

Das Klima der Zentralanden und einige Effekte auf die Vegetation

MICHAEL RICHTER, PAUL EMCK, ANDRÉS MUÑOZ-MOREIRA

Aus klimatischer Sicht werden die Zentralanden im Süden von der diagonalen Trockenachse abgegrenzt, die die Andenkette am Lullaillaco etwa bei 25°S an der argentinisch-chilenischen Grenze in SE-NW-Richtung quert. Südlich dieser Linie überwiegen Winterregen, während nördlich Sommerregen vorherrschen. Zugleich handelt es sich um die Tropengrenze im Sinne von TROLL & PAFFEN (1964), die das Jahreszeitenklima ($T\Delta$ Jahreszeiten $>$ $T\Delta$ Tageszeiten) im Süden vom Tageszeitenklima im Norden trennt ($T\Delta$ Jahreszeiten $<$ $T\Delta$ Tageszeiten). Im Norden gehen die Zentralanden im Bereich der grieta de Girón-Cuenca in die Nordanden über, so dass die gesamte Depresión de Huancabamba im Grenzgebiet von Nordperú und Südecuador noch inbegriffen ist. Südlich dieser Linie herrscht noch eine klare Trennung zwischen der trockenen Westseite und der feuchten Ostseite der Anden, nördlich sind beide Abdachungen regenreich. - Dieser Bereich wird im Folgenden innerhalb des makroklimatischen Zirkulationssystems, mit seinen mesoskaligen Eigenheiten der regionalen Klimadifferenzierung sowie in Bezug auf einige mikroklimatische Charakteristika betrachtet.

1 Die Topographie der Anden als Grundlage für eine hohe Biodiversität

Während der nördlichste Bereich der Zentralanden in der Depresión de Huancabamba die niedrigste Passage innerhalb der tropischen Sektion der Anden bildet, handelt es sich im Süden in der Atacama Alta um eine der höchsten Abschnitte. So bildet die Abra de Porculla in Nordperú zwischen Olmos und Jaén mit 2145 m s.n.m. den niedrigsten Pass zwischen Kolumbien und Zentralchile, während der Lullaillaco mit 6.739 m s.n.m. nur unwesentlich niedriger als der 6.768 m s.n.m. hohe Huascarán in der Cordillera Blanca als höchstem Berg des Untersuchungsgebietes ist. Die Cordillera Blanca bildet das höchste und einzige umfangreich vergletscherte Tropengebirge der Erde. Die Zentralanden zeichnen sich außerdem durch eine sehr enge Gebirgszone an der genannten Abra de Porculla aus, wo sich die W-E-Querung auf 85 km beschränkt. Im Gegensatz dazu befindet sich die breiteste Passage im Bereich des Andenkniees, wo der Sektor zwischen der Cordillera Occidental und der Cordillera Oriental fast 600 km breit ist und den Altiplano einschließt.

Natürlich hat die heterogene Topographie der Zentralanden klimatische Konsequenzen, d.h. das jeweilige Regionalklima wird nicht nur durch die großräumigen Drucksysteme von außen geprägt. Stattdessen fungiert z.B. der Altiplano als hoch gelegene Heizfläche zwischen den Kordilleren, die tagsüber zur Ausbildung eines autochtonen Hitzetiefs führt. Hier bilden sich konvektive Zellen, in die Luftmassen im begrenzten Umfang von der pazifischen, vor allem aber von der amazonischen Seite aus über ein ausgeprägtes Talwindssystem einströmen und zu einem Hoch in der oberen Troposphäre führen (LENTERS & COOK 1997). In Zentralperú und Südecuador werden hingegen die Nord-Süd-verlaufenden Gebirgsketten von tiefen Tälern begleitet, zu denen zum Beispiel jenes des Rio Marañón gehört. In diesen weiter nördlich gelegenen Bereichen überwiegen Passatanströmungen aus östlichen Richtungen, so dass viele Längstäler eine Leeposition einnehmen und zum Teil sehr trocken sind. In solchen Fällen kann es zu außergewöhnlichen Humiditätsunterschieden auf kleinstem Raum kommen, wie später noch zu zeigen ist. Einzig im niedrigsten Bereich der Depresión de Huancabamba, wo lediglich eine Kordillerenkette vorliegt, stellen sich auf beiden Abdachungen des Gebirges ähnliche Klimabedingungen ein, wo sowohl das Becken um Jaén im Osten als auch die Gegenseite über Chiclayo durch Trockenheit geprägt werden. Die recht variable Topographie sorgt also für eine ausgeprägte klimatische Komplexität, die für die Entwicklung einer endemitenreichen Flora und allgemein für eine enorme, in einigen Bereichen aber noch unbekannt Pflanzendiversität verantwortlich ist.

2 Druckverteilung und Windmuster

2.1 Position der Zentralanden im System der atmosphärischen Zirkulation

Der südliche Teil der Zentralanden wird im 1000 hPa-Niveau von drei überregionalen Steuerzentren bestimmt (fig. 1, GRAF 1988, HOFFMANN 1992, SCHMIDT 1999, WEISCHET 1996):

- Das quasi-stabile südostpazifische Hochdruckgebiet wird durch die „Kniebeuge“ der Anden ganzjährig in seiner Position fixiert und sorgt für eine beständige Strömung nach N- bzw. NNW entlang der Westabdachung des Gebirges, die für eine weitgehende Abkoppelung des Wettergeschehens vom Rest des Kontinents sorgt (MILLER 1976),
- das ebenfalls recht stabile südatlantische Hochdruckgebiet vor der Ostseite des Kontinents, welches Luftmassen aus östlichen Richtungen gegen die Ostabdachung des Gebirges treibt.
- Die beiden Hochdruckgebiete werden von einer Tiefdruckrinne unterbrochen, die sich vom kontinentalen thermischen Tief über dem Amazonas weit an den Anden entlang nach Süden erstreckt und die Ausbildung meridionaler Strömungsmuster fördert (ZHOU und LAU 1998). Während der Sommermonate dehnt sich diese Tiefdruckrinne noch weiter Richtung Patagonien aus, um sich mit der westlich von Cordoba gelegenen, thermisch-orographischen *depresión de Cuyo* zu vereinigen (s. fig 2, hier vor allem das 925 hPa-Niveau im Januar).

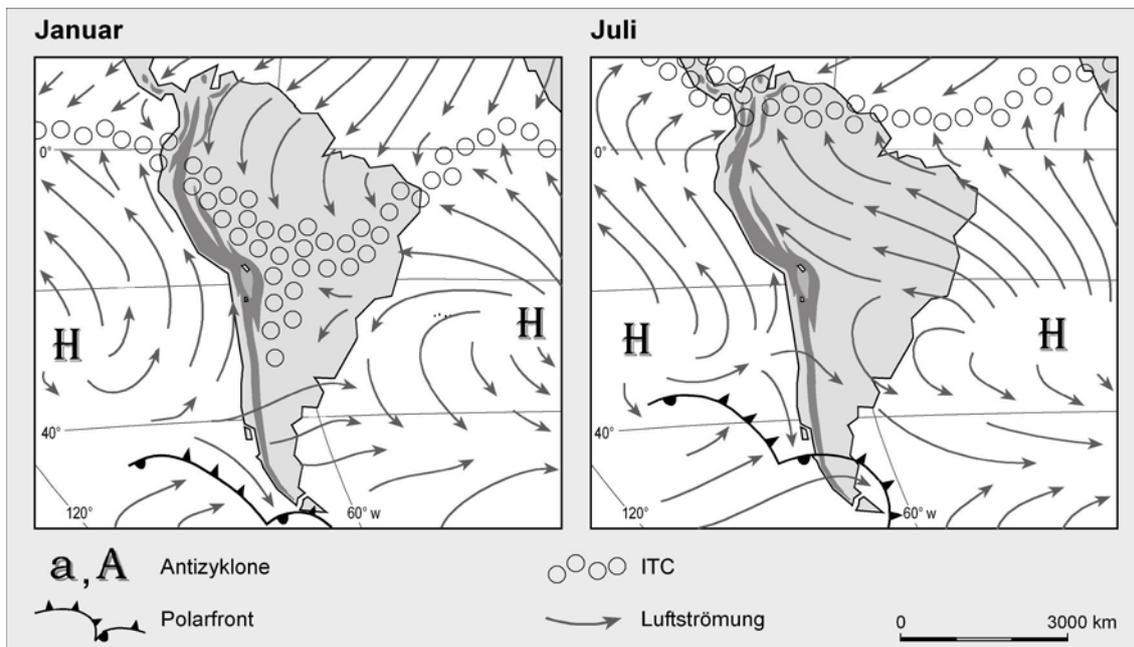


Fig. 1: Druckverhältnisse und Windströmungen am Bodenniveau im Umfeld von Südamerika. „a“ und „A“ verdeutlichen die etwas variierenden Intensitäten der Hochdruckzellen.

Die südhemisphärische Zirkulation weist wegen ihres großen meridionalen Temperaturkontrastes zwischen der Antarktis und dem Äquator und des resultierenden verstärkten Druckgefälles sowie durch geringe Reibungsverluste über der Wasserhalbkugel eine sehr starke Dynamik auf. Darum ist das südostpazifische Hoch ganzjährig, insbesondere aber im Südwinter, außergewöhnlich kräftig ausgebildet und verfügt im weltweiten Vergleich über eine einzigartige Persistenz (ENDLICHER et al.1990, TREWARTHA 1962). Dies hat zur Folge, dass entlang der Pazifikküste das ganze Jahr über ein kräftiger Gradientwind aus südlichen Richtungen weht. Bei gleichzeitiger Subsidenz in der mittleren Troposphäre hat dies vor allem in den Tieflagen der Andenwestabdachung Trockenheit und Wüstenbildung zur Folge, die noch über Lima bis über 2.000 m s.n.m. hinaufreicht und erst auf der Höhe von Tumbes in Nordperú aussetzt (Fig. 3 oben, RICHTER 1996).

Auch das Klima von Ecuador wird im 1000 hPa-Niveau von drei großen Zirkulationssystemen bestimmt (Fig. 1, EMCK 2006, RICHTER 2003):

- Vor Südecuador schwenkt der Passat aus dem südostpazifischen Hochdruckgebiet im Sommer nach Nordwesten in die innertropische Tiefdruckrinne (ITCS) ein, im Winter bleibt er im Küstenbereich, quert den Äquator und wird vor Nordecuador und Kolumbien zum Regen bringenden Monsun.
- Auf der Ostseite der Anden kommt es zum Richtungswechsel der dortigen Passate: Im Sommer streichen sie aus dem Azoren-Hoch (identisch mit Bermuda-Hoch) von NE gegen die Anden und fließen an ihnen als low-level jet entlang gegen die ITCS.
- Die ITC selber bleibt in den nördlichen Anden relativ stationär und sichert als eine Art „diagonale Feuchtachse“ sowohl im Chocó im Westen als auch im Napo auf der Ostseite ganzjährige Niederschläge. Nur wenn die ITC sich über den Anden schwach nach Süden verschiebt, kommt es in Südecuador im Sommer kurzzeitig zu monsonalen Strömungen, die als „Veranillo del Niño“ auch in den östlichen Andenketten für Schönwetterphasen sorgen.

