# Cordillera de la Atacama – das trockenste Hochgebirge der Welt

Michael Richter
Dieter Schmidt

6 Figuren im Text

**Cordillera de la Atacama – the World's Driest High Mountain Area**
Abstract: Even within the most humid altitudinal belts of the "Andean Dry Diagonal" crossing the Atacama annual precipitation in some places does not exceed 200 mm/a, thus explaining the lack of modern glaciers restricted to this section. Due to extreme radiation extraordinary thermic features are caused, such as temporarily overadiabatic lapse rates or diurnal amplitudes of surface temperature up to 90 K. Under these conditions, landform processes in vast areas and over long periods are confined to physical weathering, with transport activities being limited or even absent. Zonal vegetation only occurs between 2,800 and 5,000 m a.s.l., mostly forming diffusely scattered stands. Maximum vegetation cover occurs at around 4,000 ± 200 m a.s.l., showing values of up to 40 % in the northern, but only around 10 % in the southern part of the research area; a prominent floristic N-S-change occurs at ca. 23° S. The considerable precipitation deficits and hence the resulting scarce plant cover are in conflict with the increasing demand for water by population and mining, both of them subject to rapid development. Problems originate particularly from decreasing spring discharge in those areas where fossil aquifers are exploited by deep drilling.
*Keywords: extreme climate, landform processes, vegetation belts, water deficit*

Zusammenfassung: Selbst in den feuchtesten Höhenzonen der Atacama erreichen die Jahresniederschläge im Bereich der diagonalen Trockenachse stellenweise nicht einmal 200 mm/a, wodurch sich die fehlende Vergletscherung in diesem Abschnitt erklärt. Vielmehr herrschen extreme Strahlungsverhältnisse, die zu außergewöhnlichen thermischen Vorgaben führen: zeitweise überadiabatische vertikale Temperaturgradienten oder Tagesamplituden von bis zu 90 K an Bodenoberflächen sind die Folge. Unter diesen Bedingungen beschränkt sich die Formenbildung in weiten Teilen und über lange Zeitabschnitte auf physikalische Verwitterungsprozesse bei stark eingeschränkter bis fehlender rezenter Umlagerung. Nur zwischen 2800 und 5000 m ü.d.M. tritt eine zonale Vegetation auf, die zumeist diffus verteilt ist. Ungefähr bei 4000 ± 200 m ü.d.M. befindet sich die Stufe maximaler Deckungsgrade mit bis zu 40 % im Norden und nur 10 % im Süden des Untersuchungsgebietes; ein markanter floristischer N-S-Wandel erfolgt bei etwa 23° S. Die erheblichen Niederschlagsdefizite, die sich in der spärlichen Vegetation widerspiegeln, stehen im Kontrast zum steigenden Wasserbedarf der Bevölkerung und Kupferminen, die einer rasanten Entwicklung unterliegen. Probleme entstehen insbesondere durch nachlassende Quellschüttungen dort, wo durch Tiefbohrungen fossile Aquifere ausgeschöpft werden.
*Schlüsselwörter: Extremklima, Formenprozesse, Vegetationsstufen, Wassermangel*

## 1. Einleitung

Die Cordillera de Atacama grenzt zwischen 18° S und 30° S die Wüste Atacama vom Altiplano Südboliviens und der Ostkordillere Nordargentiniens ab. In ihrem zentralen Abschnitt quert die sog. „Trockendiagonale" die Anden bei 25°–27° S. Während Abele (1993) diese Achse von Westargentinien nach Nordchile auch für das Spätglazial und Frühholozän als extrem arid erachtet, gehen Grosjean et al. (1991) von Feuchtphasen infolge vermehrter Kollisionen polarer Kaltluft mit warmer Tropikluft aus (Messerli et al. 1998). Richter & Schröder (1998) sehen hierin keinen Meinungsgegensatz, da für beide Perspektiven treffende Argumente vorliegen: Abele belegt für die Kernwüste unterhalb 3000 m eine Formenkonservierung seit vielen hunderttausend Jahren; Grosjean et al. (1991) erkennen in spätglazial-frühholozänen Strandterrassen im Umfeld von Seen oberhalb 4000 m Indizien für feuchtere Klimaphasen. Unklar bleibt, ob der Kern der lagestabilen Trockenachse humider war. Schröder (1998) widerspricht dem mit Belegen zu Vorkommen von Breitböden am Llullaillaco (24°43') und stellt hier somit jene spätpleistozäne Vergletscherung in Frage, die Jenny & Kammer (1996) einmal mehr anführen (s. auch Jenny & Kammer *versus* Schröder 2001). Veit (2000) versieht die pleistozäne Gletscher-Gleichgewichtslinie in diesem Abschnitt mit einem Fragezeichen.

Diese Auswahl an Arbeiten legt den Verdacht nahe, dass die Paläonatur der Atacama interessanter sei als die gegenwärtige. Die intensiven Studien des letzten Jahrzehntes liefern aber zugleich eine hervorragende Datenbasis zu rezenten Vorgängen in dem extremen Hochgebirge. So gilt im Folgenden das Augenmerk dem Höhenwandel von Klima, Formungsprozessen, Vegetation sowie den aktuellen Problemen der Wasserversorgung in einem expandierenden Wirtschaftsraum.

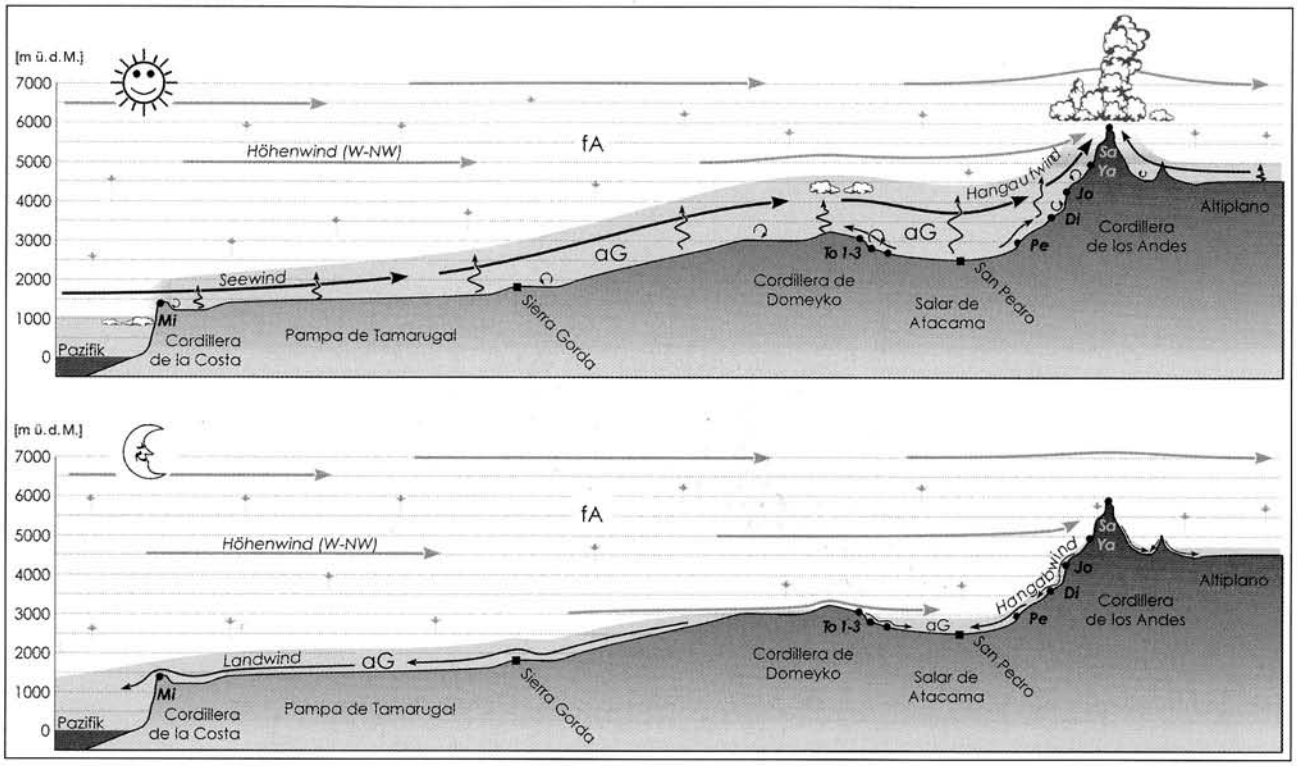



**Fig. 1** Schema der Windsysteme bei Tag und Nacht zwischen Küste (Michilla) und Kordillere (Sairecabur). fA: freie Atmosphäre, aG: atmosphärische Grundschicht
Pattern of diurnal wind systems between coast (Michilla) and Cordillera (Sairecabur). fA: free air flow, aG: boundary layer

