

# **Limnische Sedimentationen des Holozäns im Becken von Cancosa (Provinz Iquique, Chile)**

VON

HILMAR SCHRÖDER, TOBIAS BOLCH und GUNTER KRÖBER

mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle

## **1 Vorbemerkungen**

Während zweier Geländeaufenthalte im März/April und im August/September 1998 ist die Geomorphologie des Cerro Sillajhuay (Cerro Alto Toroni) auf der chilenisch-bolivianischen Grenze bei 19°45' s.Br. und 68°42' w.L. kartiert worden (SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH 1998). Dabei fiel auf, daß im südlichen Vorland, dem Becken von Cancosa, mächtige limnische Sedimentationen existieren, die am jungen Erosionseinschnitt des Rio Ocacucho als Profil aufgeschlossen sind. Hier konnte kurzfristig eine mehr als vier Meter mächtige Wand beprobt und analysiert werden. Die Ablagerungsbedingungen sind dadurch gekennzeichnet, daß die rückschreitende Erosion in die tertiären Fußflächen hinein eine mehrfache Verschachtelung der (glazi-)fluvio-limnischen Sedimente zur Folge hatte. Ältere durch Erosion versteilte Böschungen sind durch den postgenetischen Hangabtrag wieder abgeschrägt, so daß eine Aufschlußsituation, die hätte beprobt werden können, mit dem während der Kartierungen möglichen Zeitaufwand nicht gefunden wurde.

## **2 Arbeitsgebiet**

Das Becken von Cancosa befindet sich zwischen dem Cerro Sillajhuay und dem Cerro Paza etwas nördlich der geographischen Breite von Iquique an der bolivianischen Grenze (Abb. 1). Die umgebenden Höhenzüge haben ihre höchsten Punkte im Cerro Sillajhuay selbst mit 5 982 m (Abb. 2) und im Südwesten mit dem Cerro Porcesa (5 190 m) und dem Cerro Paza (5 122 m). Im Süden und Osten sind die Ketten deutlich niedriger und erreichen im Cerro Tanjani 4 644 m und im Cerro Patraloni 4 409 m ihre mächtigsten Erhebungen. Das Tiefenliniennetz ist in neogene Fußflächen erodiert und schwach dendritisch mit Tendenz zur zentripetalen Entwässerung. Mit Ausnahme des Rio Ocacucho, der den Südabhang des Cerro Sillajhuay entwässert, und dem Rio Sacaya gibt es keine perennierenden Flüsse. Große Gebiete des Beckenzentrums sind jedoch durch Salzseen versumpft. Unterhalb der Ortschaft Cancosa fließt der Rio Ocacucho mit dem Rio Sacaya, welcher die Salzseen entwässert, zusammen und bildet mit mehreren kleinen Nebenflüssen den Rio Cancosa, der nach Nordosten in das große endorheische Becken des Salars de Coipasa in Bolivien entwässert. Der