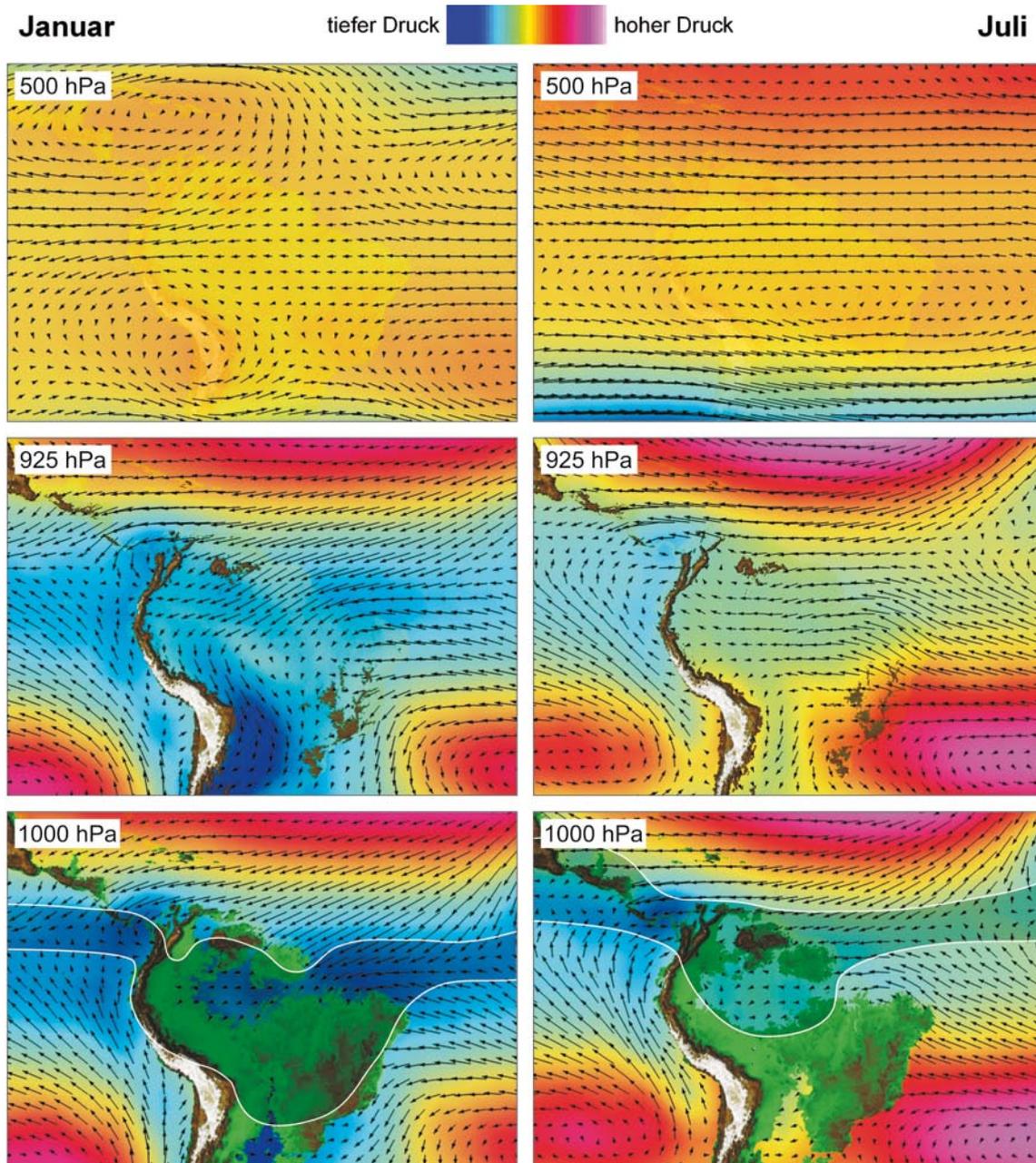


Fig. 2: Druck- und Windverhältnisse im Januar und Juli in verschiedenen Höhenniveaus auf Grundlage 30-jähriger Mittelwerte von NCEP/NCAD-reanalysis datasets (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/reanalysis.shtml>)

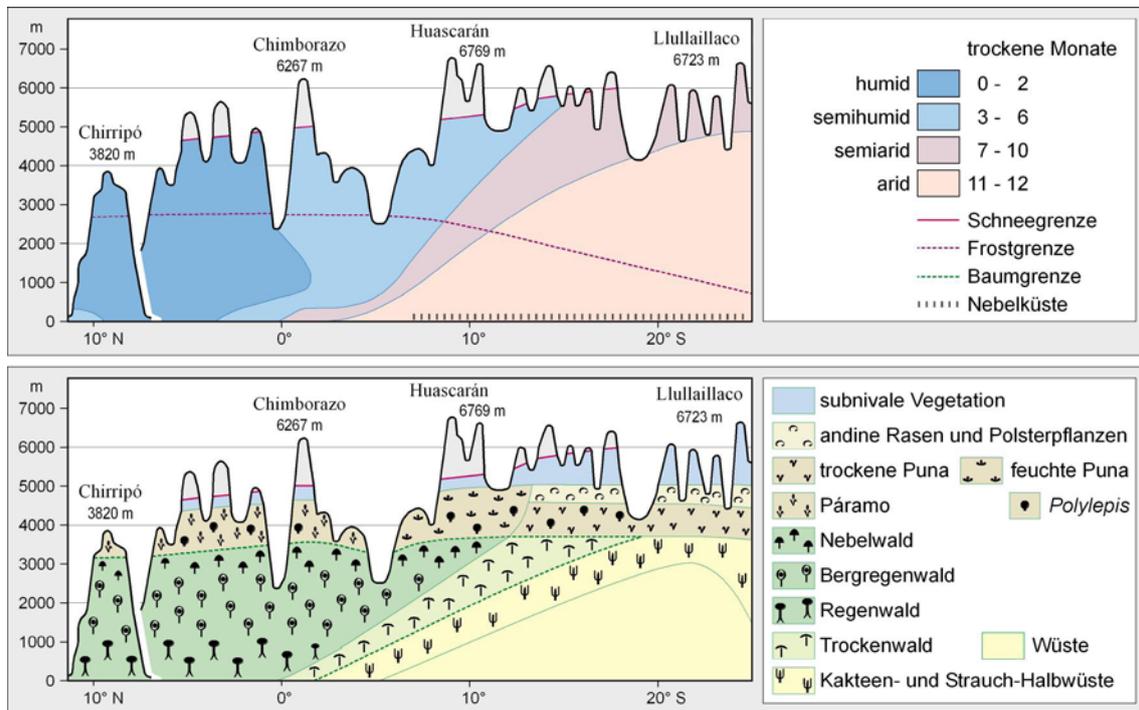


Fig. 3: Meridionales Profil der Humiditätsverhältnisse und Vegetationsstufen für die Andenwestabdachung (Methode zur Bestimmung der Humidität s. Schmiedecken 1978, Vegetationsabfolge nach Cjaka 1968, Lauer 1975 und Richter 2001)

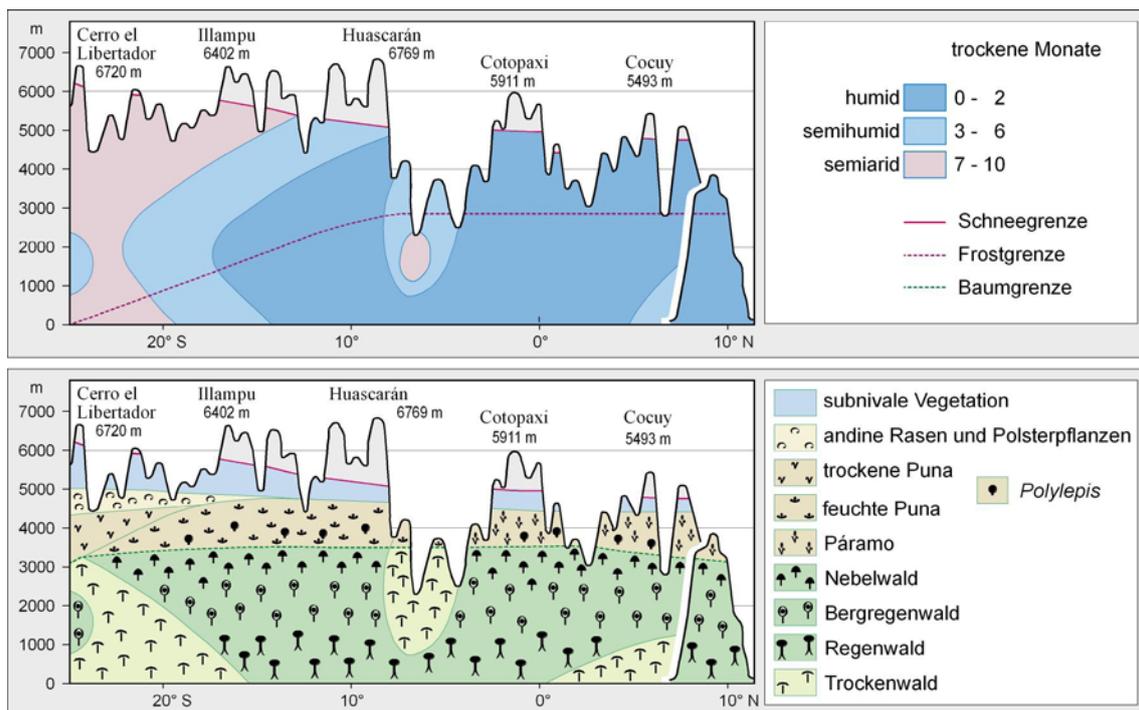


Fig. 4: Meridionales Profil der Humiditätsverhältnisse und Vegetationsstufen für die Andenostabdachung (Methode zur Bestimmung der Humidität s. Schmiedecken 1978, Vegetationsabfolge nach Cjaka 1968 und Richter 2001)

Die Passate in der untersten Troposphäre werden bereits im 700 hPa-Niveau das ganze Jahr über von sehr persistenten Ostwinden überlagert und gegen die Andenostabdachung getrieben (Fig. 2, hier vor allem das 500 hPa-Niveau). Sie sorgen in Ecuador noch für eine beständige Feuchtezufuhr, die aber gegen Süden mit vermindertem Einfluss der östlichen Höhenwinde abnimmt. Spätestens in Bolivien treten im Südwinter in den Ostanden mehr oder weniger lange Trockenphasen auf, sobald in der mittleren Troposphäre die (Süd-)Ostwinde durch Westwinde abgelöst werden. Nur kleinräumig treten hier „feuchte Inseln“ wie z.B. im Chapare auf, während aber weiter im Norden im Umfeld von Jaén auch „trockene Inseln“ zu finden sind (Fig. 4 oben).

2.2 Strömungen in verschiedenen Höhenniveaus und Abweichungen durch die Orographie

Bereits im vorigen Kapitel wurde deutlich, dass die Strömungen in der mittleren Troposphäre als Motor für das Klimageschehen in den Anden von Bedeutung sind. Als entscheidender Kontrast ist die klare Ost-Komponente in Äquatornähe der ebenso deutlichen West-Komponente über den Südan den gegenüberzustellen (Fig. 2 oben). Im ersten Fall sorgen die Ostwinde für den Antrieb der Feuchte bringenden Passate über Amazonien hinweg gegen die Ostan den, im zweiten Fall für die Steuerung der Frontensysteme gegen Westpatagonien und den kleinen Süden von Chile. In beiden Fällen führt dies zu enormen Niederschlagseingaben, die sich an den jeweiligen Luvhängen auf mehrere 1.000 mm a⁻¹ belaufen. Hinter der Andenkette kommt es hingegen zu ausgeprägten Föhnwirkungen mit austrocknenden Effekten sowohl in den innerandinen Tälern in Ecuador als auch in Ostpatagonien (s.u.).