## 2. Kennwerte zum Extremklima

Im subtropisch-tropischen Übergang gelegen, gilt die Atacama als trockenste Wüste der Welt, deren Klima vom außergewöhnlich lagestabilen, quasipersistenten Hochdruckkomplex des Südostpazifiks bestimmt wird. Einige Stationen in der Binnenwüste der Pampa Tamarugal und an der Küste erhalten im 30-jährigen Mittel weniger als 1 mm/a, ein Wert, der stellenweise auf ein einziges Ereignis zurückgeht. Auch die Hochlagen empfangen weniger Niederschläge als andere Wüstengebirge. Legt man für das 3000-m-Niveau ein Mittel von 35 ±15 mm/a zugrunde, so liegt dieses deutlich unter Analogwerten in der Zentralsahara, wo für den Assekrem im Hoggar rund 150 mm/a notiert werden (Yacono 1968). In den Anden spiegelt sich die extreme Aridität in der fehlenden Vergletscherung zwischen Nevado de Quimsachata (18° 20' S) und Cerro Ermitaño wider (26° 47' S; Jenny & Kammer 1996). Der trockenste Sektor deckt sich mit der Grenze zwischen Winter- und Sommerregengebiet, die südlich des Volcán Socompa bei 24° 25' S mit der diagonalen Trockenachse übereinstimmen. Nur selten stoßen Kaltlufttropfen im Südwinter über den Wendekreis nach Norden vor. In solchen Fällen verursacht die Vermischung mit tropischer Warmluft relativ mächtige Neuschneelagen (Vuille 1996). Niederschläge im Südsommer sind in der Regel mit einer Intensivierung und Südverlagerung des bolivianischen Höhenhochs und der Abblockung der mitteltroposphärischen Westwinde über den randtropischen Anden verbunden (Rao & Erdogan 1989). Unter diesen Bedingungen kann feuchte Luft aus Nordosten bis zur Andenwestseite gelangen, so dass sich über Prä- und Westkordillere aus hoch reichenden Konvektionsprozessen heftige Gewitterstürme entwickeln. Für das Regionalklima im Bereich des Salar de Atacama (kleine Übersichtskarte in Fig. 6) sind synoptische Einflüsse jedoch in der Regel von untergeordneter Bedeutung (vgl. Jacobeit 1992).

Neben Klimadaten der *D*irección *G*eneral de *A*guas (12 DGA-Stationen von 2260 bis 4320 m ü.d.M.) liegen digitale Messwerte hoher zeitlicher Auflösung von fünf automatischen Stationen (2950–5820 m ü.d.M.) aus einem dreijährigen Forschungsprojekt vor (Schmidt 1999):

- Infolge der reduzierten optischen Luftmasse in Hochlagen zwischen 3000 und 6000 m ü.d.M., extrem wasserdampfarmer Luft und ganzjähriger Wolkenarmut unterliegt die Sonnenstrahlung in der Hochatacama nur minimalen Extinktionsverlusten. Wie bereits Hirschmann (1973) vermutete, lassen sich weltweit einzigartige Globalstrahlungswerte nachweisen: So lag z.B. im Dezember 1993 das mittlere Tagesmaximum in 4920 m ü.d.M. bei 1287 W/m$^2$; dies entspricht 91,3 % der gegenüber der Nordhalbkugel um 7 % erhöhten Solarkonstante (Perihel-Position am 7. Januar). Unter den trockenen und trübungsarmen Vorgaben im Untersuchungsgebiet liegt das Verhältnis zwischen direkter und diffuser Globalstrahlung in den Hochlagen mit 10:1 deutlich

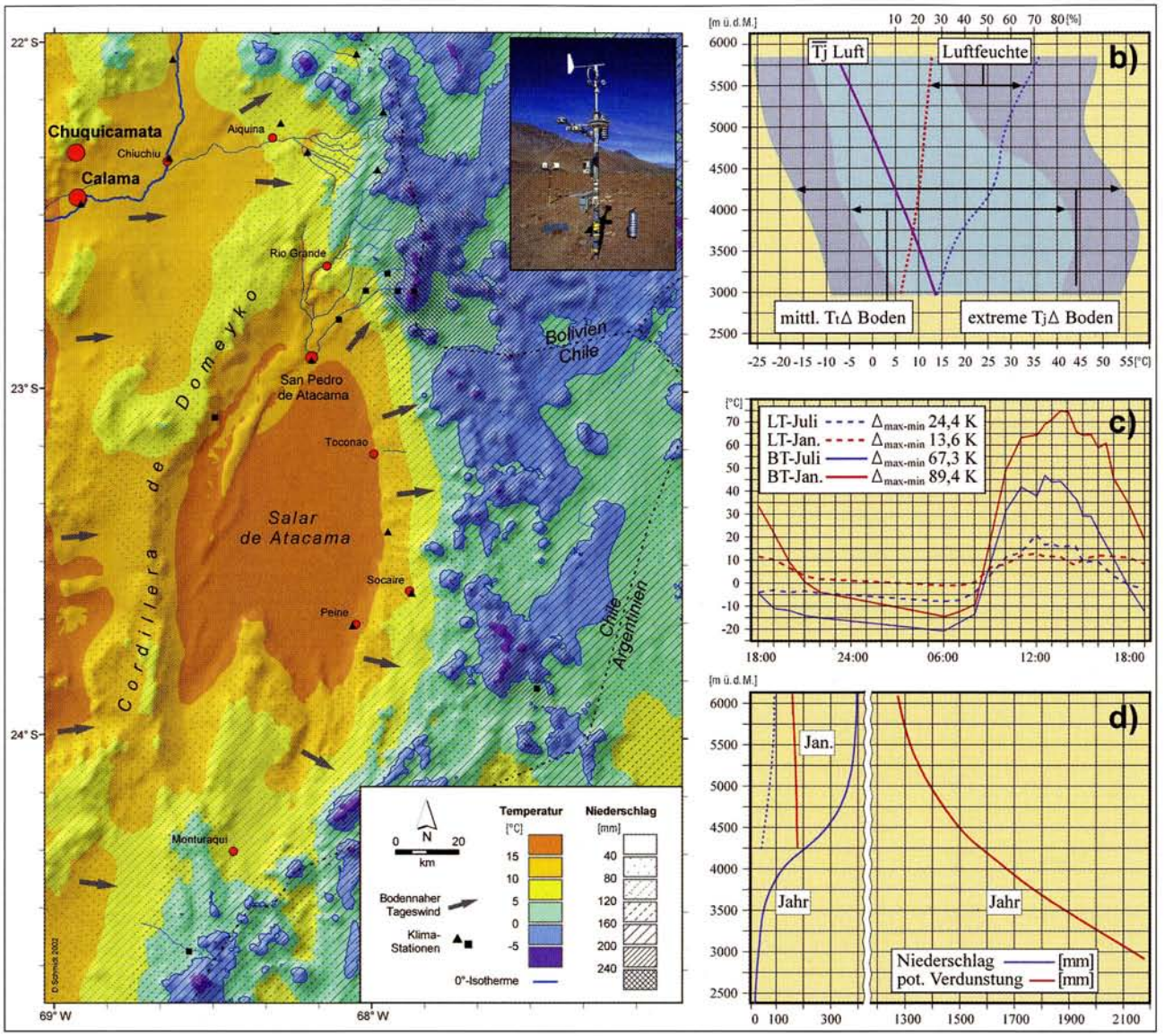



**Fig. 2** Links: Hygrothermische Klimakarte auf der Basis von Jahresmittelwerten und geostatistischen Modellrechnungen (siehe Text). Rechts Klimadiagramme: b) Amplituden zwischen mittlerem Minimum und Maximum der Lufttemperatur, der Bodenoberflächen-Temperatur und ihrer extremen Minima und Maxima (Stationsmessungen 1991–1994, Profil San Pedro–Sairecabur), c) Tagesgang von Luft- und Oberflächentemperatur über Toconao-Tumbre auf 4250 m ü.d.M. (LT und BT, Handmessungen), d) Höhengradienten der Jahresniederschläge (korrigierte DGA-Stationen mit höhenwärtiger Extrapolation) und der potentiellen Verdunstung (eigene Stationen, Penman-Berechnung)

Left: Hygro-thermic map based on annual means and geostatistical modelling. Right: b) amplitudes of air and surface temperatures, c) specific diurnal courses of air and surface temperatures at 4,250 m a.s.l., d) vertical gradients of annual precipitation (corrected DGA station values with upward extrapolation) and potential evaporation (personally maintained stations, Penman calculations)

über jenem humider Gebirge. Hier wie auch im UV-Bereich sind die Höhengradienten aufgrund ohnehin hoher Ausgangswerte in der wüstenhaften Fußstufe kleiner als in feuchten Zonen. Naturgemäß sind bei der erythemwirksamen Strahlung die Maximalwerte ausnehmend hoch (PIAZENA 1996), womit ein bedeutsamer Stressfaktor für Organismen angeführt ist.