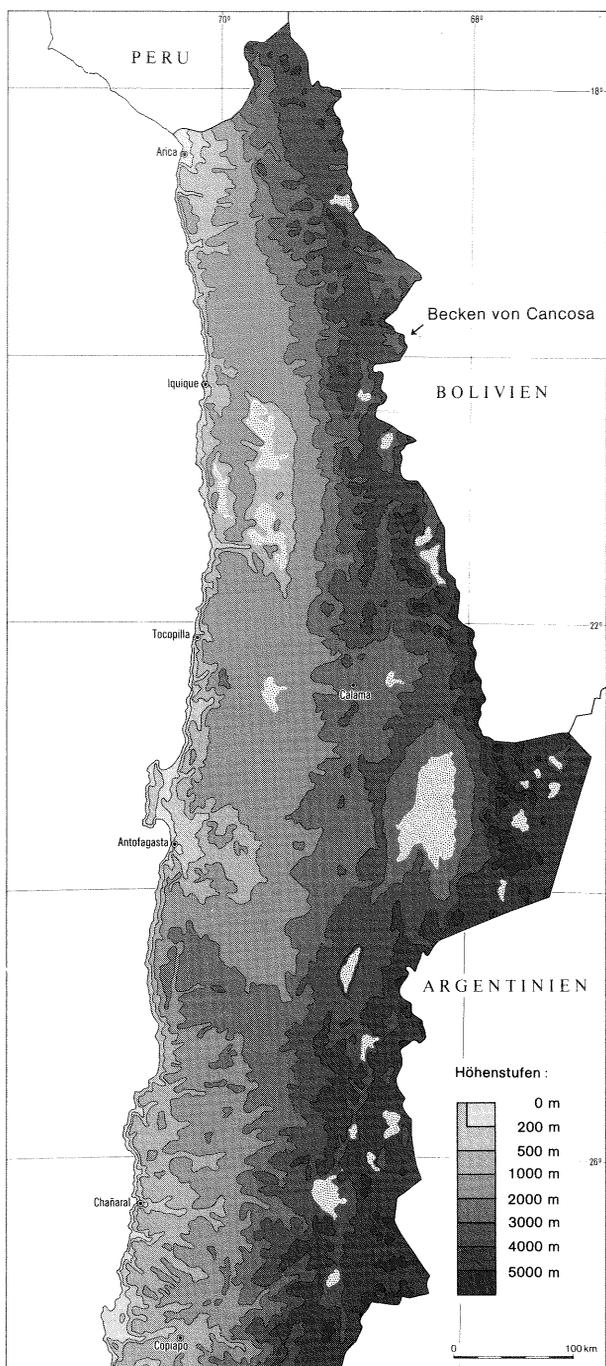


Abb. 1: Der Große Norden Chiles

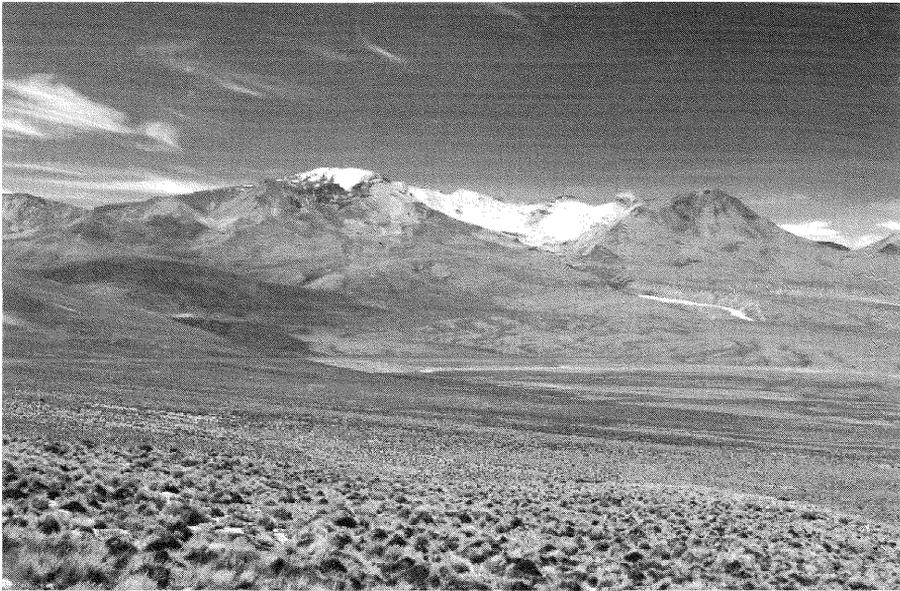


Abb. 2: Blick über das ca. 3950 m hohe Becken von Cancosa zum Cerro Sillajhuay (5982 m)

Sedimentationsraum im Becken von Cancosa hat seine höchsten Stellen am Ansatz der Fußflächen auf dem Südhang des Cerro Sillajhuay in ca. 4500-4600 m Höhe. Alle anderen Fußflächenansätze sind deutlich niedriger und liegen zwischen 4300 und 4000 m. Die Höhenlage der versumpften Salzseen beträgt zwischen 3950 m am Südrand und 3900 m bei Cancosa. Der Rio Ocachucho unterschreitet das Salzseeneiveau etwa um 10 m.

### **3 Zur Kenntnis holozäner Sedimentationen im Sommerregen- gebiet und in der ariden Diagonale der Atacama**

Im Gegensatz zu den außertropischen Gebieten, in denen Gletscherschwankungen mit Temperaturschwankungen korrelierbar sind, sind in den Tropen häufig Feuchtigkeitsveränderungen von entscheidender Bedeutung für den Gletscherhaushalt. Da sich die Indizien für eine hohe Lagestabilität der ariden Diagonale verdichten (VEIT 1995, 1996), ist im Sommerregengebiet der Atacama die Bedeutung von Feuchtigkeitsschwankungen für die jungpleistozäne und holozäne Rekonstruktion der Landschaftsentwicklung außerordentlich hoch. Dies um so mehr, als von vielen Moränen bisher nur relative Datierungen vorliegen (GRAF 1991) bzw. sie nur mit Hilfe von Luftbildinterpretationen kartiert worden sind (JENNY & KAMMER 1996). Auch weisen immer wieder Autoren darauf hin, daß Material, welches Moränen zugeordnet wurde, auch durch andere geomorphologische Prozesse (Muren, Rutschungen, Auf-

tauen des Permafrostes bei vulkanischer Aktivität u.ä.) zustande gekommen sein kann (ABELE 1981, VEIT 1994, SCHRÖDER 1996, SCHRÖDER & MAKKI 1998). Trotz dieser lokal bedingten Schwierigkeiten sind spätpleistozäne Vergletscherungen auch im Sommerregengebiet der chilenischen Atacama unstrittig (GRAF 1991, JENNY & KAMMER 1996, SCHRÖDER, KRÖBER & BOLCH 1998). Da bisher absolute Datierungen nicht gelungen sind, werden die Höchststände der Gletscherverbreitung mit den Seenhochständen, die Folge von vermehrter Feuchtigkeit sind, korreliert.