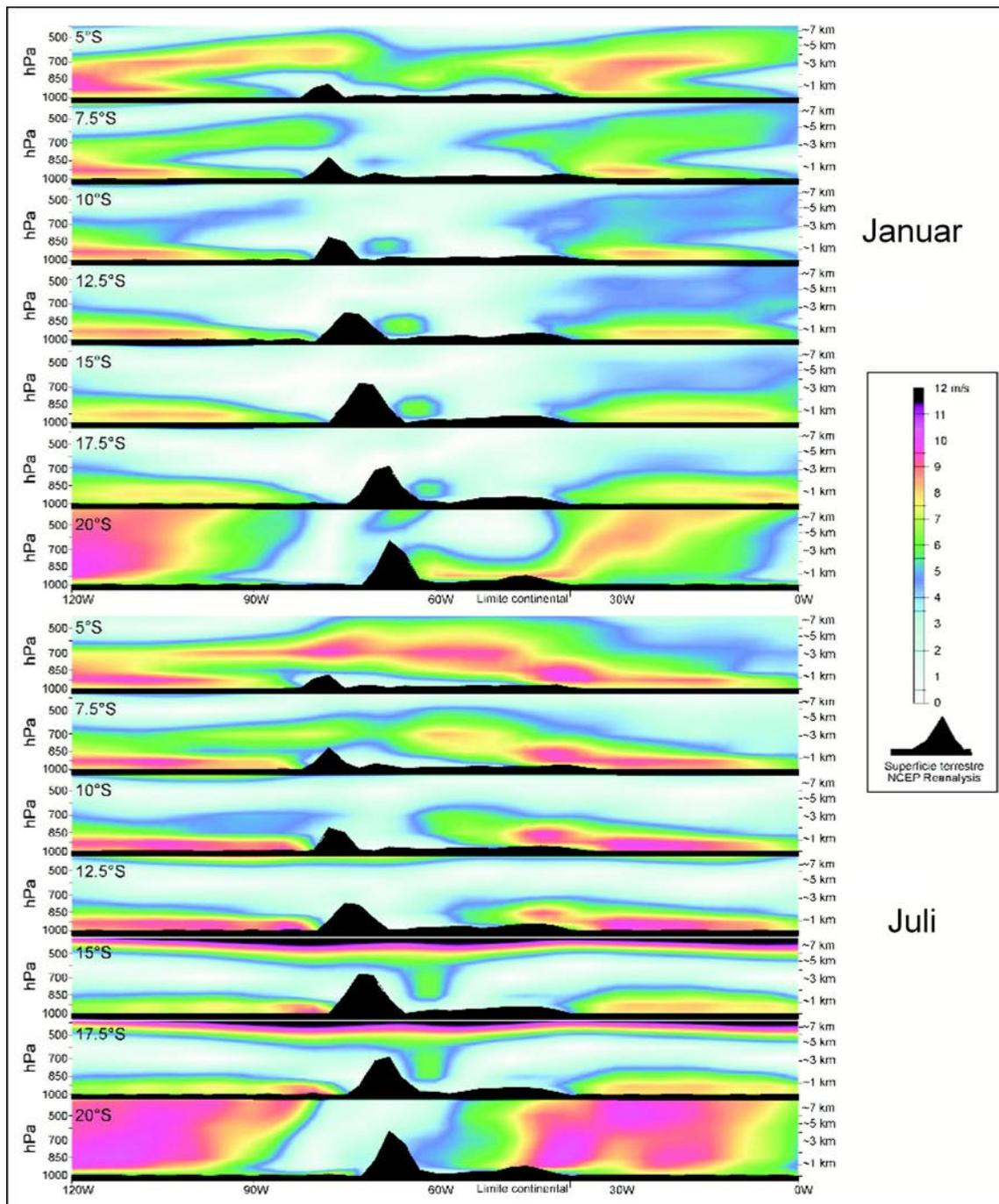


Fig. 5: Windgeschwindigkeiten in Querprofilen von 0° bis 120°W über Südamerika mit den Anden hinweg zwischen 5° und 20°S im Januar und Juli auf Grundlage 30-jähriger Mittelwerte von NCEP/NCAD-reanalysis datasets (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/reanalysis.shtml>)

Zwischen den beiden konträren Strömungen entlang der Breitengrade muss es zwangsläufig zu dynamischen Verwirbelung kommen, die insbesondere in den Sommermonaten als Höhenhochs über den südlichen Zentralanden für die kräftige NW-Strömungen entlang der Ostabdachung führen. Im Winter wird dieser Verwirbelungsbereich stark zusammengepresst, da die überlagernden Westwinde in der Höhe weit nach Norden und im 150 hPa-Niveau sogar bis zum Äquator vorgreifen (JACOBEIT 1992, KREUELS et al. 1975, SCHWERDTFEGGER 1961.).

Fig. 5 zeigt außerdem, inwiefern die Höhenbereiche der Anden von den An- und Überströmungen betroffen sind. Zu beiden Jahreszeiten (Januar und Juli) belegen die Ostströmungen über Südecuador ihren enormen Einfluss auf die Kammregion der an dieser Stelle niedrigen Anden in der Depresión de Huancabamba. Hier herrscht ein regelrechter Turbineneffekt mit mittleren (!) Windgeschwindigkeiten um 30 km h^{-1} im Januar und sogar 35 km h^{-1} im Juli, indem die Ostwinde im 600-700 hPa-Niveau, also zwischen 3.000 und 4.500 m s.n.m. regelrecht durch die Andenlücke „gepresst“ werden.

Ebenfalls interessant ist der recht abrupte Wechsel der Windgeschwindigkeiten bei 20°S , also unmittelbar südlich des Andenkniees. Hier zeigt sich vor allem im Januar die deutliche Einströmung von Luftmassen aus Norden in das Cuyo-Tief in Bodennähe (low-level jets; in fig. 5 grüne Isotachen vor der Andenostabdachung), während im Juli die Nordwinde etwas bescheidener und vom Boden abgehoben einfließen (midlevel jet). In beiden Fällen handelt es sich um divergente Luftmassen, die vor der hohen Andenmauer in Zentralperú aus der übergelagerten Ostströmung ausscheren und für die häufigen und erhöhten Niederschläge im nach Osten vorspringenden Chapare verantwortlich sind. Diese Strömungen herrschen nicht beständig. Gelegentlich können im Winter bei Abschwächung oder Ostverlagerung der südatlantischen Antizyklone antarktische Luftmassen weit nach Norden stoßen und vor der Andenostabdachung für Kaltlufteinbrüche sorgen (surazos, friajes), die z.B. im Juli 1975 sowie August 1978 und 1999 bis in den ecuadorianischen und kolumbianischen Oriente reichten.

Auf der Westseite der Anden liegen wesentlich ruhigere Windverhältnisse vor. Zwar greifen hier erhöhte Geschwindigkeiten unterhalb der Passatinversion (1-2 km s.n.m.) bis zum Festland vor, jedoch beschränkt sich diese tagsüber sehr kontinuierliche Strömung auf das Meer und den küstennächsten Bereich. Schon wenige Kilometer im Landesinneren ist die Passateinwirkung durch die Reibungsverluste am Boden deutlich geringer und von der Erdoberfläche etwas abgehoben.

2.3 Meridionaler und vertikaler Klimawandel

Der meridionale Klimawandel verläuft auf beiden Abdachungen sowie in den Hochlagen der Zentralanden von humiden Verhältnissen im Norden bis zu ariden im Süden. In fig. 6 wird dies in der Kartenübersicht durch den Wandel von Gebieten mit Wasserüberschuss bis zu solchen mit Wasserdefizit ausgedrückt. Es wird aber zugleich deutlich, dass die Verhältnisse auf der West- und Ostabdachung keineswegs synchron verlaufen. Im ersten Fall setzen die ariden Verhältnisse in der Fußstufe schon sehr weit nördlich bei etwa 3°S ein (z.B. bei Salinas westlich von Guayaquil), während sie im zweiten erst ab 19°S Regionen mit einem jährlichen Wasserdefizit einsetzen, aber im Gegensatz zur Westseite keineswegs vollarid sind. In den Hochanden und dort insbesondere zwischen den West- und Ostkordillern ziehen sich allerdings die Trockengebiete von Norden nach Süden durch, wobei der Grad der Abschirmung durch die Gebirgsketten, aber auch die Intensität von Föhnwirkungen für das Ausmaß der Trockenheit entscheidend sind.

Grundsätzlich herrscht in Tropengebirgen ein vertikaler Niederschlagsgradient vor, der eine Höhenstufe maximaler Niederschläge zeigt. Die Höhenlage dieses Maximalbereichs hängt von der Trockenheit bzw. Feuchtigkeit und damit auch von der Wärme in der Fußstufe ab: Über einer trockenheißen Basis müssen die Luftmassen höher aufsteigen, um zu kondensieren, und ein Teil der Niederschläge verdunstet in der unteren Stufe schon während des Vorgangs (LAUER 1975, RICHTER 1996). Fig. 7 zeigt diese Situation beispielhaft am Valle de Zongo in Bolivien, wo die einzigartige Situation gegeben ist, mit den Klimastationen der COBEE den tropischen Höhengradienten entlang einer Linie zu bestimmen: Über der relativ feuchten Fußstufe im Gebiet um Alcoche schließt sich recht bald ein Maximalbereich mit 3.000 mm a^{-1} an, während die Niederschläge

zunächst kaum und dann oberhalb etwa 3.000 m s.n.m. deutlich zurückgehen. Derartige Verhältnisse sind in den Tropen und daher auch in den Zentralanden wegen der bei weitem vorherrschenden konvektiven Niederschlägen üblich. Jedoch liegt in der Depresión de Huancabamba der erwähnte Sonderfall einer Advektion feuchter Luftmassen vor, die eher den Gegebenheiten in den Außertropen entspricht. Unter diesen Bedingungen gilt das Gesetz, dass mit zunehmender Höhe die Niederschläge bis in die höchsten Gipfellen ansteigen.

Ein solches Phänomen wurde kürzlich für die Neotropis erstmals in Südecuador analysiert, wo in den Hochlagen der Cordillera Real über 6.000 mm a⁻¹ gemessen und mit Hilfe von Radar-Aufnahmen an wenigen Stellen sogar 10.000 mm a⁻¹ vermutet werden (ROLLENBECK & BENDIX 2006, RICHTER und MOREIRA MUÑOZ 2005, s. Diagramm Cerro del Consuelo in Fig. 6). Hier weicht auch der jahreszeitliche Gang der Niederschläge vom normalen Schema ab. Denn während aus allen übrigen Stationswerten hervorgeht, dass sich die Regenzeit etwa zum Sonnenhöchststand auf der Südhalbkugel einstellt (Januar bei 23°S, Februar bei 12°S und März bei 4°S, s.fig.6), treten in der Cordillera Real in Südecuador die maximalen Niederschläge ganz eindeutig im Juni-Juli auf. Sie fallen also mit der Zeit der stärksten Advektion der Luftmassen durch die Ostwinde zusammen (s. Juli-Werte in fig. 2 und 5 für die äquatornächste Zone), die wiederum als Motor für das Anströmen der Feuchte bringenden, bodennahen Passate fungieren (BENDIX und LAUER 1992).

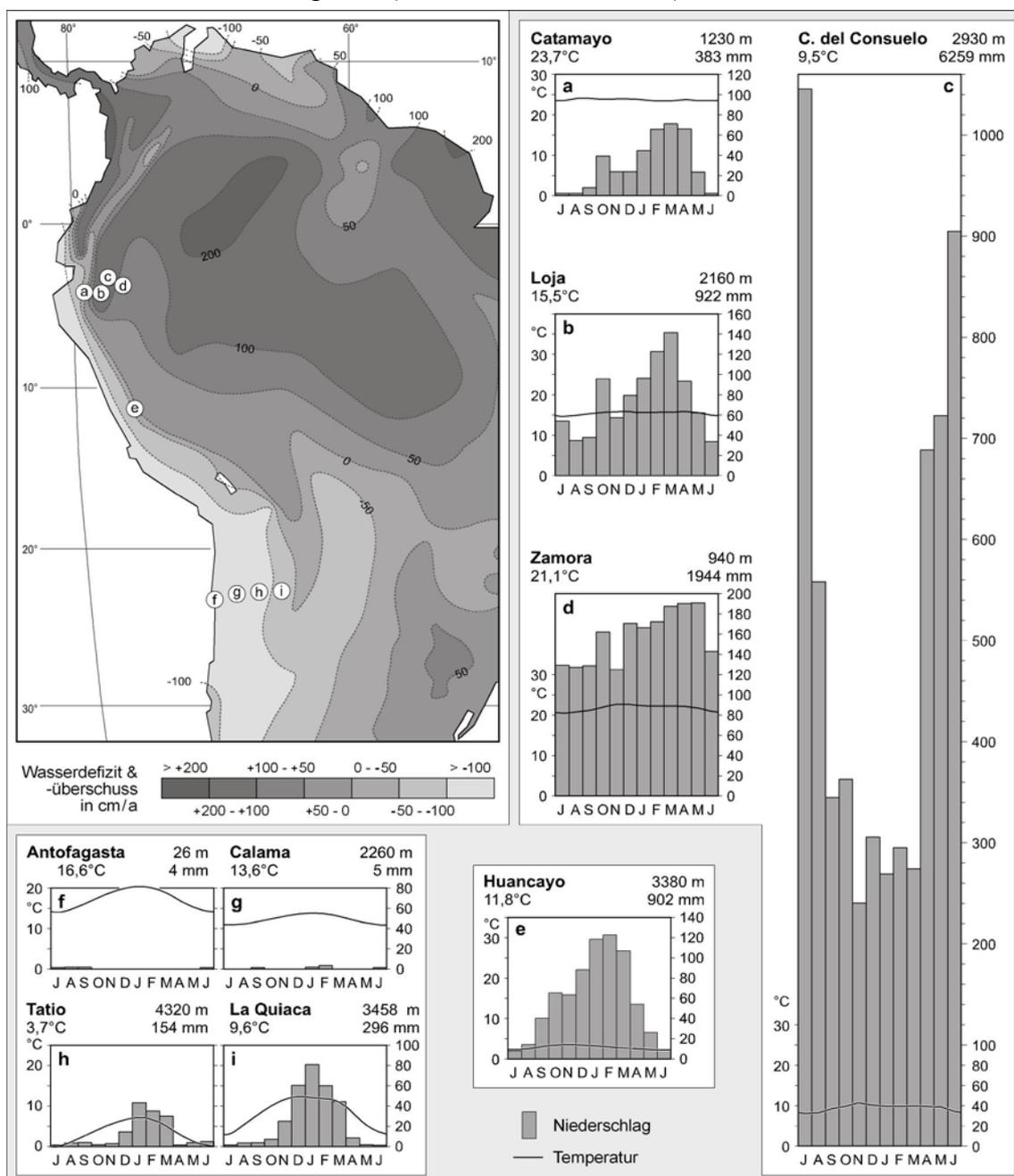


Fig. 6: Karte der Niederschlagsüberschüsse und -defizite in Südamerika sowie Klimadiagramme ausgewählter Klimastationen in Südecuador (4), Zentralperú (1) und Nordchile (4).