- Die eingestrahlte Energie wird über konvektiv-turbulente und advektive Prozesse abgeführt, da Bodenfeuchte für die Bildung latenter Energie kaum verfügbar ist. Folglich wird der Wind zum Hauptenergieträger. Der thermische Kontrast zwischen kühlem Pazifik und aufgeheiztem Altiplano bedingt einen regelmäßigen See-Gebirgswind (Fig. 1), der an Sommernachmittagen an den Barrieren der Prä- und Westkordillere zu hoch reichender Konvektion führt. Oberhalb 4000–5000 m ü.d.M. verzahnt sich die thermisch induzierte Grundschichtströmung mit den mitteltroposphärischen Westwinden. Das Klimasystem der nordchilenischen Andenwestflanke ist demnach zweigeteilt: Im extrem ariden Grundschichtklima tieferer Lagen werden die Tagesgänge von Windrichtung und -geschwindigkeit, Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit von der tagesperiodisch oszillierenden thermo-orographischen Zirkulation geprägt. In den

stärker ventilierten Hochlagen der Westkordillere werden diese Klimafaktoren hingegen durch den tages- und jahresperiodisch wechselnden Einfluss von See-Bergwindzirkulation und permanent trockener Höhenströmung charakterisiert. Zudem kommt erst diese Höhenstufe in den episodischen Genuss nennenswerter Niederschläge. Typisch für dieses Höhenwindklima ist u.a. ein außergewöhnlicher Luftfeuchtetagesgang mit einem ausgeprägten Maximum am späten Abend (!), bevor bei abnehmender Temperatur die Umstellung vom einschlafenden Hangaufwind zur extrem trockenen Höhenströmung erfolgt. Folglich werden in knapp 6000 m Höhe im Mittel Tagesamplituden der Luftfeuchte von immerhin 47 % gemessen (26–73 %)! Unterhalb 3000 m liegt hingegen das Jahresmittel der Luftfeuchtigkeit bei lediglich 21 %.

- Die ariden Verhältnisse verursachen hohe, tagesperiodisch wechselnde Vertikalgradienten der Temperaturen (Fig. 2b, Profil von 2950 bis 5820 m ü.d.M.): Für das Jahresmittel der Lufttemperatur liegen sie bei –0,75 K/100 m (mittleres Tagesmaximum: –0,83 K/100 m, mittleres Tagesminimum: –0,67 K/100 m). An der Bodenoberfläche belaufen sich die Analogwerte auf –0,81 K/100 m (–1,05 K/100 m bzw. –0,64 K/100 m). Während die Tagesamplituden der Lufttemperatur eher normale Werte zwischen 8,2 K in 5820 m ü.d.M. und 13,1 K in 4270 m ü.d.M. aufweisen, zeichnen sich die Amplituden an Oberflächen durch große Spannweiten aus. Aus Figur 2b wird ersichtlich, dass diese infolge der extremen Strahlungsvorgabe je nach Höhenlage, Bodenfarbe und Bodendurchfeuchtung noch im Jahresmittel zwischen 29 K und 46 K liegen und im Übergangsbereich zwischen Grundschicht- und Höhenwindklima zudem durch eine charakteristische, sprunghafte Abnahme gekennzeichnet sind. Bemerkenswert sind mit 69 K und 74 K auch die Maximalamplituden zwischen kältestem und wärmstem Jahreswert im Bereich der höhenwindbeeinflussten Stufe (4920–5820 m ü.d.M.). Handelt es sich hierbei noch um Stationswerte an regionalen „Normböden", so sind die Handmessungen an Sonderstellen in Figur 2c noch beachtlicher: Bei einer Tagesamplitude von fast 90 K trotz Windeinwirkung ist auf dunklen Aschenböden mit Tussock-Strohresten an sommerlichen Strahlungstagen von Maximalspannen um 100 K auszugehen; selbst bei niedrigem Sonnenstand im Südwinter wird hier ein Wert von über 65 K registriert!

- Die spärlichen Niederschläge in der Hochatacama sind durch eine hohe interannulle Variabilität gekennzeichnet und fallen zum überwiegenden Teil während der Monate Januar bis März. Der Niederschlagsgradient steigt ab 3500 m ü.d.M. stark an; dabei beruhen die Werte in Figur 2d auf Stationsdaten der DGA unter Berücksichtigung systematischer Messfehler (Vuille 1996), Satellitenbildauswertungen (Amann 1996) und des hygrischen Randhöhenmaximums (Weischet 1969). Die aufgezeigten Verhältnisse beziehen sich auf den Norden des Untersuchungsgebietes, den gelegentlich der tropische „invierno boliviano" berührt. Im Süden dürften die Niederschläge kaum 200 mm/a erreichen (Ammann 1996). Im gesamten Gebiet bezeugen die Monatsmittel der potentiellen Verdunstung selbst im feuchtesten Monat Januar vollaride Verhältnisse (Teilkurven in Fig. 2d). Jedoch treten räumlich begrenzt einzelne Jahre mit ein bis zwei humiden Monaten auf, so im Januar/Februar 2000 und 2001 entlang der Achse Licancabur–Linzor. Solche Fälle führen zu deutlichen Wachstumsimpulsen bei annuellen Pflanzen und sichern den Fortbestand der perennen Vegetation. Großflächiges Absterben ganzer Bestände wie in der Küstenatacama (Richter 1995) fehlt im Gebirge, so dass hier kein wahrnehmbarer Fingerzeig auf eine rezente Austrocknung vorliegt, die einen holozänen Tiefpunkt erreicht haben dürfte (Messerli et al. 1992).

Im Kartenüberblick in Figur 2 (links) sind die hygrothermischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet wiedergegeben. Die Regionalisierung der Stationsdaten ist aus geostatistischen Modellen abgeleitet, in die neben den entsprechenden Höhengradienten (s.o.) auch Höhe, Hangneigung und „Massenerhebung" eingehen. Bereiche, die bei der gegebenen hohen interanuellen Variabilität noch regelmäßig in den Genuss relativ hoher Niederschläge kommen, lassen sich darüber hinaus aus maximalen Pflanzenbedeckungsgraden ableiten (s.u.). Hier zeichnet sich mit dem „Merriam-Effekt" verstärkter Konvektionsprozesse ein Bezug zur Massenerhebung ab (Richter 1999), wobei nicht die absoluten Höhen, sondern die Flächenanteile oberhalb eines Mindestniveaus entscheidend sind (hier z.B. >5000 m). Dies ist neben dem Licancabur-Linzor-Komplex vor allem im Miscanti-Miniques-Sektor gegeben (Lokalisierung s. Fig. 4).

## 3. Klimamorphologische Prozesse

Bereits zu Zeiten kaum verfügbarer Klimadaten folgerte Mortensen (1927) aus dem Formenschatz der Atacama, dass zwischen 1200 und 3000 m eine Kernwüste vorliegt. Nach Abele (1987) erschließt sich hier eine lang währende Aridität aus seltenen Erosionsspuren an den Hängen und verbreiteten Salpeterauflagen in den Senken, d.h. leicht löslichen Nitraten. Weiterhin führt der Autor die geringe Zerschneidung dünner, aber großflächiger Ignimbritdecken aus dem Mio-Pliozän an den Westhängen der Kordillere an. Angesichts einer Reliefenergie von fast 15 km auf einer Distanz von knapp 300 km zwischen dem kaum mit Füllmassen versehenen Atacama-Tiefseegraben und den Kordillerengipfeln geht Abele (1989) von Rückkopplungseffekten zwischen tektonischen, morphologischen und klimatischen Impulsen aus: Danach verstärkt sich mit zunehmender Gebirgshebung die Aridität auf der Anden-Westseite,