VEIT (1995) verweist darauf, daß insbesondere die A-Moränen stark periglazial überformt worden sind und stellt sie damit vor die maximale periglaziale Glatthangbildung (auf der argentinischen Seite von GARLEFF & STINGL 1983, 1985 beschrieben). Da an den 41 000 Jahre alten Llullaillaco-I-Vulkaniten nicht ansatzweise Glatthangbildung beobachtet werden konnte (SCHRÖDER & SCHMIDT 1997), sind die A-Moränen wohl deutlich älter. Die frischen B- und C-Moränen ließen sich soweit gut in die weitestgehend unstrittigen und durch Zunahme der tropischen Sommerniederschläge (KESSLER 1985, 1991) hervorgerufenen Feuchtephasen um 32 000-28 000 B.P. (GARLEFF et al. 1994) und um 15 000-8 200 B.P. (GROSJEAN et al. 1991, 1998, MESSERLI et al. 1992, 1993, GROSJEAN 1994, KUHLEMEYER 1998, VEIT 1995, 1998) einordnen. Trotz der Schwierigkeiten, die sich bei Absolutdatierungen ergeben, muß wohl davon Abstand genommen werden, daß das außertropische spätglaziale Vereisungsmaximum um 20 000-18 000 B.P. im Sommerregengebiet der Atacama ebenfalls durch einen Maximalvorstoß belegt sei. Die Verhältnisse waren in dieser kühlen Phase offensichtlich zu trocken. Nach einer deutlich trockeneren Phase im Mittelholozän von 8 200-3 700 B.P. (KUHLEMEYER 1998) kam es dann am Südrand der Atacama vor ca. 3 000 Jahren zu wiederum feuchteren Bedingungen, die sich ca. 500 Jahre später auch in der ariden Diagonalen nachweisen lassen (SCHRÖDER & MAKKI 1998). Dabei bleibt ungeklärt, ob eine zunehmende Feuchtigkeit von Süden bis ins Sommerregengebiet wirksam war oder ob es lediglich zu einer Einengung der ariden Diagonale gekommen ist, die sich durch erhöhte Niederschläge bemerkbar machen mußte. Die jungholozäne Feuchtigkeitsphase hat auch eine verstärkte periglaziale Formungsintensität nach sich gezogen. So konnten auf 5 600 Jahre alten murenalen Sedimenten, die während der Llullaillaco-II-Phase abgelagert worden sind, intensive Frostmusterungen kartiert werden (SCHRÖDER 1998), die auf verstärkte Wechselwirkungen von Frost- und Salzsprengung zurückzuführen sind (SCHRÖDER, MAKKI & CIUTURA 1995). Bei durchgehender Trockenheit im Jungholozän wären nur Vergrusungserscheinungen möglich. Bleibt die Frage, ob die jungholozäne Feuchtigkeitsschwankung auf das Winterregengebiet bis zur ariden Diagonale beschränkt blieb, oder ob Ähnliches auch im Sommerregengebiet beobachtet werden kann?

## 4 Das Profil limnischer Bildungen

Im Tal des Rio Ocacucho am Fuße des Südabhanges des Cerro Sillajhuay (Abb. 3) ist auf einer Höhe von 3950 m ca. 1500 m östlich der Ortschaft Cancosa eine über 4 m mächtige Abfolge limnischer Sedimente durch ein natürliches Erosionsstadium des Rio Ocacucho angeschnitten (Abb. 4). Der gesamte Aufschluß ist mehrere 100 m lang, jedoch nur an wenigen Stellen, meist nur in den rezenten Prallhangabschnitten, frisch. Häufig führten hangdenudative Prozesse zur Abtragung der oberen Horizonte bzw. Abbrüche bedecken die untersten Horizontabfolgen. Der brauchbarste Aufschluß enthüllt insgesamt 26 makroskopisch deutlich voneinander unterscheidbare Schichten auf einer Gesamttiefe von 4,03 m, von denen 21 beprobt wurden.

Die Proben der überwiegend feinklastischen Sedimentlage sind Mischproben. In den Humusbändern wurden jeweils Bruchstücke entnommen, wobei darauf zu