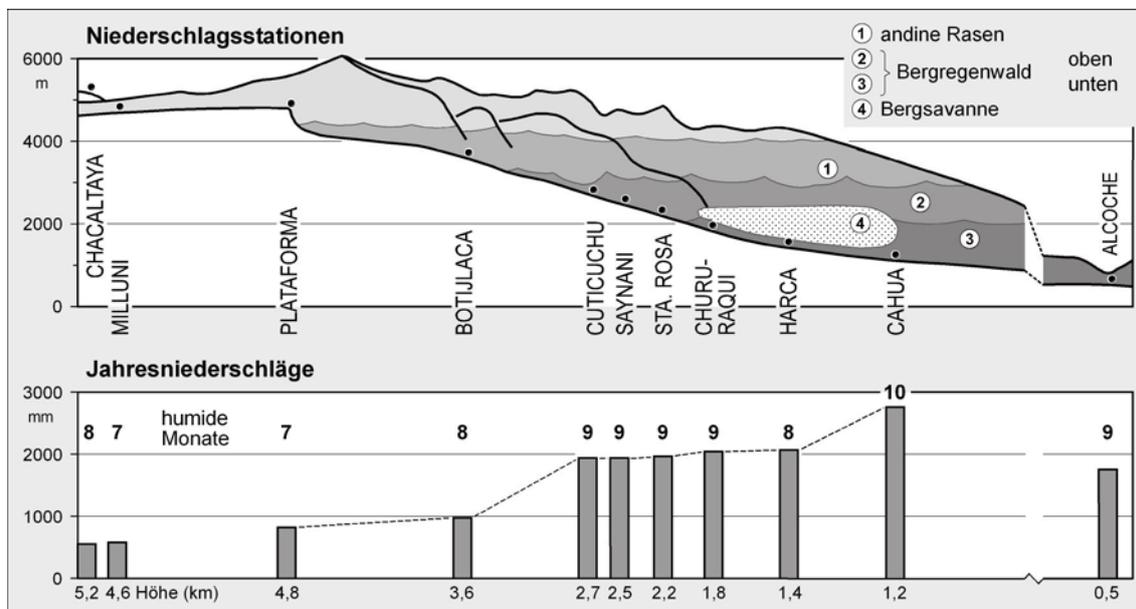


Fig. 7: Vegetationsstufung und Vertikalgradient der Jahresniederschläge im Valle de Zongo bei La Paz (Datengrundlage für die Niederschläge: COBEE; Methode zur Bestimmung der Anzahl humider Monate n. Schmiedecken 1978).

Die Klimadiagramme in Fig. 6 spiegeln nochmals den typischen Verlauf der hygrischen Verhältnisse im Querprofil durch die Anden wider: Sowohl im (semi-)humiden Norden als auch im ariden Süden steigen die Niederschläge in West-Ost-Richtung an. In allen Fällen herrscht außerdem ein tropisches Tageszeitenklima mit gleichförmigem Jahresgang, wobei allerdings im küstennächsten Bereich um Antofagasta bereits die Tropengrenze erreicht wird. Auch in den Hochlagen handelt es sich um ein tropisches Klima, denn hier sind ebenfalls keine thermischen Jahreszeiten ausgebildet, die für die Subtropen und Außertropen charakteristisch sind. Im Gegensatz zu diesen beiden Großzonen reagiert also die Vegetation stärker auf die hygrischen als auf die thermischen Wechsel im Verlaufe des Jahres.

In Bezug auf die Vegetation und ihre Pflanzenformationen ergibt sich daraus eine Ableitung, die aus den unteren Profilen in Fig. 3 und 4 gut ersichtlich wird: Die vertikale Höhenstufung wird entscheidend von der abnehmenden Temperatur bestimmt, während für den meridionalen Wandel entlang der Zentralanden vor allem die unterschiedlichen Humiditätsverhältnisse entscheidend sind. Diese kontrastieren auf der relativ trockenen Westabdachung stärker als auf der feuchteren und im Vegetationsbild homogeneren Ostabdachung. In allen Fällen handelt es sich aber um eine tropische Vegetation, die im Falle der oberen Stufen als supra-, oro- und oberhalb der Waldgrenze als altotropisch (nicht subtropisch!) bezeichnet werden können (RICHTER 2001; Begriffe wie „alpin“ und „subalpin“ sind für Tropengebirge sehr fragwürdig). Bezüglich der Waldgrenze lassen sich zwei unterschiedliche Typen trennen, die ebenfalls vom hygrischen Klimageschehen hervorgerufen werden: Während in den semihumiden bis ariden Höhenklimaten relativ offene *Polylepis*- Wälder bis weit über 4.000 m s.n.m. auftreten, fallen diese im perhumiden Höhenklima der Depresión de Huancabamba aus, wo eine niedrige Waldgrenze nicht über 3.400 m s.n.m. hinaufreicht und von weitaus mehr Baumarten geprägt wird (RICHTER & MOREIRA-MUÑOZ 2005).

3 Ausgewählte Beispiele für Zusammenhänge zwischen Klima und Vegetation

3.1 Regionale Windsysteme als Modifikatoren der Feuchte- und Temperaturverhältnisse

Die beschriebene makroklimatische Situation wird an vielen Stellen durch regionale Windsysteme abgewandelt, wobei das Relief als entscheidender Impulsträger fungiert. Fig. 8 spiegelt dies für einige Sektoren wider, wobei in der nach KISTEMANN & LAUER (1990) modifizierten Karte sicherlich noch viele Regionalwinde fehlen. Von besonderer Bedeutung sind starke Talwinde sowie foehns, die beide austrocknend wirken. Darüber hinaus bestehen stellenweise weitläufige See-Gebirgswindsysteme, die an der wüstenhaften Westabdachung der Kordillere auftreten. Alle genannten Strömungstypen sind vor allem tagsüber sehr wirksam:

- Berg-Talwindssysteme, die sich prinzipiell in allen Hochgebirgen durch einen Wechselausnächtlichen Ab- und täglichen Aufwind auszeichnen, sind in den Zentralanden sehr markant ausgebildet. Innerhalb der Täler kommt es vor Engstellen zum Stau der mitgeführten feuchten Luftmassen und somit zur Ausbildung einer relativ hygrophilen Vegetation. Vergleichsweise trockener sind die Talweitungen, in denen die Luftmassen nach Durchströmen der Engen divergieren und deren Formationen mehrheitlich von xerophilen Pflanzen charakterisiert werden.
- Diese Berg-Talwindssysteme erfahren dort eine Intensivierung, wo Täler durch umrahmende Gebirgsketten brechen und auf eine Hochebene auslaufen. Unter diesen Relief-Voraussetzungen werden bei Erhitzung der Hochfläche während des Tages die Luftmassen aus dem Tiefland besonders stark angesogen, so dass das Tal durch sehr heftige Winde und Trockenheit bestimmt wird. Dieses sicherlich weiter verbreitete Phänomen wird bislang aus dem Charazani- und Consata-Tal (RICHTER & LAUER 1987) in Bolivien beschrieben sowie indirekt aus dem Valle del Rio La Paz, wo dem berühmten Pflanzengeographen und Klimatologen CARL TROLL während seiner Querung erhebliche Teile seiner Herbarium-Belege davon geweht sind (MONHEIM 1985).
- Ein vergleichsweise größeres System stellen die Gebirgs-Seewinde an der trockenen Andenwestabdachung dar (RICHTER & SCHMIDT 2002). Sie sind dort besonders stark, wo relativ schwach geneigte Flächen als schiefe Ebenen gleichförmig und wenig zertalt in große Höhen aufsteigen, also vor allem in Nordchile und Südperú. Auch hier sind es die ausgedehnten Altiplanos im Umfeld von Imata, La Paz, Uyuni oder auch in der Atacama Alta, die in diesem Fall einen Sogeffekt auf die vom Meer einströmenden divergierenden Luftmassen des Passats ausüben. Aufgrund der relativ weiten Distanz erfolgt eine Anfeuchtung der Hochlagen durch die „Seeluft“ erst am späten Nachmittag bis frühen Abend, d.h. unmittelbar bevor der Gebirgswind Richtung Meer einsetzt (SCHMIDT 1999).
- Dort, wo die Andenkette nicht als hohe Mauern die Zufuhr feuchter Luftmassen abblocken sondern niedriger sind, schieben sich Wolkenkappen über die Kammregion und setzen Fallwinde mit trocken-adiabatischem Charakter frei. Diese „Föhne“ sind besonders kräftig im südecuadorianischen Teil der Depresión de Huancabamba ausgebildet, wo in die innerandinen Täler von beiden Seiten her katabatische Winde einfallen können, also sowohl von der Cordillera Oriental (C. de Celica) als auch der Cordillera Occidental (= C. Real) aus.

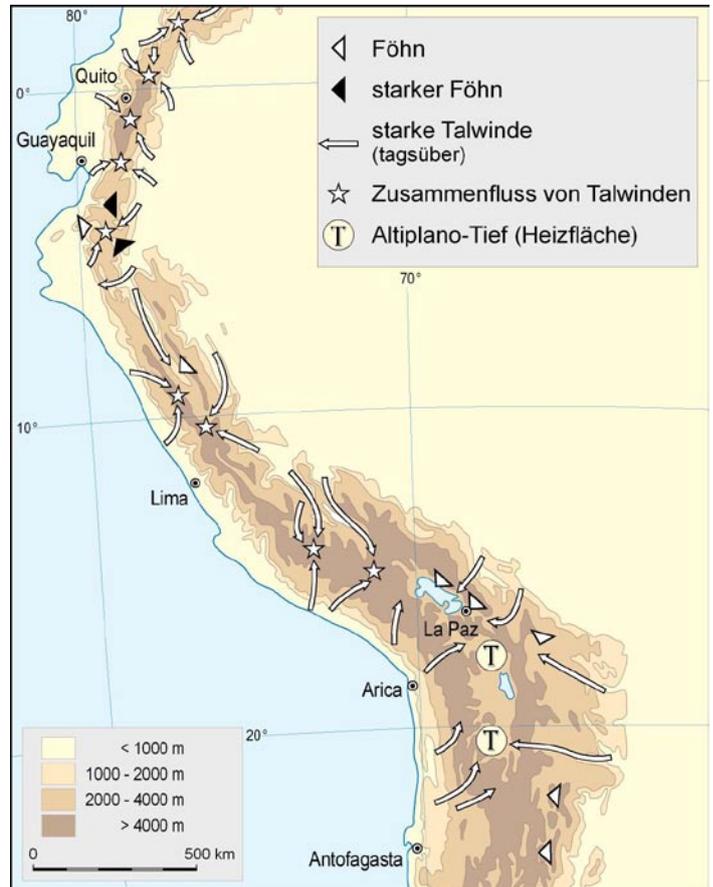


Fig. 8: Regionalwinde in den Zentralanden (n. Kistemann & Lauer 1990, ergänzt)

Nur von sehr lokaler Bedeutung sind darüber hinaus lokale Fallwinde, die kalte Luft in das Vorfeld von Gletschern führen und zu einer leichten Depression der oberen Höhenstufen führen. Dieses Phänomen der Gletscherwinde ist vor allem in der Cordillera Blanca in Perú an vielen Stellen anzutreffen.

3.2 Hygrothermische Komplexität und Diversität der Pflanzenformationen in Südecuador

In Abhängigkeit von der Reliefenergie lassen sich in den Zentralanden zwei Typen der klimatischen Differenzierung anführen: Wo die Anden von zwei oder mehr Gebirgsketten und dazwischen liegenden Trockentälern charakterisiert werden, liegt eine sehr heterogene hygrothermische Komplexität vor, während eine einfache Reliefstruktur einen allmählichen, verhältnismäßig homogenen Klimawandel zur Folge hat.