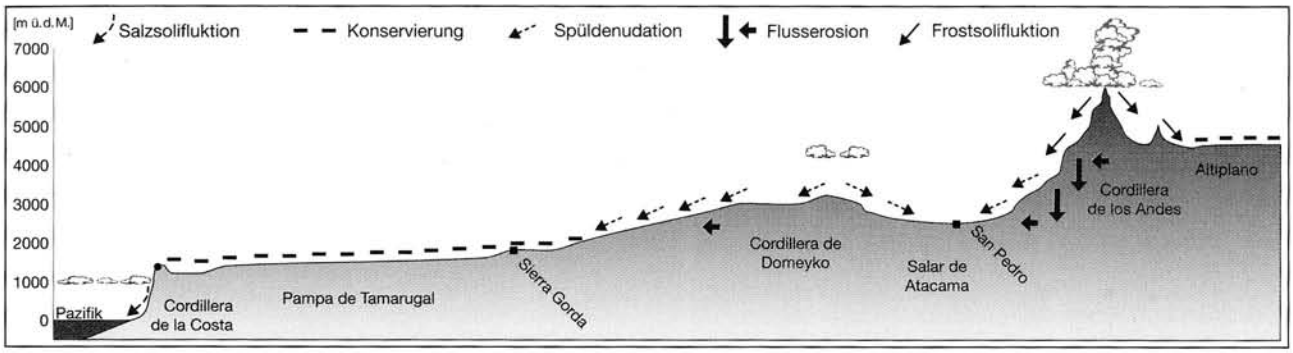



**Fig. 3** Maßgebliche Formungsprozesse in der zentralen Atacama zwischen Küste und Altiplano
Prevailing landforming processes within the Atacama between coast and Altiplano

die wiederum den Abtrag mindert, was folglich zum Erhalt, also zur „passiven Heraushebung" der Kordillere beiträgt.

Belege für aride Formung liegen in allen Höhenstufen durch Salzverwitterung vor, beginnend mit Tafoni-Bildungen am luftfeuchten Küstensaum. Darüber folgen Glatthänge, die nach ABELE (1990) von Schuttschleiern durch „Salzsolifluktion" bei stetigen Wechseln aus Nebelfeuchte und Trockenheit überkleidet sind. Nördlich der Halbinsel Mejillones bestätigen nahezu lückenlose Auflagen von Schuttschleppen und -girlanden grobklastischer Substrate, dass die Verwitterungs- die Abtragungsrate übersteigt. Südlich tritt an luvseitigen Südwesthängen zugerundetes Gesteinsmaterial in breiförmig verhärteten Böden hinzu (RICHTER 1995). Jenseits der Küstenkordillere konzentrieren sich Evaporite auf Depositionen in Senken; zwischen ca. 1000 m ü.d.M. und etwa 2600 m ü.d.M. liegen vornehmlich Gipse, Halite und Nitrate zugrunde. Salzkarst (kleine Dolinen, Karsttische, Rillen- und Stufenkarren) kennzeichnet vor allem tektonisch verstellte Schichtglieder tertiärer Evaporitablagerungen in der Cordillera de la Sal westlich des Salar de Atacama (WILKES 1991). In den Salaren selbst erfolgt nach Niederschlägen auf zunächst tischebenen Salzflächen ein Volumenwandel mittels polygonaler Risse, Salzkliffs und Salzstalaktiten, der in der Bildung rauer „Salzsturzäcker" endet. Letztere Stadien fehlen den Hochlagen, wo feuchtere Verhältnisse zu perennen Seen mit mehr oder weniger umfassenden Salzflächen führen. Oberhalb 4200 m ü.d.M. bezeugen Salzausblühungen im Lockermaterial wie auch Tafoni im Festgestein die zunehmende Wirkung sporadischer Eisbildungen und Schneeauflagen (Büßerschneefelder). Somit liegt der Schwerpunkt weitflächiger Salzverwitterung in der Küstenwüste, während in der Binnenwüste mit Ausnahme der Senken Insolationsverwitterung vorherrscht. Zu dieser gesellt sich oberhalb 4000 m ü.d.M. in zunehmendem Maße Frostverwitterung, die nach SCHRÖDER et al. (1996) mit der Salzsprengung in intensiver Wechselwirkung steht.

Bezüglich der Verlagerung sorgen die häufigen Befeuchtungswechsel an der gesamten Küstenwüste für solifluidale Hangglättung mit Schuttmänteln (Fig. 3). Jedoch deuten südlich von Tocopilla Kleinmuren, Schlipfe und Spülrillen an den Hängen sowie Schotterfüllungen und kleine Schwemmkegel in kurzen Taleinschnitten auf vereinzelte Starkregen hin (RICHTER et al. 1993). Entsprechende Formen rezenter Ereignisse fehlen der Binnenwüste jenseits der steilen Küstenkordillere weitgehend. Neben noch selteneren Frontalniederschlägen ist hier das flache Terrain für die geringe Überprägung entscheidend, wo torentielle Regen allenfalls Flächenspülungen und flache Überschwemmungen verursachen. So kennzeichnen riesige, wenig überformte tertiäre Fußflächensysteme die Binnenwüste der Längssenke. Eine Zertalung erfolgt lediglich durch den Rio Loa, der aufgrund seines ausgedehnten Einzugsgebietes zwischen Prä- und Hauptkordillere als einziger Fluss bis zum Meer durchbricht.

Während eine verfestigte Staubhaut die Oberfläche der tieferen Binnenwüste vor Deflation schützt, lässt dieser Effekt oberhalb 2400 m ü.d.M. nach. Feinmaterial wird hier leichter abgeschwemmt und nun auch ausgeblasen, so dass sich in Leelagen Dünenschleppen akkumulieren. Mit höhenwärts zunehmenden Niederschlägen wächst der Anteil an Steinwüsten, da nun vor allem an steileren Hängen das Feinmaterial erodiert werden kann. Die Zertalung nimmt zu, Fußflächen zeigen erste Zerschneidungen. Oberhalb 4100 m ü.d.M. im nördlichen und 3900 m ü.d.M. im südlichen Bereich setzen erneut Glatthänge ein. Zunächst noch als Vorzeitformen konserviert, bilden sie 800 ± 100 m weiter oberhalb solifluidale Aktivformen durch rasch zunehmende Frostwechsel. Kryoturbation tritt zunächst fleckenhaft (bis 4100 m ü.d.M.), dann gehemmt (bis 4500 m ü.d.M.: schwach im Norden, kaum im Süden) und schließlich frei auf (SCHRÖDER 1999). Aktive Blockgletscher fehlen südlich des Sairecabur und dokumentieren gleichermaßen zunehmende Trockenheit. Im Sinne von HINTERMAYR (1997) tritt ein „hygrisches Jahreszeiten-Periglazial" am Sairecabur bei 4600 m ü.d.M. und am Llullaillaco bei 4200 m ü.d.M. auf. Hieran sind kurzzeitige Frostmuster mit Miniaturpolygonen und -streifen gebunden. Beständige Strukturböden und regelmäßige Solifluktionserscheinungen kommen erst 700 ± 100 m weiter oben im „hygrischen Tageszeiten-Periglazial" vor. Dieses ist an dauerhaftes Bodeneis in <30 cm Tiefe gebunden, von dem aus tägliches Antauen die Durchfeuchtung