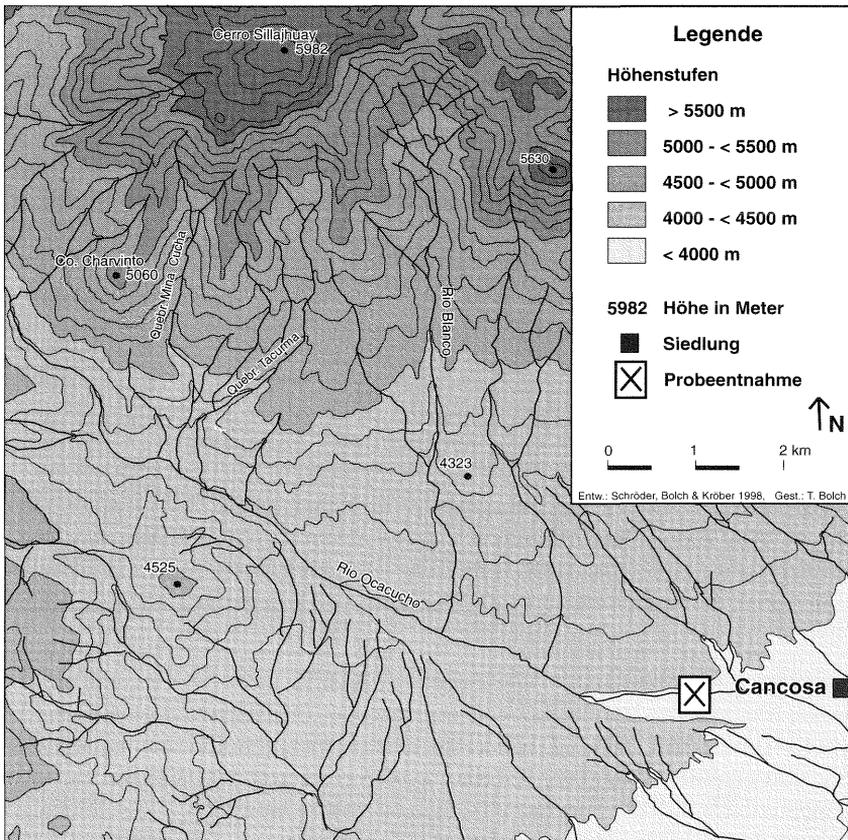


Abb. 3: Lage der Beprobungsstelle am Südabhang des Cerro Sillajhuay

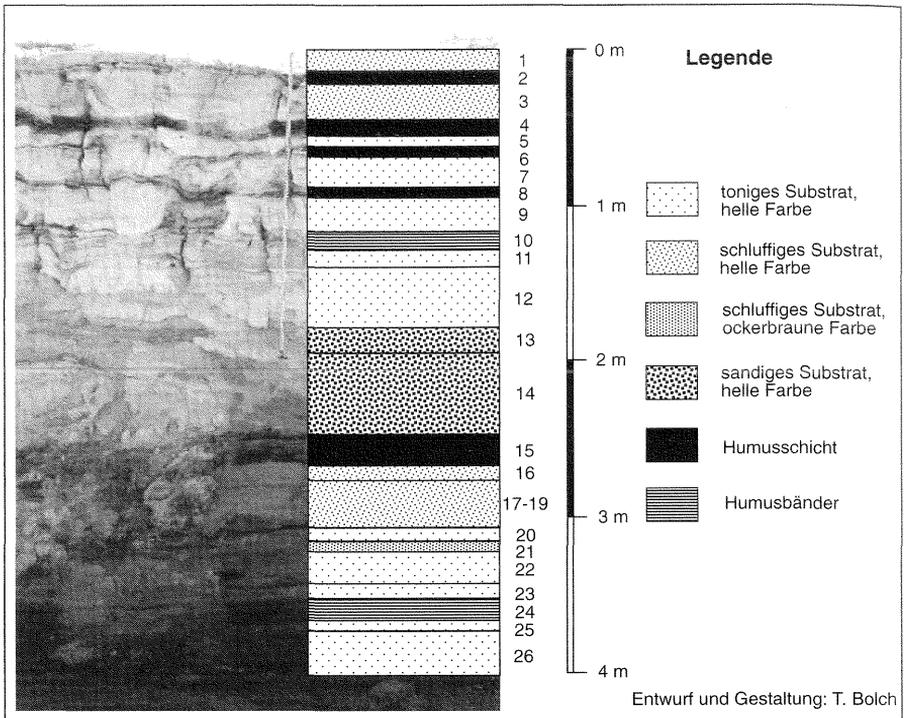


Abb. 4: Holozänes Erosionsstadium des Rio Ocacucho in limnischen Sedimenten am Südfuß des Cerro Sillajhuay

achten war, daß bei den z.T. recht schmalen Bändern kein Material von den Rändern mit in die Probe kam, um Verfälschungen zu vermeiden. Bestimmt wurden der Humusgehalt, die Korngrößenverteilung, der pH-Wert, der Carbonatgehalt und der Eisengehalt. Da die Sedimentierung aller Schichten im aquatischen und subaquatischen Milieu stattgefunden hat, sind die Werte nicht im Sinne einer Bodenbildung zu interpretieren. Auch nach dem erosiven Einschneiden des Rio Ocacucho in die recht weichen limnischen Bildungen kann an der nunmehr trockenen Seebeckenoberfläche keine hinreichende Bodenbildung beobachtet werden. Dies zeigt auch der Humusgehalt des auflagernden weißgrauen Kieses. Er liegt mit 2,66 % deutlich unter den Humusgehalten der feinklastischen Seesedimente tieferer Lagen.

Bei der Interpretation der Humusgehalte ist darauf zu verweisen, daß die angewendete Methode des Vergleichens der organischen Anteile im Muffelofen bei 450°C bei einer Temperatur stattfand, bei der auch der Schwefel mit verbrannt ist. Da aber die Schwefelzufuhr etwa gleichverteilt über den gesamten Zeitraum der Seebeckensedimentation sein dürfte, handelt es sich um eine kontinuierliche Abweichung. Auf Abb. 1 sind zwei größere helle Bereiche der Kammlinie des Cerro Sillajhuay erkennbar. Nur bei den linken handelt es sich um ein Firnfeld. Der rechte Bereich sind hell-

gelbe schwefelhaltige Porphyre in der Karrückwand des Rio Blanco-Tales. Aus dem Rio Blanco-Tal floß im frühen Hochglazial und im Spätglazial (vgl. unter Punkt 2) ein Gletscher, der längst auf dem Karboden und in der Karrückwand die hellgelben schwefelhaltigen Porphyre angeschnitten hatte. Auch die zugehörigen sehr hellen Schmelzwasserkiese sind im rechten Bildbereich noch deutlich zu erkennen. Da der Rio Ocacucho und auch der Rio Blanco bei den sehr trockenen Verhältnissen in der Gegenwart perennierend sind, ist zu erwarten, daß sie dies auch während der feuchten Phasen der Seenbildung waren und somit die Schwefelzufuhr in das Seenbecken bei den feinklastischen Sedimenten sehr ähnlich sein dürfte. Die zu erwartenden Abweichungen bei den Kieslagen sind insofern uninteressant, da in ihnen insgesamt sehr geringe Humusgehalte auftreten und bei reinen Kieslagen sowieso keine Beprobung erfolgte.