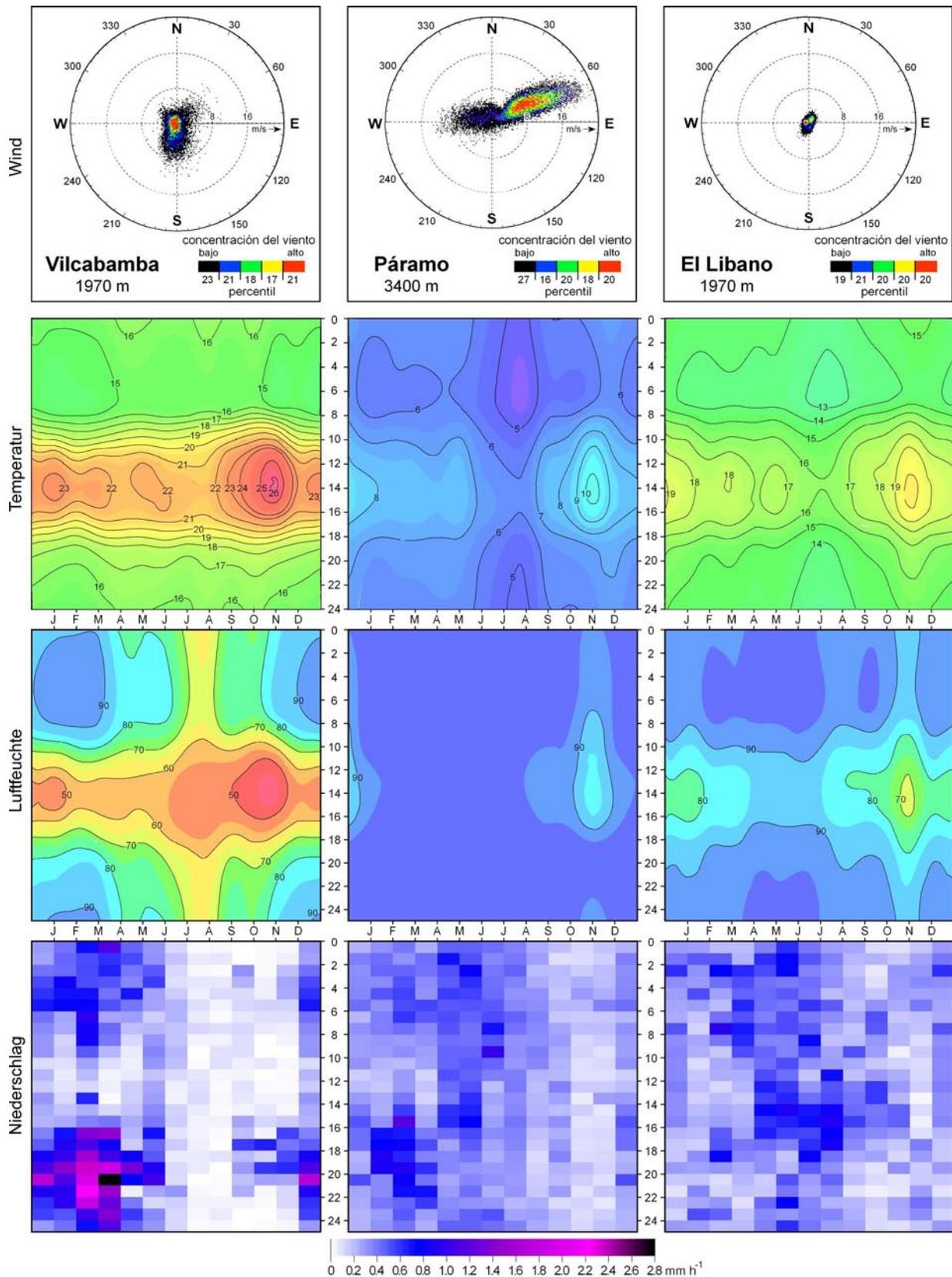


Fig. 9: *Klimagegensätze in der Cordillera Real in Südecuador: Windrosen mit Angaben zur Windgeschwindigkeit und -richtung, Isoplethen der Temperatur und relativen Luffeuchte sowie jahres- und tageszeitlicher Niederschlagsverteilung an Klimastationen im Luv (Zamora-El Libano), in der Kammereich (Páramo) und im Lee (Vilcabamba) der Cordillera (n. Richter 2003).*

Der heterogene Typus ist in Südecuador besonders deutlich ausgeprägt, wo auf engstem Raum eine enorme Klimavielfalt vorliegt (RICHTER 2003). Solche kontrastierende Klimate gehen aus Fig. 9 hervor, in der die wichtigen Unterschiede zwischen Luv- und Lee-Stationen in Südecuador (Zamora-El Libano bzw. Vilcabamba,

beide in 1960 m s.n.m.) aufgezeigt werden, die nur 30 km von einander entfernt sind und von der maximal 3.600 m s.n.m. hohen Cordillera Real mit einem ebenfalls stark abweichenden Klimaregime getrennt werden (Páramo in 3.400 m s.n.m.). Die feuchte Ostseite ist bei Niederschlägen um ca. 3.000 mm a⁻¹ mit einer Jahresmitteltemperatur von 15,6°C deutlich kühler als die trockene Westseite mit ca. 1.000 mm a⁻¹, wo der Mittelwert bei 18,3°C liegt. Auch bei der relativen Luftfeuchtigkeit bestehen deutliche Unterschiede. Sie belaufen sich im Osten auf ein mittleres Maximum von 97% gegen 5:00 a.m. im feuchten Mai und auf mittlere Minima um 77% gegen 2:00 p.m. im relativ trockenen November, während im Westen die Analogwerte im feuchten Februar um 6:00 a.m. bei 93% bzw. im trockenen Oktober-November um 2:00 p.m. bei 43% liegen. In beiden Fällen handelt es sich bei den Regen vornehmlich um konvektive Niederschläge, die in Zamora während der feuchten Jahreszeit im austral invierno am Nachmittag und in Vilcabamba während des austral verano am Abend fallen. Die Windeinwirkung ist im Osten sehr gering, während im Westen vor allem während der nassen Periode des Ostens Föhne die Trockenheit verstärken. - Das deutlich kühlere und feuchtere Höhenklima an der Station Páramo wird hingegen von den advektiven Luftmassen aus Osten und ganzjährigen Niederschlägen geprägt, die nur im Oktober-November durch mehrtägige Sonnentage infolge westlicher Strömungen unterbrochen werden.

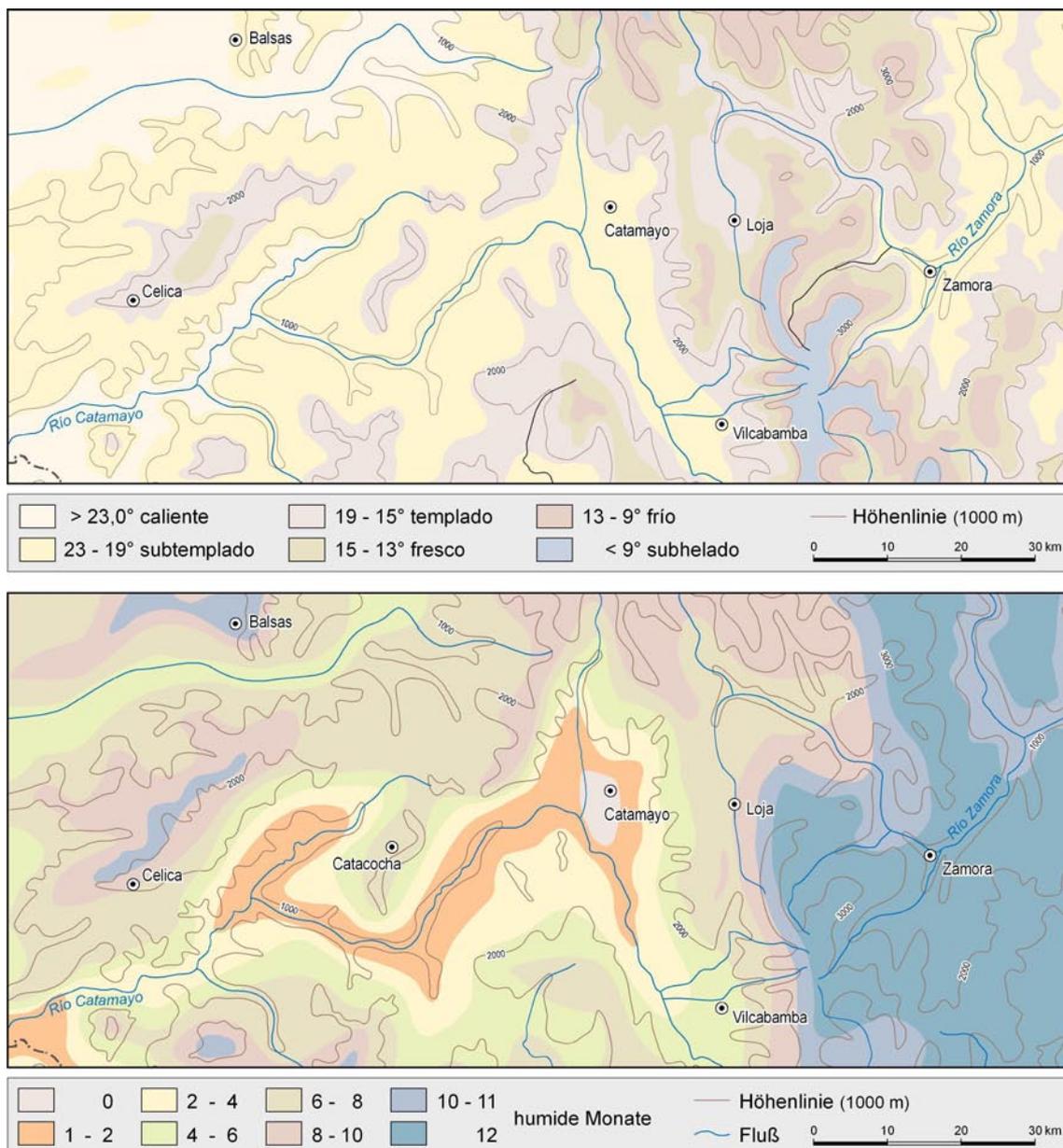


Fig. 10 a: Temperatur und Humiditäts-Differenzierung in Südecuador mit Abgrenzung der thermischen Höhenstufen (oben) und Anzahl der humiden Monate (unten, n. Richter 2003)

Dieser kleinräumige Kontrast wird in den Klima- und Vegetationskarten in Fig. 10 a und b für ein größeres Gebiet mit sehr komplexen Verhältnissen unterstrichen. Die durch verschiedene Temperaturstufen zwischen

der tierra caliente und einem kleinen Sektor der tierra subhelada gegebene vertikale Vielfalt wird in latitudinaler Richtung durch hygriische Kontraste verstärkt. Das trockene Herzstück befindet sich im Becken von Catamayo, das trotz seiner Höhenlage von 1.230 m s.n.m. mit einer Jahresmitteltemperatur von 24,7°C als kleiner „hot spot“ bereits zur tierra caliente zählt. Seine Position ergibt sich aus einer zweifachen Abschirmung sowohl gegen Westen als auch gegen Osten, an denen neben der Cordillera Occidental und Oriental auch die interandinen Sierras beteiligt sind. Letztere tragen erheblich zu dem engen Mosaik an kühl-feuchten Hochlagen zwischen trocken-warmen Tallagen bei.