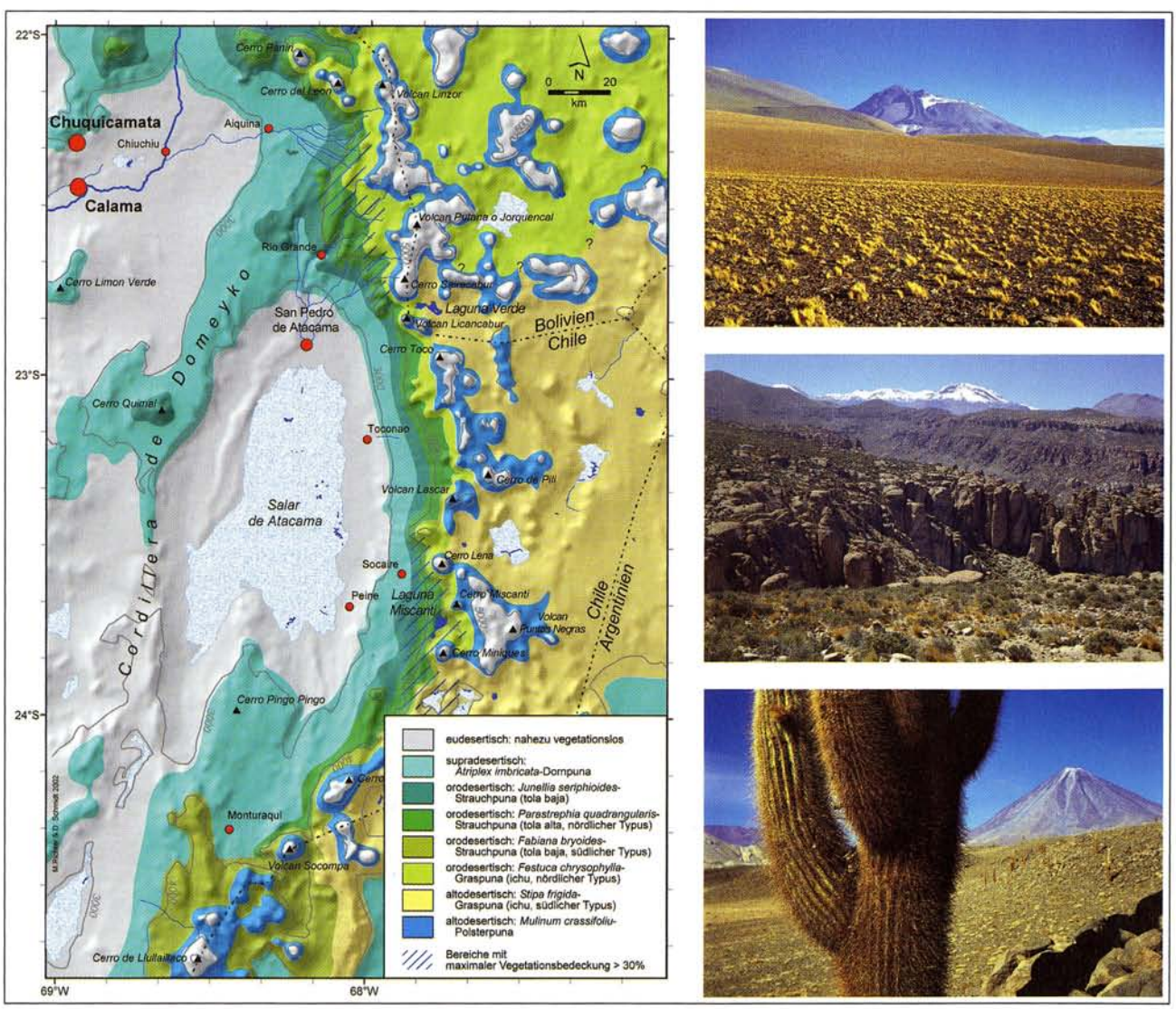
des Oberbodens gewährleistet. Große Steinpolygone und -streifen, Staublöcke, Solifluktionsloben und Blockströme bilden auch unterhalb persistente Vorkommen.

## 4. Höhenstufen und Klimaindikation der Wüstenvegetation

Unterhalb 2900 m ü.d.M. beschränkt sich eine diffus verteilte Vegetation auf wenige Gunststellen an der Nebelküste (RICHTER 1995) und auf Trockenbetten sporadischer Flüsse; einzig den Rio Loa begleitet eine geschlossene Pflanzendecke. Beobachtungen im März der Jahre 2000 und 2001 belegen aber, dass Schichtfluten infolge episodischer Sommerregen vereinzelt Ephemere zutage bringen. Trotz der extremen Trockenheit umfasst die „Region de Antofagasta" nach MARTICORENA et al. (1998) 1056 Gefäßpflanzenarten, darunter 422 Endemiten. Den eigenen Studien liegen 201 Arten aus 504 pflanzensoziologischen Aufnahmen in 17 Vertikaltransekten des wesentlich kleineren Untersuchungsgebiets vom Volcán San Pedro bis zum Llullaillaco zwischen 2800 m ü.d.M. und 5100 m ü.d.M. zugrunde, von denen drei exemplarisch vorgestellt werden (Fig. 5a–5c). Die Stufenbenennung „supra-, oro-, altodesertisch bis subnival" (RICHTER 2001) entspricht der Folge „präandin, subandin, andin, subnival" von VILLAGRAN et al. (1981).

Für die wüstenhafte Hochatacama sind wechselnde Vegetationsbedeckungen innerhalb der jeweiligen Höhenstufen bezeichnend. So können nahezu pflanzenlose Senken von relativ dicht bewachsenen Hängen umgeben sein. Dabei sorgen wechselnde Bodenfeuchteregime (z.B. mit und ohne Hangzugwassereinfluss), petrographische Vorgaben (z.B. mit und ohne Einwehung

**Fig. 4** Vegetation in der Hochatacama unter zonalen Voraussetzungen, d.h. ohne hygrische oder edaphische Sonderbedingungen. Fotos von oben nach unten: schüttere Graspuna bei 4500 m ü.d.M. am Llullaillaco (Süden), dichte Strauchpuna auf 3800 m ü.d.M. bei Linzor (Norden), offene Dornpuna bei 3100 m ü.d.M. am Licancabur (Zentrum; Fotos: RICHTER, März 2001, 2000 und 1999)
Vegetation of the Atacama under zonal conditions, i.e. not regarding specific hydric or edaphic triggers. Photos from top to bottom: grass puna at 4,500 m a.s.l. at Llullaillaco (south), dense shrub puna at 3,800 m a.s.l. near Linzor (north), light spiny puna at 3,100 m a.s.l. at Licancabur (centre; Photos: RICHTER, March 2001, 2000 and 1999)



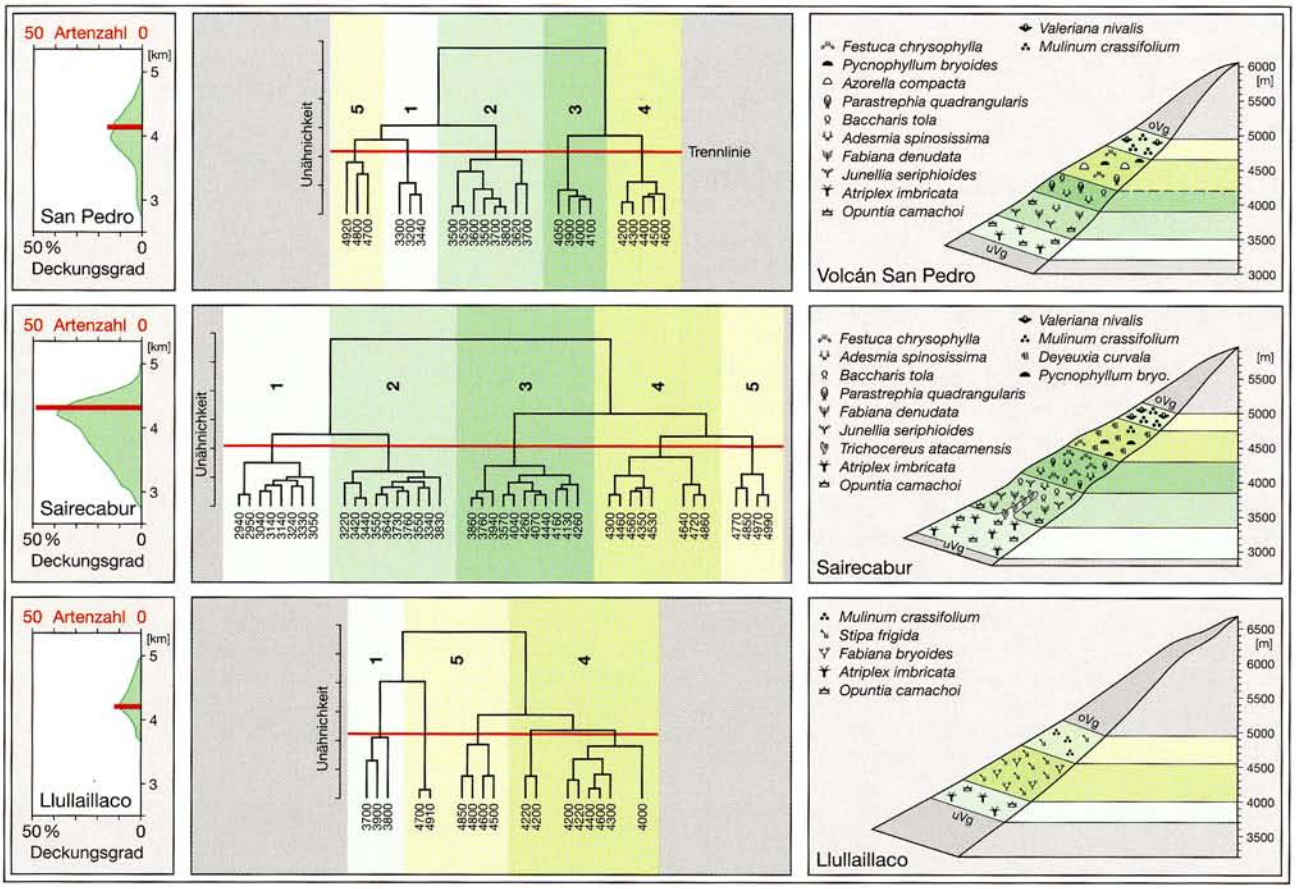



**Fig. 5** Vegetationsstufen am Volcán San Pedro, Sairecabur und Llullaillaco. Links: Höhenwandel der Deckungsgrade und Zahl der erfassten, durchweg perennen Arten, Mitte: numerische Klassifikation der Aufnahmen (MULVA nach WILDI & ORLOCI 1990, Ähnlichkeitsmaß: cord distance, Cluster: minimum variance), rechts: Höhenfolge der Pflanzengemeinschaften nach erfolgter Klassifikation
Vegetation belts at Volcán San Pedro and mounts Sairecabur and Llullaillaco. Left: vertical gradient of vegetation cover and number of perennials, center: numerical classification of the relevés, right: altitudinal sequence of plant communities based on the same classification