Bei stark humosen Schichten wurde auf die Bestimmung der Korngrößen verzichtet. Im überwiegenden Teil der limnischen Sedimente dominieren die Schluff- und Tonfraktion (Abb. 5). Nur bei der Probe 14 handelt es sich um einen kiesigen Sand, der durch einen wildbachartigen Zufluß zustande gekommen ist. Die ältesten untersuchten Schichten (Nr. 26, 25, 23, 22, 20, 19, 18 und 17) besitzen einen Ton- bis Mittelschluffanteil von über 90 %. Dies weist darauf hin, daß zu Beginn der Seenbildung außerordentlich ruhige Ablagerungsbedingungen existiert haben müssen. Auch scheinen die Ablagerungen eher im Beckenzentrum als im peripheren Bereich vor sich gegangen zu sein. Unterbrochen wurden diese Ablagerungen durch zwei grobklastische Sedimentationen (Nr. 24 und 21), die unruhigere, eventuell ufernähere Ablagerungsbedingungen vermuten lassen. Interessant ist, daß der gesamte Humus in diesem unteren Teil schlierenartig in die Sedimentationsprozesse einbezogen ist. Es handelt sich also nicht um Reste eines autochthon gewachsenen Horizontes, sondern um limnische Sedimentationen unter wahrscheinlich durchgängig aquatischen Bedingungen, bei denen allochthoner Humus eingespült ist. Dies führte dazu, daß die <sup>14</sup>C-Analyse<sup>1</sup> nicht auswertbar war, da keine interpretationsfähigen Ergebnisse zustande kamen. Die geplante Wiederholung der Beprobung in diesem unteren Teil würde sich dann auf die bisher nicht weiter berücksichtigten schmalen Humusbänder beziehen.

In den oberen Schichten dagegen konnten insgesamt fünf Proben bezüglich ihres Alters bestimmt werden (Tab. 1).

Tabelle 1: <sup>14</sup>C-Altersbestimmungen von Humusbändern in Seebeckensedimenten bei Cancosa

Probenname	Probennummer	Alter B.P.	Kalibriertes Kalenderalter mit 2-Sigma-Wahrscheinlichkeit des Hauptgipfels
Ata M 1	Erl 1257	720 ± 58	1172 - 1287 AC
Ata M 2	Erl 1258	935 ± 136	1099 - 1110 AC
Ata M 3	Erl 1259	3803 ± 164	1975 - 1736 BC
Ata M 4	Erl 1260	3909 ± 175	2054 - 1875 BC
Ata M 5	Erl 1261	4629 ± 188	2700 - 2547 BC

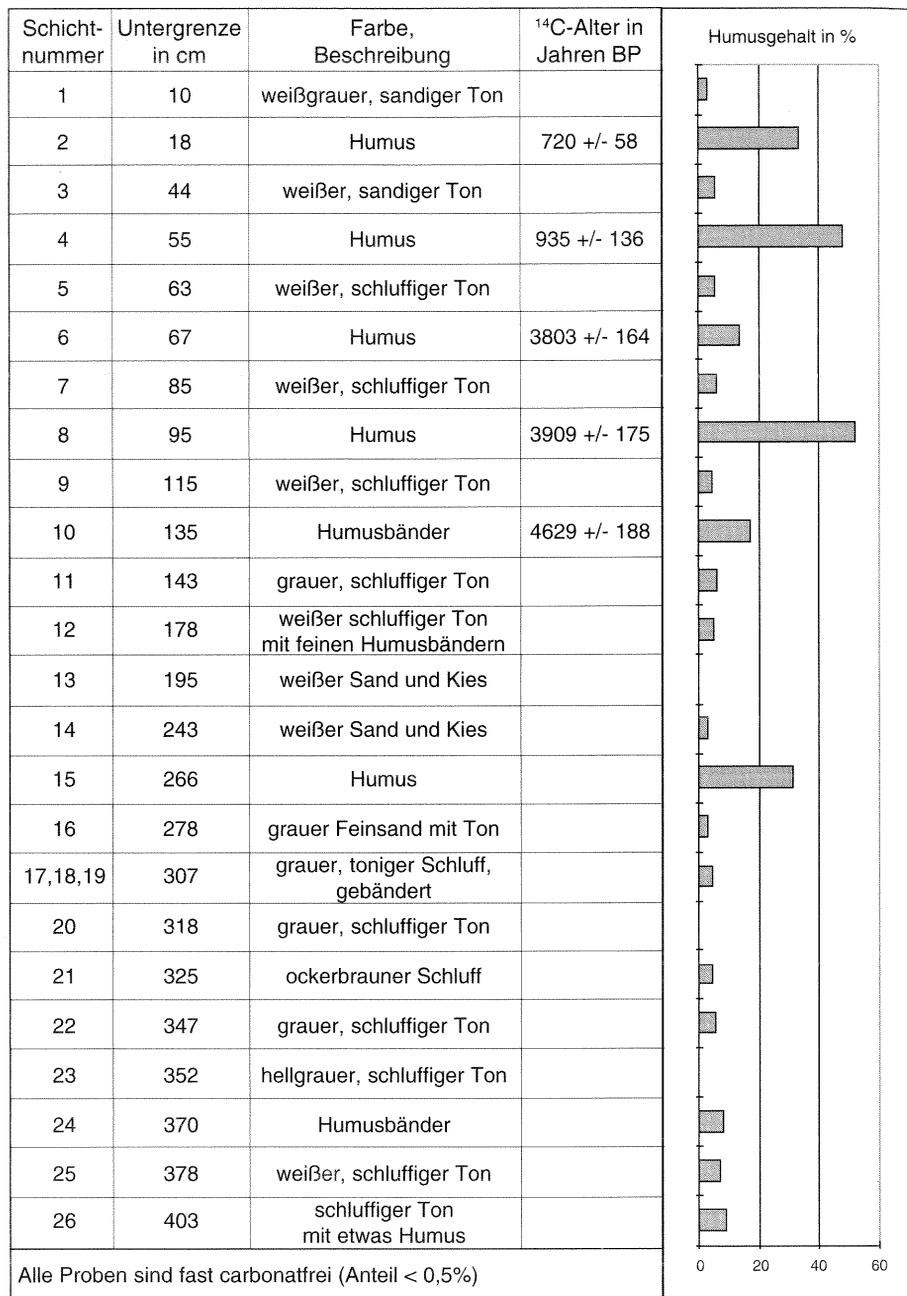
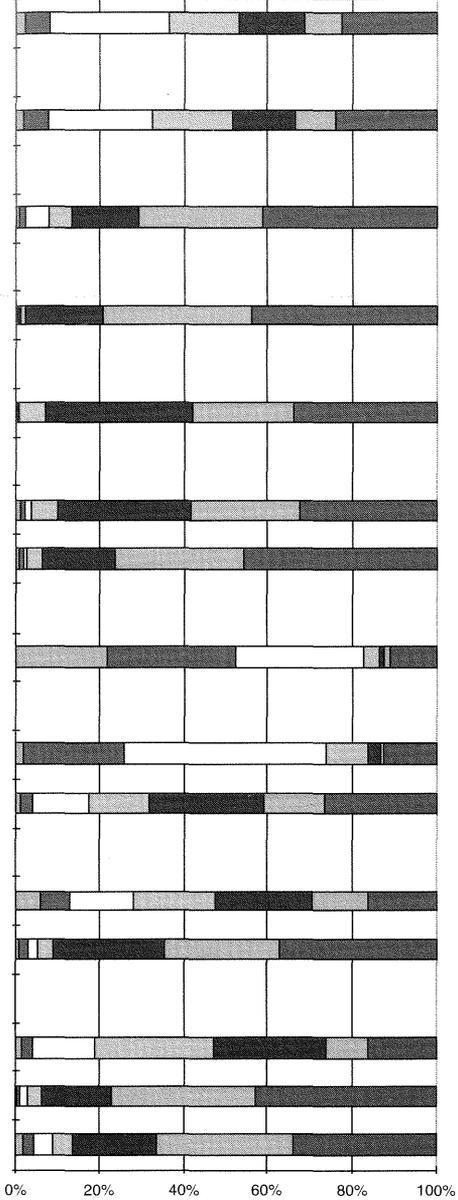