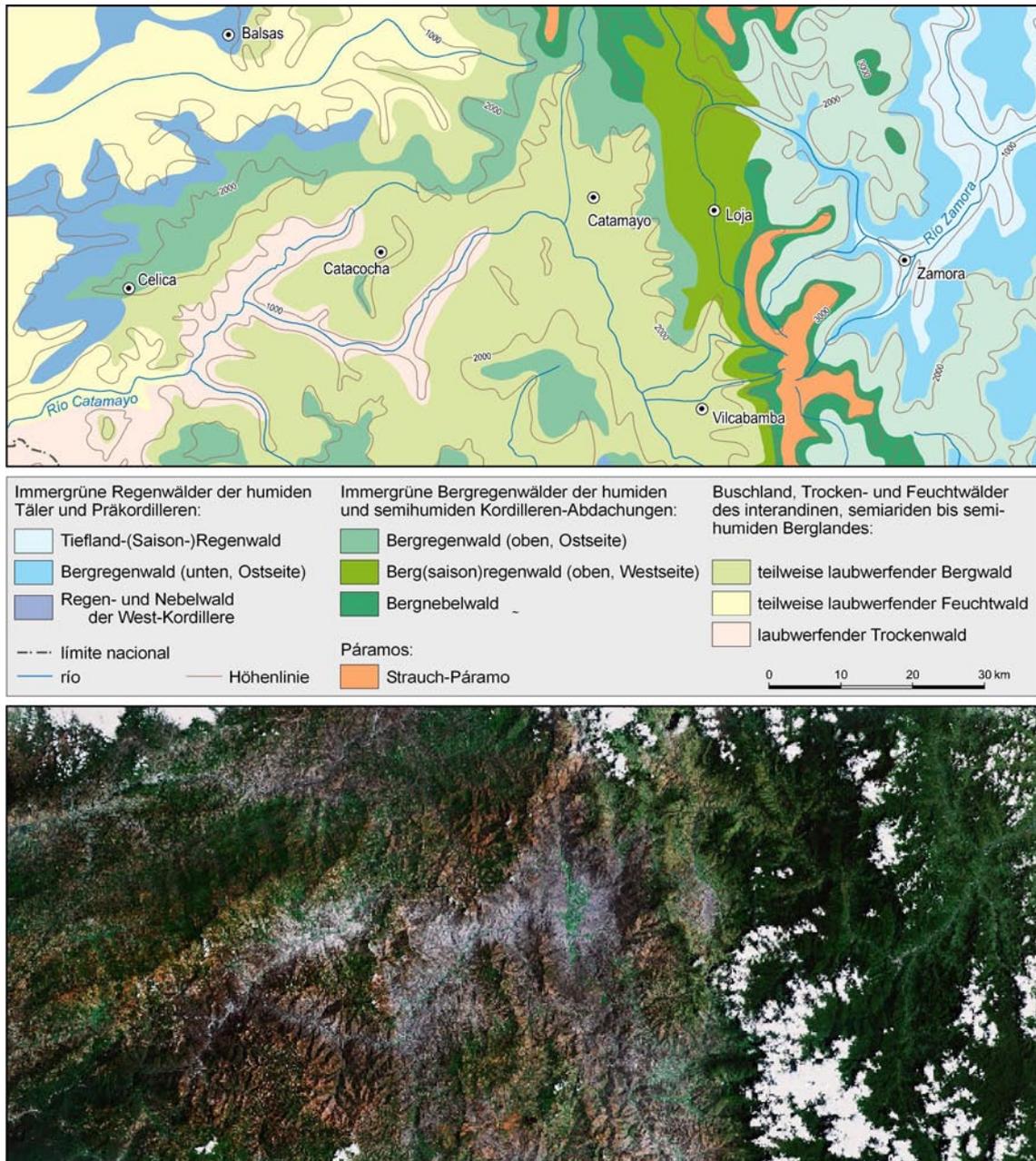


Fig. 10 b: Vegetationskomplexe (oben) und Satellitenbild (unten) von Südecuador (Vegetation n. Richter & Moreira-Muñoz 2005; Satellitenbild aus www.maps.google.com)

Die Komplexität des Klimas wirkt sich natürlich entsprechend auf die Vielfalt der Flora und der Pflanzenformationen aus (RICHTER und MOREIRA-MUÑOZ 2005), von denen in Fig. 10 b nur eine grobe Differenzierung präsentiert wird. Relativ großflächig stellt sich der bosque semideciduo montano dar, der heute zum ganz erheblichen Teil von anthropogen stark überformten matorrales eingenommen wird und im Satellitenbild grau erscheint. Mit *Acacia macracantha*, *Capparis scabrida*, *Ceiba insignis* & *Tabebuia chrysantha* als typischen Bäumen vermittelt diese Formation zwischen dem bosque semideciduo ralo de colina an der trockenen peruanischen Grenze, in der *Ceiba trichistandra*, *Cochlospermum vitifolium*, *Bursera graveolens* & *Loxopterygium huasango* vorherrschen, und dem feuchten bosque siempreverde montano.

Hier lassen sich zusammen mit der ceja de la montaña mehrere nebelreiche Höhenstufen ausscheiden, die sich alle durch verschiedene Baumarten der Gattungen *Clusia*, *Ilex*, *Miconia*, *Palicourea*, *Symplocos*, *Weinmannia* sowie in den unteren Abschnitten auch *Ocotea* und *Persea* auszeichnen. Ähnlich wie die extrem moosreichen Bergregenwälder erweisen sich die páramos in den höchsten Lagen als überdurchschnittlich artenreich, wobei die Gattungen *Bomarea*, *Brachyotum*, *Chusquea*, *Disterigma*, *Elaphoglossum*, *Gaultheria*, *Lycopodium*, *Mikania* und *Puya* mannigfaltig sind. Die ostseitigen immerfeuchten Wälder der selva bewiesen mit Gattungen wie *Beilschmiedia*, *Cecropia*, *Ficus*, *Guarea*, *Ladenbergia*, *Leonia* & *Terminalia* sowie palmas como *Ceroxylon*, *Euterpe*, *Iriartea* & *Oenocarpus* amazonischen Charakter.

3.3 Hygrothermische Komplexität und Diversität der Pflanzenformationen in Südperú

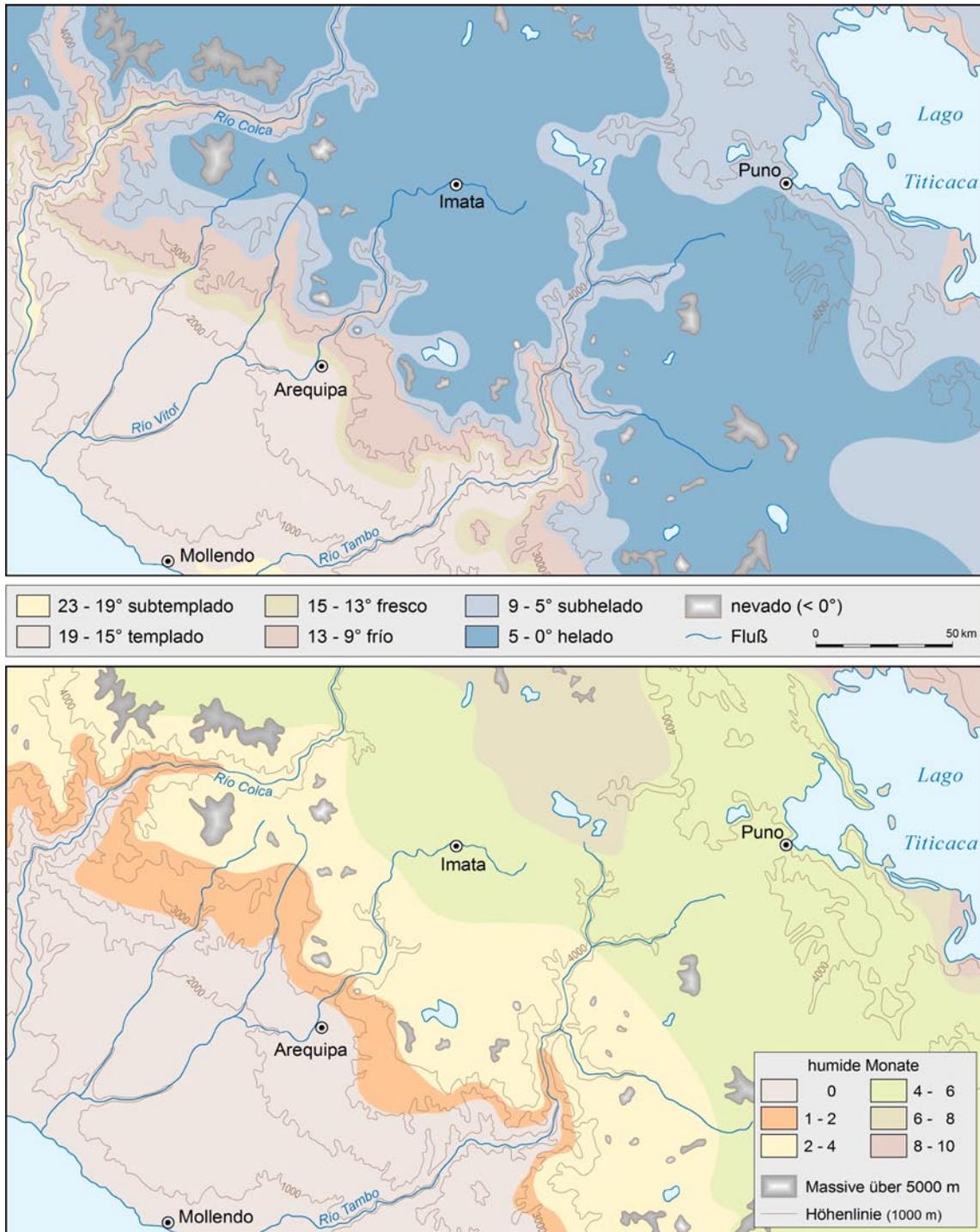


Fig. 11 a: Temperatur und Humiditäts-Differenzierung in Südperú mit Abgrenzung der thermischen Höhenstufen (oben) und Anzahl der humiden Monate (unten, n. Richter 1981)

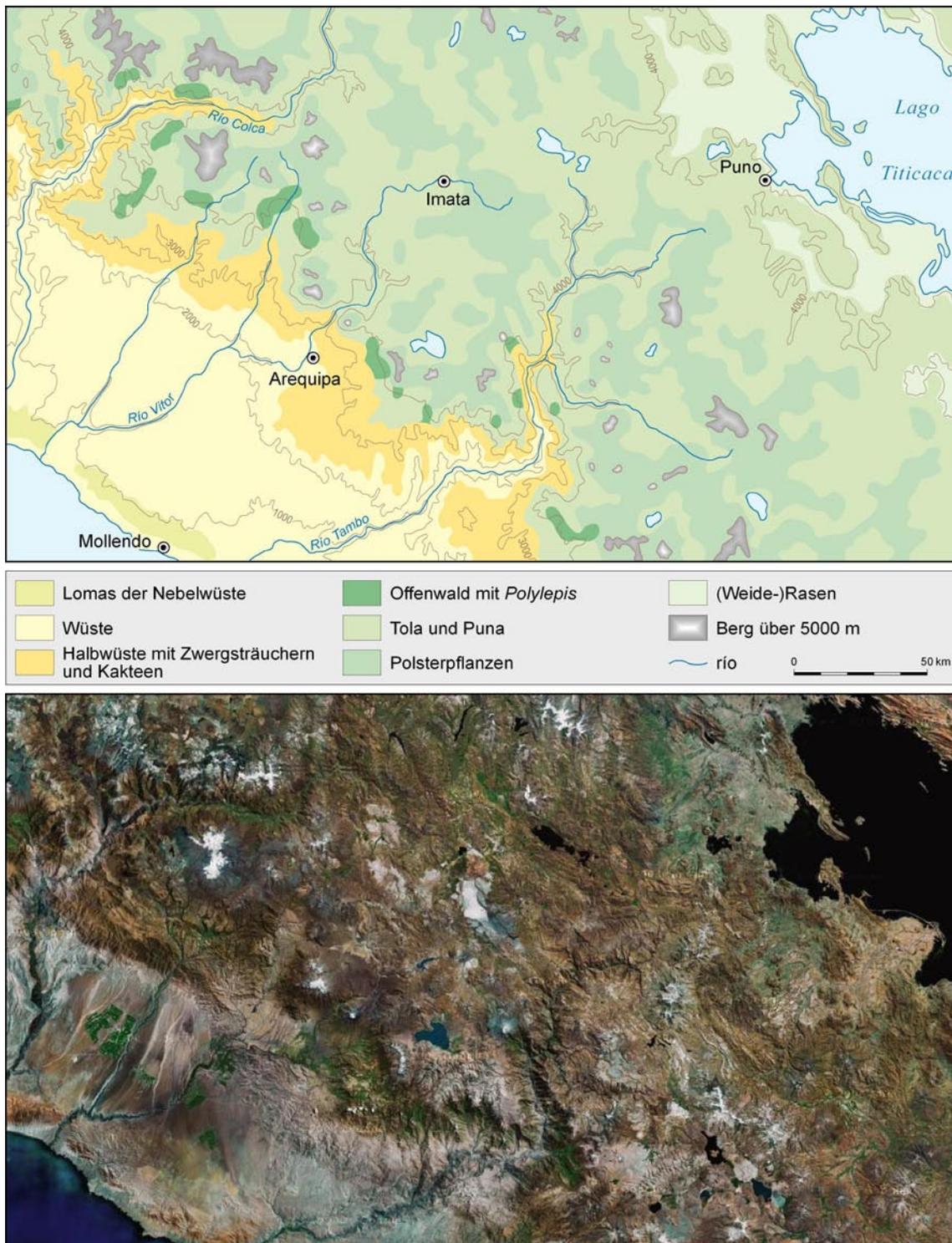


Fig. 11 b: Vegetationskomplexe (oben) und Satellitenbild (unten) von Südperú (Vegetation n. Richter 1981; Satellitenbild aus www.maps.google.com)

Viel einfacher und homogener gestaltet sich der Klima- und Vegetationswandel an der wüstenhaften Südwestabdachung der Zentralanden in Südperú (RICHTER 1981), wo das vulkanische Relief ganz allmählich von der Pazifik-Küste aus nach Nordosten ansteigt und auf einem riesigen Höhenrücken ausläuft. Zwei von den drei Flusstälern sind tief in Schluchten eingeschnitten (Rio Colca und Rio Tambo) und zeichnen sich durch eine deutliche thermische Differenzierung auf kleinem Raum aus. Hier herrschen zudem kräftige Durchbruchwinde hinauf zu den Heizflächen der Hochflächen.