von Schwefelstäuben) oder Bodenfarben und -strukturen (helle Bimslapillilagen bis dunkle Andesitaschen) für kontrastreiche Formations- und Gesellschaftsmosaike. Auf kleinem Maßstab lässt sich die enge Kammerung gerade für die Optimalzone des Pflanzenwuchses um 3900 ± 300 m kaum darstellen. Zudem spiegelt ein exaktes Abbild zwar edaphische, aber kaum hygro-klimatische Vorgaben wider. Letztere zeichnen sich indes in Bereichen einer maximalen Vegetationsdichte ab (Fig. 4). Entsprechend legt die Karte eine Abnahme der Niederschläge in südlicher Richtung nahe. Hier rührt die offene Pflanzendecke vornehmlich von der nahen Trockendiagonale und von schwächeren Sommerniederschlägen her. Große Aridität bestimmt auch den Altiplano südlich des bolivianisch-argentinisch-chilenischen Dreiländerecks, wo die zerstreut aufsitzenden Hochberge mit Ausnahme vom Miscanti-Miniques-Komplex kaum zum erwähnten Merriam-Effekt beitragen.

Der spärliche Pflanzenbewuchs der supradesertischen Fußstufe erstreckt sich im Norden und Zentrum des Untersuchungsgebietes (Fig. 4) von 2900 m ü.d.M. bis 3500 m ü.d.M. Die xerischen Zwergstrauchbestände einer *Atriplex imbricata*-Assoziation wirken bei fehlendem Laub durchweg leblos, und nur in feuchten Jahren erfolgt eine spärliche Blattentfaltung. Stetig sind auch *Acantholippia punensis* sowie die Kugelpolster des Kaktus *Opuntia camachoi* vertreten, während sich *Ambrosia artemisioides* und der Säulenkaktus *Trichocereus atacamensis* auf den Norden sowie *Cristaria andicola* auf den Süden konzentrieren. Nach ergiebigen Regen bilden die annuelle Staude *Krameria lappacea* und niedrige Rasen mit den Therophyten *Aristida adscensionis, Tagetes multiflora, Tiquilia atacamensis* und *Hoffmannseggia eremophylla* grüne Akzente. Am Llullaillaco setzt die Wüstenpuna erst bei 3600 m ü.d.M. ein und reicht bis 4000 m ü.d.M., was die hygrische Determinierung der Höhenstufe und die größere Aridität des Teilgebietes unterstreicht.

Die orodesertische Stufe der Strauchpuna umfasst einen unteren und oberen Abschnitt, in dem zunächst eine *Junellia seriphioides*- und darüber eine *Adesmia spinosissima*-Assoziation herrscht. Zwischen 3500 m ü.d.M. und 3800 m ü.d.M. sind *Baccharis boliviensis, Ephedra breana* und *Fabiana denudata* häufig („tola baja"). Nach Regenfällen haben hier *Cistanthe minuscula, Crypthanta calycina, Tarasa rahmeri* und *Phacelia cumingii* ihren Schwerpunkt, die über Spülfluten auch in tiefere Bereiche eingeschwemmt werden. Im oberen Abschnitt reagieren dagegen *Descurainia stricta* und *Phacelia pinnatifida* rasch auf Regenfälle. Unter den

Perennen bilden *Baccharis tola, Parastrephia quadrangularis* und *P. lucida* bis etwa 4400 m ü. d. M. eine etwas höhere Strauchformation („tola alta"). *Fabiana ramulosa* konzentriert sich auf den nördlichen, *F. bryoides* auf den südlichen Abschnitt des Gebietes. Am Llullaillaco setzen die dort sehr offenen Tola-Bestände erst bei 4000 m ü. d. M. ein. Auf steinigen Standorten greifen die vornehmlich tief wurzelnden Sträucher in Horstgrasbestände („ichu") mit stärker verzweigtem Wurzelwerk auf Aschenauflagen über. Im nördlichen und zentralen Bereich wird diese einförmige Graspuna von einer *Festuca chrysophylla*-Gemeinschaft beherrscht, die nach Süden hin in zunehmendem Maße von einem *Stipa frigida*-Komplex abgelöst wird. Erstere reicht ab etwa 3500 m ü. d. M. bis 4500 m ü. d. M., letzterer sogar bis 4900 m ü. d. M. hinauf. Stetiger Begleiter ist *Anatherostipa bomanii* im Norden, während *A. venusta* südlich an Bedeutung gewinnt. *Deyeuxia crispa* zeigt die weiteste Nord-Süd-Verbreitung, bildet aber schon eine altodesertische Charakterart in steinigen, tagsüber erhitzten Nischen.

Als eigentliche Kennarten der altodesertischen Stufe gelten zerstreute, eng dem Boden anliegende Zwergsträucher von *Mulinum crassifolium,* viele ähnliche Kreuzkräuter (*Senecio chrysolepis, S. puchii, S. rosmarinus, S. scorzonerifolius* und *S. viridis*) sowie die krautige *Perezia atacamensis*. Schwerer aufzuspüren sind die winzigen, skurrilen Sprossköpfchen von *Chaetanthera revoluta* und *Ch. sphaeroidalis* mit zarten Fadenwurzeln und von *Nototriche auricoma* und *N. compacta* mit kräftigen Pfahlwurzeln. Nach Süden zu nimmt auch in den Hochlagen die Artenzahl deutlich ab, während im nördlichen bis zentralen Abschnittt *Leucheria pteropogon, Menonvillea virens, Oxalis pycnophylla, Valeriana nivalis* und *Werneria glaberrima* stetig auftreten. Ebenso sind hier noch die Hartpolster von *Azorella compacta* anzutreffen, die an ihrem südlichsten Verbreitungspunkt am Licancabur mit bis zu 2 m Höhe und 5 m Durchmesser erstaunliche Exemplare bilden. Während die „llareta" bis 4700 m ü. d. M. hinaufreicht, sind die Weichpolster des weiter verbreiteten *Pycnophyllum bryoides* bis zur Obergrenze der Vegetation vertreten. Diese bleibt mit absoluten Maximalhöhen um 5050 m ü. d. M. hinter feuchttropischen Werten zurück (z. B. 5300 m ü. d. M. am Chimborazo und 5900 m ü. d. M. im Himalaya).

Die Obergrenze des Pflanzenwuchses geht hier auf den Verbund aus Kälte, Überhitzung und Niederschlagsmangel zurück. Die Einengung von fünf bis sechs Vegetationsgürteln im Norden auf drei am Llullaillaco bei zugleich geringeren Deckungsgraden (Fig. 5) zeigt für das Umfeld der Trockendiagonale extremste Klimaverhältnisse an (Schröder & Schmidt 1997). Noch weiter nach Süden erfolgt eine steile Absenkung der Vegetationsgrenzen, die mit verlängerten Schneedecken in den Hochlagen und zunehmendem Winterregenanteil einhergeht. Hier erfolgt auch ein entscheidender Wandel im Floreninventar, der sogar in den azonalen Moorkomplexen zum Ausdruck kommt (Ruthsatz 1993). Auch die Auenvegetation erfährt bereits am Llullaillaco eine Reduktion, indem Kennarten der tiefer gelegenen Bachläufe gänzlich ausbleiben *(Cortaderia atacamensis, Distichlis scoparia, Polypogon interruptus)*, während in den oberen Abschnitten nur noch *Deyeuxia eminens* und *Oxychloe andina* dominieren. Bemerkenswert ist schließlich das Fehlen von Bäumen, sieht man von Nutzbeständen mit *Prosopis alba* und *Geoffroea decorticans* im Umfeld des Salar de Atacama und in den Oasen ab. Die Tatsache, dass die in höheren Flussgebieten zu erwartende *Polylepis tomentella* trotz der Existenz potentieller Standorte und kaltzeitlicher Ausweichmöglichkeiten bei etwa 20° 30' S ausfällt, deutet abermals auf eine persistente Aridität im Untersuchungsgebiet hin.