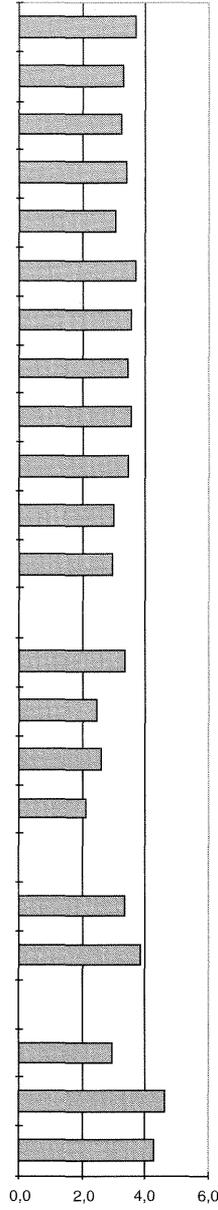
Abb. 5: Ausgewählte Kenngrößen des Beprobungsprofils mit Kennzeichnung der Lage der <sup>14</sup>C-altersbestimmten Horizonte

Korngrößenverteilung in %

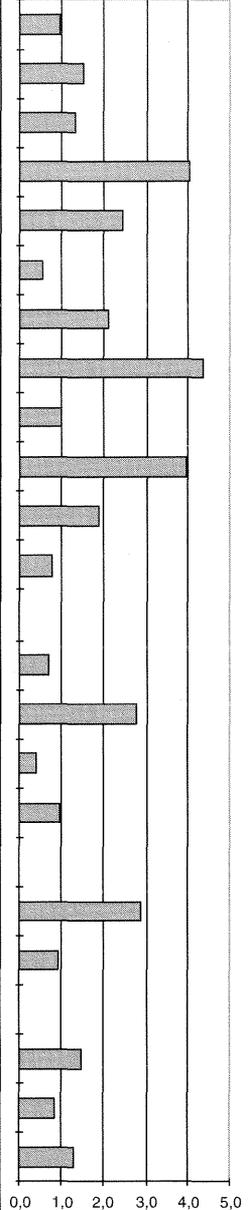
gS ■ mS □ fS ■ gU ■ mU ■ fU ■ T



pH-Wert



Eisengehalt



Aus den  $^{14}\text{C}$ -Altersbestimmungen ergibt sich, daß der Beginn der Seensedimentationen zwar nicht geklärt werden konnte, aber im Zeitraum zwischen etwa 4700 und 3700 B.P., also während der mittelholozänen Trockenphase nach KUHLEMEYER (1998), es im Becken von Cancosa zu mehrmaligen Verlandungserscheinungen gekommen ist, die nur durch schwache Sedimentationsphasen unterbrochen wurden. Dies korreliert recht gut mit den von MOURGUIART et al. (1992), MARTIN et al. (1993) und ARGOLLO & MORGUIART (1998) festgestellten sehr niedrigen Wasserständen des Titicacasees zwischen 4400 und 3900 B.P.