Ansonsten erfolgt die thermische und hygrische Veränderung sehr kontinuierlich von unten nach oben. Das Temperaturregime setzt an der Küste aufgrund des kalten Humboldtstroms mit recht kühlen Verhältnissen in der tierra templada ein. In dieser Region herrschen bis ca. 1.000 m s.n.m. vor allem im Winter regelmäßig Nebel. Sie sorgen z.B. in Mollendo während des August für Abweichungen vom vertikalen Temperaturgradienten um

-6,5°K, während die relative Unterkühlung im nebelarmen Januar bei – 3°K liegt. Die Nebel vermögen zwar noch weit in die Täler vorzudringen, lassen allerdings an Intensität nach. Dies bedingt kleinere etwas wärmere Bereiche entlang des Rio Colca und Rio Tambo, die der tierra subtemplada angehören. Von dort aus erfolgt eine gleichförmige Abkühlung bis in die Gipfelregion der höchsten Berge, unter denen der Nevado de Ampato mit 6.288 m s.n.m. am höchsten aufragt. Die 0°C-Isolinie der Jahresmitteltemperatur liegt ziemlich genau bei 5.000 m s.n.m. Bemerkenswert sind die geringen Schwankungen der Tagestemperatur, die im sehr maritimen Mollendo im August nur bei 3,1°K und im Januar bei 5,5°K liegen, im hochkontinentalen Imata in 4463 m s.n.m. aber bei erstaunlichen 32,2°K bzw. 21,3°K. Erst in der weiteren Umgebung des Lago Titicaca stellen sich wieder mildere Verhältnisse ein.

Neben den durchaus effektiven Nebeln fällt an der Küste nur ausgesprochen selten Regen, der an den meisten Stellen unter 5 mm a⁻¹ erbringt. Auch in Arequipa herrschen auf 2.518 m s.n.m. mit ca. 90 mm a⁻¹ noch ganzjährig vollariide Verhältnisse. 90% der Niederschläge fallen im Winter (HOLMGREN et al. 2001), die von den NNW-Strömungen entlang der Ostanden weit über den Höhenrücken hierher nach Westen übergreifen. Erst oberhalb 3.000 m s.n.m. ist mit einem humiden Monat zu rechnen, während es in Imata bereits vier (570 mm a⁻¹) und am Nordufer des Lago Titicaca bei ca. 900 mm a⁻¹ bis zu neun sein können.

Dem allmählichen und einförmigen Klimawandel folgt eine recht einfache Vegetationsstufung. Die Loma zeichnet sich zwischen 150 und 1.000 m s.n.m. in den nebelreichen Wintermonaten durch eine hochvariable Artenzusammensetzung mit Therophyten der Gattungen *Jaltomata*, *Lycopersicon*, *Nolana*, *Palaua*, *Polyachyrus* aus, zwischen denen die Graminee *Eragrostis peruviana* stark vertreten ist. An Sträuchern sind *Carica candicans*, *Calliandra prostrata*, *Frankenia chilensis*, *Gaya pilosa* und *Lycium stenophyllum* häufig, außerdem in höheren Lagen die Kakteen *Neoraimondia arequipensis* und *Haageocereus decumbens* sowie die wurzellos den sandigen Oberflächen aufliegende *Tillandsia straminea*. Oberhalb folgt bis etwa 2.400 m s.n.m. eine hyperaride Wüste, die bis 3.300 m s.n.m. allmählich in einen matorral mit den xerophytischen Sträuchern *Adesmia spinosissima*, *Ambrosia fruticosa*, *Encelia canescens*, *Krameria lappaceae*, *Tarasa operculata* und verschiedenen *Cereus*-Gattungen übergeht (z.B. *Weberbauerocereus weberbaueri*). Bis 4.000 m s.n.m. herrscht eine Tola-Strauchformation mit *Stipa obtusa*, *Baccharis tricuneata*, *Parastrephia lepidophylla* und *P. quadrangularis* sowie *Tetraglochin strictum*, die oberhalb in eine grasreichere Puna mit den ichu-Gräsern *Festuca orthophylla* und *Stipa ichu* einmünden. Reliktäre Queñuales mit *Polylepis incana* und *P. rugulosa* sowie *Buddleja coriacea* treten hier ebenfalls auf. Die höchsten Lagen bis über 5.000 m s.n.m. werden von Chamaephyten der Gattungen *Azorella*, *Baccharis*, *Fabiana*, *Nototriche*, *Senecio*, *Valeriana* und *Werneria* besiedelt, unter ihnen die kissenförmigen Polster der „yareta“ *Azorella compacta*, „inka roca“ *Opuntia floccosa* und des „ayro“ *Pycnophyllum molle*.

Der beschriebene Typus eines gleichmäßigen Klima- und Vegetationswandels entspricht der relativ flachen, schwach zertalten und von wenigen Fremdlingsflüssen zerschnittenen Westabdachung, die zumindest in der südlichen Hälfte der Zentralanden weitgehend vulkanisch überprägt ist. Die Ostabdachung ist dagegen viel stärker von zahlreichen tiefen, im Oberlauf glazial überformten U- und im Mittellauf fluviatil eingekerbten V-Tälern zergliedert. Sie ist steiler und geologisch heterogener, unterschiedlichen Humiditätsverhältnissen ausgesetzt und daher bezüglich der Ökosystem-, Formations- und Artenvielfalt weitaus reichhaltiger.

4 Einige mikroklimatische Merkmale und ihre Auswirkungen auf die Vegetation

Tagesschwankungen der Lufttemperatur von über 30°C wie im erwähnten Fall von Imata veranlassten TROLL (1966) zur Aussage, dass in den trockenen Abschnitten der Zentralanden im weltweiten Vergleich die stärkste mikrothermische Belastung für Pflanzenwuchs auftreten dürfte. Gerade in den extrem strahlungs- und lichtreichen Puna- und Yareta-Standorten werden Keimung und Wachstum der Rosetten- und Polsterpflanzen durch außergewöhnliche Temperaturregengensätze und Luftfeuchteminima bis unter 5% stark beeinträchtigt. Der Stoffzuwachs ist überaus langwierig und erfolgt bei vielen Arten nur kurzzeitig am Vor- und Nachmittag zwischen den Phasen der Nachtfrost- und täglichen Überhitzung. Die geringe Produktion führt zu gehemmtem Internodien- und Blattwachstum und somit von der ursprünglichen Kugelbuschform zur Ausbildung von Radialkugelpolstern und Zwergrossetten, wobei reich verzweigte und dicht gedrängte

Innovationstrieb mit winzigen Blättern zu kompakten Oberflächen führen. Die resultierende Einschränkung der Transpirationsoberfläche dient gleichzeitig einem optimalen Schutz gegen Höchsttemperaturen, Windschurf und starker Verdunstung (RAUH 1978).

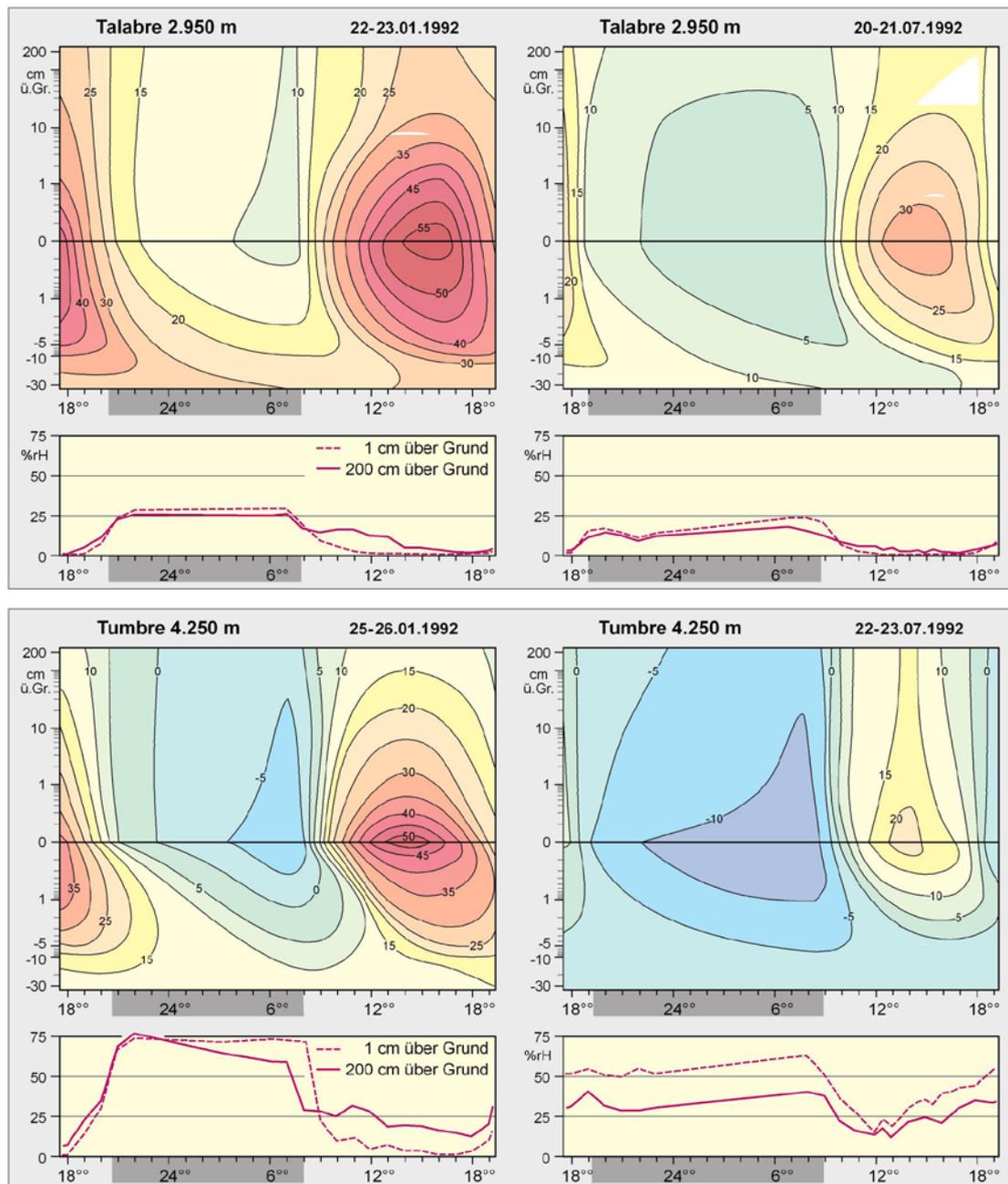


Fig. 12: Thermo-Isoplethen-Diagramme und Luftfeuchte-Verläufe von Tagesmessungen bei wolkenlosem Wetter an zwei Standorten in der chilenischen Atacama Alta im Januar und Juli 1992 (beachte die logarithmische Skalierung der Höhen unter und über der Bodenoberfläche)

Die extremen mikrothermischen Verhältnisse an Oberflächen werden für die wüstenhaften Bereiche der Zentralanden von RICHTER und SCHMIDT (2002) mit rekordverdächtigen Temperaturverhältnissen aus dem chilenisch-bolivianischen Grenzgebiet oberhalb San Pedro de Atacama dokumentiert: Tagesmessungen in 4.250 m s.n.m. auf dunklem Aschenboden mit Fragmenten von Tussock-Stroh ergaben im Januar aufgrund der extremen Strahlungsverhältnisse eine maximale Amplitude von fast 90°K (-14,7°C um 7:00 a.m. bis 74,7°C um 2:20 p.m.) und im Juli immer noch von über 65°C (-20,2°C um 7:30 a.m. bis 47,1°C um 2:00 p.m.). Ähnliche Verhältnisse für diesen Höhenbereich, der trotz seiner besonders extremen mikroklimatischen Voraussetzungen zugleich bei Werten bis zu 40% eine Stufe mit relativ dichter Pflanzenüberdeckung bildet, zeigen die Thermoisoplethen-Diagramme in Fig. 12. Hier wird ersichtlich, dass die Aufheizung der Bodenoberfläche in geringerer Höhe (Talabre bei 2.950 m s.n.m.) trotz stärkerer Aerosolbelastung zwar mindestens genau so stark ist wie am höheren Standort (Tumbre bei 4.250 m s.n.m.), jedoch ist die nächtliche Frosteinwirkung in den

tieferen Lagen weniger gravierend. Hier schränken dagegen die geringeren Niederschläge (nach SCHMIDT 1999 ca. 40 mm a⁻¹ gegenüber ca. 200 mm a⁻¹ weiter oben) den Pflanzenwuchs entscheidend ein. Ebenso zeichnen sich deutliche Unterschiede bei der relativen Luftfeuchtigkeit ab, die in den höheren Lagen während der Nacht höhere Werte erreicht als am tiefer gelegenen Standort, wo die Minimalwerte tagsüber viele Stunden lang unter 5% absinken.