## 5. Wasserbedarf und Wasserverfügbarkeit

Die Region Antofagasta zeichnet sich seit zwei Jahrzehnten durch überdurchschnittlichen Bevölkerungszuwachs aus. Hieran haben die drei Küstenstädte Antofagasta, Mejillones und Tocopilla sowie die Binnenstädte Calama und Chuquicamata entscheidenden Anteil. Das Hinterland weist dagegen Abwanderungen aus der Salpeterzone und mehreren Gebirgsoasen auf. Schlechte Wasserqualität und Wassermangel werden dabei in steigendem Maße zum Hauptproblem der Region. Der rasch wachsende Bedarf geht auf die Extraktion der Mineralvorkommen zurück, wobei allein die Erlöse aus dem Kupferabbau in der Region mehr als ein Viertel des chilenischen Exportvolumens ausmachen. Gold- und Silbervorkommen ergänzen mit weiteren abbauwürdigen Bodenschätzen das Wirtschaftspotential, das die Región II zur wichtigsten des Landes macht (Richter & Bähr 1998). Die ökonomische Bedeutung wird von Umweltproblemen wie dem Transport großer Massen bei Erzgehalten um 1–2 %, hohem Flächenbedarf des Aushubs über längere Zeit und Depositionen von Aufbereitungsrückständen begleitet. Erschwerend kommt der enorme Wasserverbrauch für die Flotation hinzu, der für die Trennung des Muttergesteins von den Erzen erforderlich ist.

Der Wasserbedarf für die Extraktion mineralischer Rohstoffe und die Lithiumproduktion im Salar de Atacama liegt derweil bei über 8000 l/s. Nimmt man einen Analogwert für die Landwirtschaft von 6000 l/s, den (nicht bekannten) Kühlwasserverbrauch für zwei neue Gasturbinenwerke an der Küste und einen steigenden Konsum für die Bevölkerung um 1500 l/s hinzu, so sind die Kapazitäten der regionalen Wasserspende von ca. 17000 l/s erreicht (Romero & Rivera 1997). Getragen werden diese Quellen von Tributären des Río Loa und Tiefbohrungen in Aquifere von endorhëischen Becken. Nur teilweise handelt es sich dabei um Träger rezenter Niederschlagsspenden und um juvenile Quellen vulkanischer Natur (Mofetten), also um erneuerbare Ressourcen. Längst werden auch fossile Vorräte angezapft, die als endliche Reserve zu erachten sind. Mit anderen Worten ausgedrückt: Einer Gewinnmaximierung in einer der mineralreichsten Weltregionen steht die weltweit extremste Trockenheit gegenüber, für die das angren-

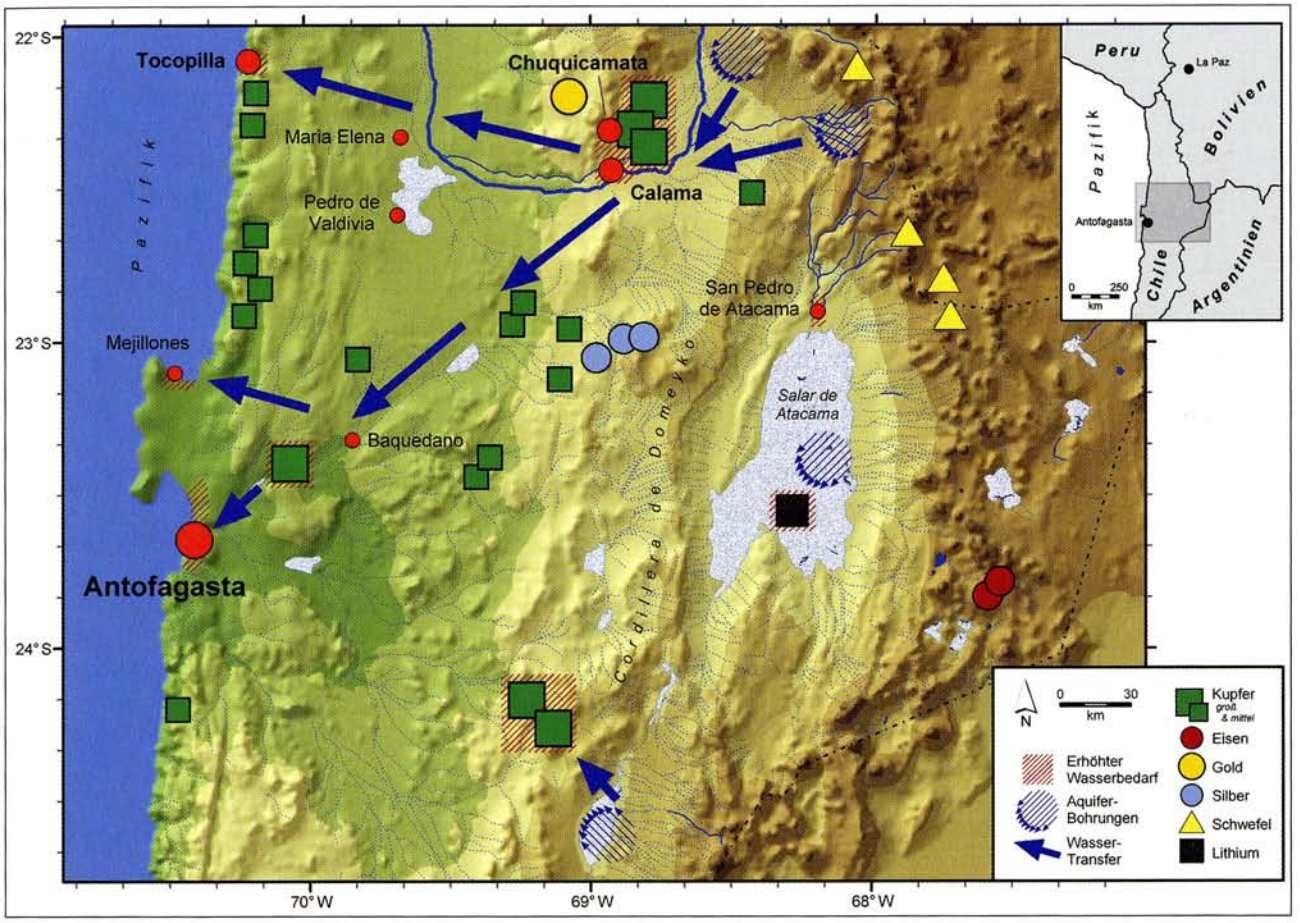



**Fig. 6** Wasserherkunft und Zentren des Wasserverbrauchs in der zentralen Atacama
Water origin and centers of water consumption in the central Atacama

zende Gebirge kaum die erwünschte Wasserturmfunktion hergibt.

Nach Vorstellungen der in Chile überaus starken Minenlobby (10 % der Erlöse aus der Kupferproduktion gehen gesetzlich festgelegt dem Militär zu!) lassen sich die absehbaren Defizite durch Neuverteilung der bestehenden Ressourcen und durch Erschließung weiterer Aquifere in kleineren Endbecken auf dem chilenischen Altiplano decken. Im ersten Fall wird an die Reduktion der Wasserbereitstellung für die wenig effiziente Landwirtschaft traditioneller Prägung gedacht. Ihr Verlust würde auf die Zerstörung einer der wenigen überlebenden Indianerkulturen Chiles hinauslaufen. Von ihr sind zwar kaum Impulse für einen Wandel der retardierten Strukturen zu erwarten, diese sind aber im Hinblick auf die Erhaltung einer gewachsenen Kulturlandschaft gar nicht unbedingt erstrebenswert. Noch verheerender wirkt sich die verstärkte Ausschöpfung fossiler Tiefenwässer aus: Die in den kleineren Becken der Hochlagen dürften nach wenigen Jahren erschöpft sein, um dann die größeren Rücklagen im Salar de Atacama über eine verminderte Grundwasser- bzw. Flusszufuhr zu beeinträchtigen.

