen und in zeitlicher Veränderung. 1986 ISBN 3-906290-12-3	15.--
P 18	Photogrammetrie und Vermessung - Vielfalt und Praxis. Festschrift Max Zurbuchen. Von Grosjean M., Hofer T., Lauterburg A., Messerli B. 1989 ISBN 3-906290-51-4	9.--
P 19	HOESLI T., LEHMANN Ch., WINIGER M.: Bodennutzungswandel im Kanton Bern 1951-1981. Studie am Beispiel von drei Testgebieten. 1990 ISBN 3-906290-54-9	20.--
P 20	Zur Durchlüftung der Täler und Vorlandsenken der Schweiz. Resultate des Nationalen Forschungsprogrammes 14. Von Furger M., Wanner H., Engel J., Troxler F., Valsangiacomo A. 1989 ISBN 3-906290-57-3	25.--
P 22	Die Alpen im Europa der neunziger Jahre. Ein ökologisch gefährdeter Raum im Zentrum Europas zwischen Eigenständigkeit und Abhängigkeit. Von Bätzing W., Messerli P., Broggi M. u.a. 1991 ISBN 3-906290-61-1	38.--
P 23	Umbruch in der Region Bern. Aktuelle Analysen - neue Perspektiven - konkrete Handlungsvorschläge. Von Aerni K., Egli H. R., Berz B. 1991 ISBN 3-906290-66-2	12.--
P 24	PORTMANN Jean-Pierre: Paysages de Suisse: le Jura. Introduction à la géomorphologie. 1994 ISBN 3-906290-69-7	25.--
P 25	MEESEN Heino: Anspruch und Wirklichkeit von Naturschutz und Landschaftspflege in der Sowjetunion. 1992 ISBN 3-906290-76-X	30.--

P	<u>GEOGRAPHIE FUER DIE PRAXIS</u>	Sfr.
P 26	BAETZING Werner: Der sozio-ökonomische Strukturwandel des Alpenraumes im 20. Jahrhundert. Eine Analyse von "Entwicklungstypen" auf Gemeindeebene. 1993 ISBN 3-906290-80-8	40.--
P 27	WYSS Markus: Ökologische Aspekte der wirtschaftlichen Zusammenarbeit mit Entwicklungsländern. 1992 ISBN 3-906290-83-2	20.--
P 28	AERNI Klaus et al.: Fussgängerverkehr. Berner Innenstadt. Schlussbericht Fussgängerforschung Uni Bern. 1993 ISBN 3-906290-84-0	20.--
P 29	MARTINEC Jaroslav, RANGO Albert, ROBERTS Ralph: Snow Melt Runoff Model (SRM). User's Manuel. Ed. Baumgartner Michael F. 1994 ISBN 3-906290-85-9	20.--
P 30	BAETZING W., WANNER H. (Hrsg.): Nachhaltige Naturnutzung im Spannungsfeld zwischen komplexer Naturdynamik und gesellschaftlicher Komplexität. 1994 ISBN 3-906290-86-7	20.--
P 31	PFANDER Marc: Der Verkehr im Berner Fussgängerbereich. Situationsanalyse und Vorschläge zur Verringerung der Verkehrsbelastung. 1995 ISBN 3-906151-00-X	40.--
P 32	JEANNERET François: Internationale phänologische Bibliographie. 1996 ISBN 3-906151-04-2	1996
P 33	VON ROHR Gabriele: Auswirkungen des Rohrleitungsbaus auf bodenphysikalische Kenngrössen. 1996 ISBN 3-906151-06-9	27.--
S	<u>GEOGRAPHIE FUER DIE SCHULE</u>	
S 6.1	AERNI K., ENZEN P., KAUFMANN U.: Landschaften der Schweiz. 1993 Teil I: Didaktische Grundlagen. ISBN 3-906290-24-7	20.--
S 6.1	AERNI K., ENZEN P., KAUFMANN U.: Paysages Suisses. 1993 Tome I: Réflexions didactiques. ISBN 3-906290-87-5	20.--
S 6.2	AERNI K., ENZEN P., KAUFMANN U.: Landschaften der Schweiz / Paysages Suisses. Teil II: 15 kommentierte Arbeitsblätter für die Geographie / Tome II: 15 fiches de géographie avec commentaires. 1993 ISBN 3-906290-88-3	60.--
S 14	DISLER, Severin (1989): Das Berggebiet - Umsetzung für die Mittelschule am Beispiel der Regionen Napf und Aletsch. ISBN 3-906290-50-6	15.--
U	<u>SKRIPTEN FUER DEN UNIVERSITAETSUNTERRICHT</u>	
U 8	GROSJEAN, Georges (1996): Geschichte der Kartographie. 3. neubearb. Auflage. ISBN 3-906151-15-8	35.--
U 19	AERNI K., GURTNER A., MEIER B.: Geographische Arbeitsweisen - Grundlagen zum propädeutischen Praktikum I. 1989	20.--
U 20	AERNI K., GURTNER A., MEIER B.: Geographische Arbeitsweisen - Grundlagen zum propädeutischen Praktikum II. 1989 ISBN 3-906290-53-0	14.--
U 22	MAEDER, Charles (1996): Kartographie für Geographen. 2. neubearb. Auflage ISBN 3-906151-16-6	30.--