Das nordchilenisch-südbolivianische Grenzgebiet der Anden ist längst als strahlungsreichste Region der Erde bekannt. Die höchsten jemals gemessenen Strahlungswerte liefert EMCK (2006) jedoch interessanterweise genau aus jenem Gebiet in Südecuador, das seit kurzem zu den feuchtesten der Welt gehört. Hier wurden in 3.400 m s.n.m. maximal 1.832 W m⁻² gemessen, und ähnliche Werte der globalen Einstrahlung an nahe gelegenen Standorten bestätigen diese extremen Verhältnisse. Sie treten jedoch immer nur für wenige Minuten auf, sobald neben der direkten Einstrahlung eine extrem starke diffuse hinzutritt. Sichtbarer Ausdruck dieser extremen Belastung für die Pflanzen sind keine spezifischen Merkmale in den Wuchsformen wie in den trockenen Hochanden, da unter den nahezu immerfeuchten Verhältnissen nur eine kurzzeitig Überdosis an Strahlung besteht. Viele Pflanzenarten schützen sich stattdessen vor allem während der Anlage frischer Pflanzenteile durch eine starke Karotinproduktion, die vor allem zu Rotfärbungen der Blattgewebe führt.

Im mikroklimatischen Kontext werden diese speziellen Strahlungsbedingungen ebenfalls aus Thermoisoplethen-Diagrammen ersichtlich. Fig. 13 verdeutlicht mit dem August-Beispiel die Normalsituation, in der extrem niedrige Tagesamplituden von maximal 3°K vorliegen. Nur gegen Ende mehrtägiger Phasen mit trockener (Nord-)Westwind-Wetterlage können die Temperaturschwankungen an Bodenoberflächen über 30°K ansteigen, jedoch nur, nachdem der Oberboden etwas abgetrocknet ist. In solchen Ausnahmefällen kann auch die relative Luftfeuchtigkeit deutlich unter 50% absinken (absolutes Minimum 12,6% in 2 m s.s.).

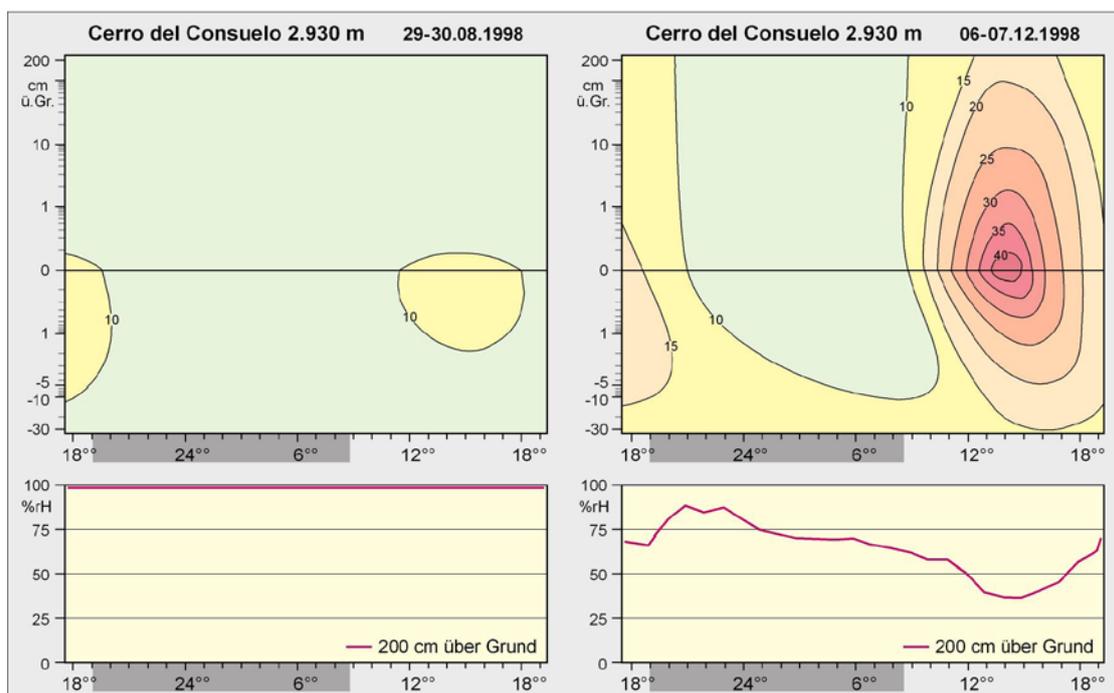


Fig. 13: Thermo-Isoplethen-Diagramme und Luftfeuchte-Verläufe von Tagesmessungen bei Regen- (= Normalfall) und Strahlungswetter (= Selteneheit) an einem Standort in der südecuadorianischen Cordillera Real im August und Dezember 1998 (beachte die logarithmische Skalierung der Höhen unter und über der Bodenoberfläche)

5 Anmerkungen zum Kenntnisstand zum Klima der Zentralanden

Aus dem Literaturverzeichnis geht hervor, dass neben allgemeinen Arbeiten über das Klima der Anden und Südamerikas aus dem Bereich der Zentralanden detaillierte Informationen über das Wüstenklima im Norden Chiles und seit kurzem auch über die feuchttropischen Anden Ecuadors vorliegen. Defizite bestehen hingegen über regionalklimatische Besonderheiten im Süden Boliviens sowie im Norden Perus und hier insbesondere

über die klimatische Schlüsselstellung, die die tiefsten Kammlagen in der Depresión de Huancabamba einnehmen dürften. Sicher hängt der relativ bescheidene Informationsstand zu beiden Klimaregionen mit ihrer Entfernung von den jeweiligen Hauptstädten ab. Gerade aus Regionen in Nordperú lässt sich momentan von Botanikern vernehmen, dass „eine einwöchige Expedition bereits die Entdeckung von mindestens 50 neuen Pflanzenarten sichert“. Für beide genannten Gebiete ist davon auszugehen, dass sie ebenso interessante unbekannte Klimaphänomene bergen.

Literatur:

BENDIX J., LAUER W. (1992): Die Niederschlagsjahreszeiten in Ecuador und ihre klimadynamische Interpretation. *Erdkunde* 46: 118-134.

CAJKA W. (1968) : LOS PERFILES VEGETALES DE LAS CORDILLERAS ENTRE ALASCA & TIERRA DEL FUEGO. *COLL. GEOGR.* 9: 117-121

GRAF K. (1988): Klima und Vegetationsgeographie der Anden. *Physische Geographie* 19. Zürich

EMCK P. (2006): A climatology of South Ecuador. Diss. Erlangen

ENDLICHER W., HABBE K.A., PINZNER H. (1990): Zum El Niño-Southern Oscillation-Ereignis und seinen Auswirkungen im peruanischen Küstengebiet. *Mitt. D. Fränkischen Geograph. Gesellschaft* 35/36: 175-201

HOLMGREN C.A., BETANCOURT J.L., AASEN RYLANDER K., ROQUE J., TOVAR O., ZEBALLOS H., LINARES E., QUADE J. (2001): Holocene vegetation history from fossil rodent middens near Arequipa, Peru. *Quaternary Research* 56: 242-251

HOFFMANN J.A.J. (1992): Das kontinentale Luftdruck- und Niederschlagsregime Südamerikas. Das mittlere Luftdruckfeld und seine jahreszeitlichen Veränderungen in Südamerika. *Erdkunde* 46: 58-64

JACOBET J. (1992): Die großräumige Höhenströmung in der Hauptregenzeit feuchter und trockener Jahre über dem südamerikanischen Altiplano. *Meteorologische Zeitschrift, N.F.* 1: 276-284

LAUER W. (1975): Vom Wesen der Tropen. Klimaökologische Studien zum Inhalt und zur Abgrenzung eines irdischen Landschaftsgürtels. *Abh. Math.-Nat. Kl./Akad. Wissensch. u. Lit.* 3. Mainz

LAUER W. (1976): Zur hygrischen Höhenstufung tropischer Gebirge. *Biogeographica* 7: 162-182.

LENTERS J.D., COOK K.H. (1997): On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate. *Journal of the Atmospheric Sciences* 54: 656–677.

KISTEMANN TH., LAUER W. (1990): Lokale Windsysteme in der Charazani-Talung. *Erdkunde* 44: 46-59

KREUELS R., FRAEDRICH K., RUPRECHT E. (1975): An aerological climatology of South America. *Meteorologische Rundschau* 28: 17-24

MILLER A. (1976): The climate of Chile. En: SCHWERDTFEGER W. (ed.) *Climates of Central and South America. World Survey of Climatology* 12: 173-133

MONHEIM F. (1985): Carl Troll – Tagebücher der Reisen in Bolivien 1926 / 27. *Erdwiss. Forschung* 19. Wiesbaden

RAUH W. (1978): Die Wuchs- und Lebensformen der tropischen Hochgebirgsregionen und der Subantarktis – ein Vergleich. In: TROLL C. & LAUER W. (eds.): *Geoökologische Beziehungen zwischen der temperierten*

Zone der Südhalbkugel und den Tropengebirgen. Erdwiss. Forschung 9: 62-92

RICHTER M. (1981): Klimagegensätze in Südperu und ihre Auswirkungen auf die Vegetation. Erdkunde 35: 12-30

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

RICHTER M. (2001): Vegetationszonen der Erde. Gotha

RICHTER M., LAUER W. (1987): Pflanzenmorphologische Merkmale der hygrischen Klimavielfalt in der Ost-Kordillere Boliviens. Aachener Geographische Arbeiten 19: 71-108

RICHTER M., MOREIRA-MUÑOZ A. (2005): Heterogenidad climática y diversidad de la vegetación en el sur de Ecuador: un método de fitoindicación. Revista Peruana de Biología 12(2): 217- 238

RICHTER M., SCHMIDT D. (2002): Cordillera de la Atacama - das trockenste Hochgebirge der Welt. Petermanns Geographische Mitteilungen 146: 24-33

ROLLENBECK R., BENDIX J. (2006): Experimental calibration of a cost-effective X-band weather radar for climate ecological studies in southern Ecuador. Atmospheric Research 79: 296-316.

SCHMIDT D. (1999): Das Extremklima der nordchilenischen Hochatacama unter besonderer Berücksichtigung der Höhengradienten. Dresdener Geographische Beiträge 4

SCHMIEDECKEN W (1978): Die Bestimmung der Humidität und ihre Abstufung mit Hilfe von Wasserhaushaltsberechnungen – ein Modell (mit Beispielen aus Nigeria). Coll. Geogr. 13: 135-159

SCHWERDTFEGER W. (1962): Strömungs- und Temperaturfelder der freien Atmosphäre über den Anden. Meteorologische Rundschau 14: 1-

TREWARTH G.T. (1962): The earth's problem climates. The Univ. of Wisconsin Press. Madison

TROLL C. (1966): Die tropischen Gebirge. Bonner Geogr. Abh. 25. Bonn

TROLL C., PAFFEN K.H. (1964): Karte der Jahreszeiten-Klimate der Erde. Erdkunde 18: 5-28

WEISCHET W. (1996): Regionale Klimatologie 1: Die Neue Welt. Stuttgart

ZHOU J., LAU K.M. (1998): Does a monsoon climate exist over South America? Journal of Climate 11: 1020–1040.