Das anschließende Aussetzen der Verlandung ist nicht durch eine Erosionsdiskordanz belegt, woraus zu schlußfolgern ist, daß sich ein offener Seenspiegel bildete, der zunehmende Feuchtigkeit voraussetzt. Auf dem Altiplano stellen ARGOLLO, FOURNIER & SERVANT (1987, zitiert in VEIT 1995) eine Zunahme der sommerlichen Starkniederschläge fest. Nach VEIT (1995) dauert die Phase der erhöhten Feuchtigkeit auf dem Altiplano etwa von 4200 bis 3000 B.P. Im Aufschluß sind allerdings in dieser Zeit keinerlei Grobsedimentierungen und auch nur geringe Mächtigkeiten feinklastischer Ablagerungen zu beobachten. Die zunehmende Feuchtigkeit ist also zumindest in diesem Teil des Cancosa-Beckens nicht durch erhöhte Abtragstätigkeit und damit verbundene Sedimentierungen belegt. Es ist zu vermuten, daß sich die Niederschlagssummen zwar deutlich erhöht haben, jedoch eine zunehmende Intensität der Einzelereignisse im Randbereich des Altiplano nicht stattfand. Diese Deutung steht nur scheinbar im Widerspruch zu den Ergebnissen von SCHRÖDER & MAKKI (1998) am Llullaillaco – hier konnte etwa zwischen 2500 und 1600 B.P. eine erhöhte Starkniederschlagstätigkeit mit Abtrag beobachtet werden. Es ist zu erwarten, daß erstens im Bereich der ariden Diagonale (Llullaillaco) die Wahrscheinlichkeit einer verstärkten Episodizität der Niederschläge und damit die Neigung zu Starkniederschlägen erhöht ist und zweitens sich bei zunehmender Feuchtigkeit die Vegetationsbedeckung, die ja auch heute im Sommerregengebiet größer ist (RICHTER 1996), beträchtlich ausweitete, so daß in der Umgebung des Beckens von Cancosa ein nicht unwesentlicher Erosionsschutz entstanden sein dürfte.

Nach VEIT (1995) gehen die Sommerniederschläge auf dem Altiplano etwa ab 3000 B.P. wieder zurück; etwa gleichzeitig erhöhen sich jedoch die Winterniederschläge (GARLEFF et al. 1991). Deren Einfluß dürfte im Becken von Cancosa jedoch wesentlich geringer gewesen sein. Im Becken von Cancosa können über etwa 1500 Jahre sehr ruhige Ablagerungen bei offenem Seespiegel beobachtet werden. Dann beginnt die Austrocknung. Sie steht im Widerspruch zu der von VEIT (1995) angenommenen Erhöhung der Sommerniederschläge auf dem Altiplano vor ca. 1500 B.P. Ab etwa 1000 B.P. macht sich die Austrocknung in den hangenden Humushorizonten bemerkbar. Mit großer Wahrscheinlichkeit kam es dann vor ca. 700 Jahren zum Auslaufen des Sees im Becken von Cancosa in den Salar de Coipasa. Über die Ursache soll hier nicht weiter spekuliert werden, jedoch setzte in der Folgezeit eine beträchtliche rückschreitende Erosion des Rio Ocacucho in die sehr weichen limnischen Sedimente ein. Die heutige Oberkante der Seesedimente liegt mehr als vier Meter über dem Bachniveau.

## **5 Zusammenfassung**

Im Vergleich zum Winterregengebiet der Atacama (VEIT 1995) und dem Bereich der ariden Diagonale (MESSERLI et al. 1992, SCHRÖDER & SCHMIDT 1997) liegen vom chilenischen Sommerregengebiet recht wenige Informationen über die spätpleistozäne und holozäne Landschaftsentwicklung vor, so daß die Bedingungen häufig unter die Verhältnisse auf dem Altiplano (vgl. ARGOLLO & MOURGUIART 1998) subsumiert werden. Dabei gilt es jedoch zu beachten, daß die Intensität und die Gesamtmengen der Niederschläge im Sommer nach Westen hin deutlich abnehmen und westlich der Andenhauptkette durch Lееeffekte auch zu dieser Zeit extreme Trockenheit herrscht. Da das Becken von Cancosa unmittelbar in der Andenhauptkette liegt, können die gefundenen Indizien für diesen Raum als repräsentativ gelten. Da bisher eine zeitliche Datierung von Moränenständen nicht gelungen ist, muß auf Daten aus Seenhochständen zurückgegriffen werden. Weitestgehend einig ist man sich, daß die spätglaziale/frühholozäne Feuchthe phase bis 8 200 B.P. zu einem letztmalig markanten Gletschervorstoß geführt hat. Ob in dieser Zeit bereits das Seenbecken von Cancosa angelegt worden ist oder zumindest zeitweilig existierte, bleibt bisher ungeklärt. Auch der sehr trockene Zeitraum bis 6 100 B.P. konnte noch nicht durch eine Erosionsdiskordanz belegt werden. Die anschließende Zunahme der Feuchtigkeit führte mindestens ab 4 700 B.P. zu einem offenen Seenspiegel. Die Sedimentationsverhältnisse zeugen dann von einem mehrfachen Wechsel zwischen Verlandungsphasen und überwiegend sehr ruhigen tonig-schluffigen Seebeckenablagerungen. Höchstwahrscheinlich durch schnelle rückschreitende Erosion des Rio Cancosa in die weichen limnischen Sedimente ist der Beckenboden vor ca. 700 Jahren trocken gefallen. Klimatische Einflüsse können nicht nachgewiesen werden, jedoch ist es möglich, daß der intensivierte Abfluß des Rio Cancosa nach einem einzelnen oder mehreren Starkniederschlagsereignissen die plötzliche rückschreitende Erosion induziert hat.