Angesichts der weltweit zunehmenden Wasserverknappung im 21. Jh. (z. B. Ives & Messerli 2001) ist gerade in Trockengebieten wie jenem in Nordchile die Ausschöpfung neuer Möglichkeiten zu forcieren. So können etwa Entsalzungsanlagen in Küstennähe, wie in Colóso im Süden von Antofagasta geplant, zur Entlastung der ökologisch wertvollen Reserven in den Kordilleren der Atacama beitragen. Aber auch Lieferverträge mit bislang in ihrer Bedeutung unterschätzten Nachbarländern wie Bolivien sind in Erwägung zu ziehen. Noch scheint es in Chile anders als bei fossilen Brennstoffen Verständnismängel bei der Werteinschätzung eines vermeintlich profanen Rohstoffes zu geben – aber auch hier wird Wassermangel zum Einstellungswandel gegenüber dem „essentiellen Lebensmittel" (Herbers 1999) führen.

## Literatur


ABELE, G. (1987): Das Relief der Andenwestflanke bei Antofagasta (Nordchile) unter dem Einfluß langfristiger und extremer Trockenheit. Erdkunde, **41**: 299–310.

ABELE, G. (1989): Hygrisches Klima und Talbildung auf der Westflanke der zentralen Anden. Geoökodynamik, **10**: 253–276.

ABELE, G. (1990): Salzkrusten, salzbedingte Solifluktion und Steinsalzkarst in der nordchilenisch-peruanischen Wüste. Mainzer Geogr. Studien, **34**: 23–46.

ABELE, G. (1993): Die Zertalung der nordchilenischen Anden in ihrer Abhängigkeit von Klima, Tektonik und Vulkanismus. Innsbrucker Geogr. Studien, **10**: 15–28.

AMMANN, C. (1996): Aktuelle Niederschlagsmuster. Geographica Bernensia, G **46**: 81–127 [Climate Change in den trockenen Anden].

GROSJEAN, M., MESSERLI, B., & H. SCHREIER (1991): Seenhochstände, Bodenbildung und Vergletscherung im Altiplano Nordchiles. Bamberger Geogr. Schr., **11**: 99–108.

HERBERS, H. (1999): Wasser als kritischer Faktor der Ernährungssicherung. Erdkunde, **53**: 35–47.

HINTERMAYR, H. (1997): Die periglaziale Höhenstufe an der Westseite der nordchilenischen Hochanden zwischen 22° und 27° s. Br. Unveröffentl. Examensarb. am Geogr. Inst. Erlangen.

HIRSCHMANN, J. (1973): Records on solar radiation in Chile. Solar Energy, **14**: 129–145.

IVES, J. D., & B. MESSERLI (2001): Perspektiven für die zukünftige Gebirgsforschung. Geogr. Rundschau, **53** (12): 4–7.

JACOBEIT, J. (1992): Die großräumige Höhenströmung in der Hauptregenzeit feuchter und trockener Jahre über dem südamerikanischen Altiplano. Met. Zeitschr., NF1, **6**: 276–284.

JENNY, B., & K. KAMMER (1996): Jungquartäre Vergletscherungen. Geographica Bernensia, G **46**: 1–80 [Climate Change in den trockenen Anden].

JENNY, B., KAMMER, K., & B. MESSERLI (2001): Anmerkungen zu SCHRÖDER, H. (1999): Vergleichende Periglazialmorphologie im Sommerregengebiet der Atacama. Erdkunde, **55**: 288–289.

MARTICORENA, C., MATTHEI, O., RODRÍGUEZ, R., KALIN ARROYO, M. T., MUÑOZ, M., SQUEO, F., & G. ARANCIO (1998): Catálogo de la flora vascular de la Segunda Región, Chile. Gayana Bot., **55**: 23–83.

MESSERLI, B., AMMANN, C., GEYH, M. A., GROSJEAN, M., JENNY, B., KAMMER, K., & M. VUILLE (1998): The problem of the "Andean Dry Diagonal": Current precipitation, late Pleistocene snow line, and lake level changes in the Atacama Altiplano (18° S–28/29° S). Bamberger Geogr. Schr., **15**: 17–34.

MESSERLI, B., GROSJEAN, M., BONANI, G., BÜRGI, A., GEYH, M. A., GRAF, K., RAMSEYER, K., ROMERO, H., SCHOTTERER, U., SCHREIER, H., & M. VUILLE (1993): Climate change and natural resource dynamics of the Atacama Altiplano during the last 18000 years: a preliminary synthesis. Mount. Res. Develop., **13** (2): 117–127.

MORTENSEN, H. (1927): Der Formenschatz der nordchilenischen Wüste. Berlin. = Abhandl. Ges. Wiss. Göttingen, **12**.

PIAZENA, H. (1996): The effect of altitude upon the solar UV-B and UV-A irradiance in the tropical Chilean Andes. Solar Energy, **57**: 133–140.

RAO, G. V,. & S. ERDOGAN (1989): The atmospheric heat source over the Bolivian Plateau for a mean January. Boundary Layer Meteorology, **46**: 13–33.

RICHTER, M. (1995): Klimaökologische Merkmale der Küstenkordillere in der Region Antofagasta. Geoökodynamik, **16**: 283–332.

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

RICHTER, M. (1999): Merkmale der Artenvielfalt in Hochgebirgen: Der Einfluß von Luftströmungen und hygrothermischen Vorgaben. Geographica Helvetica, **54**: 208–209.

RICHTER, M. (2001): Vegetationszonen der Erde. Gotha und Stuttgart.

RICHTER, M., & J. BÄHR (1998): Risiken und Erfordernisse einer umweltverträglichen Ressourcennutzung in Chile. Geogr. Rundschau, **50** (4): 641–648.

RICHTER, M., & H. SCHRÖDER (1998): Remarks on the paleoecology of the Atacama based on the distribution of recent geomorphological and phytogeographical patterns. Bamberger Geogr. Schr., **15**: 57–69.

RICHTER, M., SCHMIDT, D., & H.-G. WILKE (1993): Das Unwetter von Antofagasta. Praxis Geographie, **23**: 44–47.

ROMERO, H., & A. RIVERA (1999): Antecedentes paleoambientales para el desarollo sustenable de la Región Antofagasta, Chile. Bamberger Geogr. Schr., **15**: 335–349.

SCHMIDT, D. (1999): Das Extremklima der nordchilenischen Hochatacama unter besonderer Berücksichtigung der Höhengradienten. Dresden. = Dresdener Geogr. Beitr., **4**.

SCHRÖDER, H. (1999): Vergleichende Periglazialmorphologie im Sommerregengebiet der Atacama. Erdkunde, **53**: 119–135.

SCHRÖDER, H. (2001): Kommentar zu den Anmerkungen von B. JENNY, K. KAMMER u. B. MESSERLI. Erdkunde, **55**: 289–291.

SCHRÖDER, H., & D. SCHMIDT (1997): Klimamorphologie und Morphogenese am Llullaillaco (Chile/Argentinien). Mitt. d. Fränkischen Geogr. Ges., **44**: 225–258.

SCHRÖDER, H., & M. MAKKI (1998): Das Periglazial des Llullaillaco. Petermanns Geogr. Mitt., **142**: 67–84.

SCHRÖDER, H., MAKKI, M., & M. CIUTURA (1996): Die Zusammensetzung und morphologische Wirksamkeit der Salze in der ariden Höhenregion der Atacama (Chile). Mitt. d. Fränkischen Geogr. Ges., **43**: 259–273.

VEIT, H. (2000): Klima- und Landschaftswandel in der Atacama. Geogr. Rundschau, **52** (9): 4–9.

VILLAGRÁN, C., ARMESTO, J. J., & M. T. KALIN ARROYO (1981): Vegetation in a high Andean transect between Turi and Cerro León in Northern Chile. Vegetatio, **48**: 3–16.

VUILLE, M. (1996): Zur raumzeitlichen Dynamik von Schneefall und Ausaperung im Bereich des südlichen Altiplanos, Südamerika. Geographica Bernensia, G **45**.

WEISCHET, W. (1969): Klimatologische Regeln zur Vertikalverteilung der Niederschläge in Tropengebirgen. Die Erde, **100**: 287–306.

WILDI, O., & L. ORLOCI (1990): Numerical exploration of community patterns. Den Haag.

WILKES, E. (1991): Die Geologie der Cordillera de la Sal. Berlin. = Berliner Geowissensch. Abh., **128**.

YACONO, D. (1968): L'Ahaggar – essai sur le climat montagne au Sahara. Algier. = Trav. Inst. Rech. Sahariennes, **27**.



Manuskriptannahme: 2. Mai 2002



Prof. Dr. MICHAEL RICHTER, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Institut für Geographie, Kochstraße 4/4, 91341 Erlangen
E-Mail: mrichter@geographie.uni-erlangen.de

Dr. DIETER SCHMIDT, Technische Universität Dresden, Institut für Geographie, 01062 Dresden
E-Mail: dieter.schmidt@mailbox.tu-dresden.de