Die weiterführenden Untersuchungen werden sich mittels Bohrungen auf die tieferliegenden Schichten konzentrieren, um genauen Aufschluß über den Beginn der Seenbildung zu erlangen.

### **Anmerkung**

- 1) Herrn Professor Kretschmer und Herrn Morgenroth vom Lehrstuhl für Experimentalphysik der FAU Erlangen sei vielmals für die Durchführung der <sup>14</sup>C-Datierungen gedankt.

## Literatur

- ABELE, G. 1981: Trockene Massenbewegungen, Schlammströme und rasche Abflüsse; dominante morphologische Vorgänge in den chilenischen Anden. – *Mainzer Geogr. Studien* 23, 102 S.
- ARGOLLO, J., M. FOURNIER & M. SERVANT 1987: Depots fluviatiles en Bolivie, variations du regime des ecoulements au cours de Quarternaire recent. – *Seminaire „Paleolacs-Paleoclimats“*, proceedings, OSTROM: 19-23, Bondy.
- AGROLLO, J. & MOURGUIART 1998: Escenarios Paleohidrológicos y Paleoclimáticos de los últimos 25.000 años en los Andes Bolivianos. – *Bamberger Geogr. Schriften* 15: 1-15.
- GARLEFF, K., F. SCHÄBITZ, H. STINGL & H. VEIT 1991: Jungquartäre Landschaftsentwicklung und Klimageschichte beiderseits der Ariden Diagonale Südamerikas. – *Bamberger Geogr. Schriften* 11: 359-394.
- GARLEFF, K. & H. STINGL 1983: Hangformen und Hangformung in der periglazialen Höhenstufe der argentinischen Anden zwischen 25° und 55° südlicher Breite. – *Abh. Akad. Wiss. Gött., Math.-Phys. Kl.*, 3. Folge, 35: 425-439, Göttingen.
- GARLEFF, K. & H. STINGL 1985: Höhenstufen und ihre raumzeitlichen Veränderungen in den argentinischen Anden. – *Zbl. Geol. Paläontol.*, I, 1984, 11/12: 1701-1708, Stuttgart.
- GARLEFF, K., H. STINGL & H. VEIT 1994: New dates on the Late Quarternary history of landscape and climate in the Bóison of Fiambalá/NW Argentina (Province Catamarca). – *Zbl. Geol. Paläontol.*, I, 1993, 1/2: 333-341, Stuttgart.
- GRAF, K. 1991: Ein Modell zur eiszeitlichen und heutigen Vergletscherung in der bolivianischen Westkordillere. – *Bamberger Geogr. Schriften* 11: 139-154.
- GROSJEAN, M. 1994: Paleohydrology of the Laguna Lejia (north Chilean Altiplano) and climatic implications for lateglacial times. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109: 89-100, Amsterdam.
- GROSJEAN, M., B. MESSERLI & H. SCHREIER 1991: Seenhochstände, Bodenbildung und Vergletscherung im Altiplano Nordchiles: Ein interdisziplinärer Beitrag zur Klimageschichte der Atacama. Erste Resultate. – *Bamberger Geogr. Schriften* 11: 99-108.
- JENNY, B. & K. KAMMER 1996: Jungquartäre Vergletscherungen. *Climate Change in den trockenen Anden*. – *Geographica Bernensia*, G 46: 1-80, Bern.
- KESSLER, A. 1985: Zum Paläoklima und zur Paläohydrologie der spätglazialen Tauca-See-Periode auf dem peruanisch-bolivianischen Altiplano. – *Zbl. Geol. Paläontol.*, I, 1984, 11/12: 1647-1650, Stuttgart.
- KESSLER, A. 1991: Zur Frage der Änderung der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation auf dem Altiplano seit dem Spätglazial. – *Bamberger Geogr. Schriften* 11: 351-358.
- KUHLEMEYER, J. 1998: Holozäne Landschaftsentwicklung im Nordosten der Puna de Jujuj (Argentinien). – *Terra Nostra* 98/5: 95, Köln.
- MARTIN, L., M. FOURNIER, P. MOURGUIART, A. SIFEDDINE, B. TURCO, M. LABSY & J.-M. FLEXOR 1993: Southern Oscillation signal in South American paleoclimatic data of the last 7000 years. – *Quart. Res.* 39: 338-346, London.
- MESSERLI, B., M. GROSJEAN, K. GRAF, U. SCHOTTERER, H. SCHREIER & M. VUILLE 1992: Die Veränderungen von Klima und Umwelt in der Region Atacama (Nordchile) seit der letzten Eiszeit. – *Erdkunde* 46: 257-272, Bonn.

- MESSERLI, B., M. GROSJEAN, G. BONANI, A. BÜRGI, M.A. GEYH, K. GRAF, K. RAMSEYER, H. ROMERO, U. SCHOTTERER, H. SCHREIER & M. VUILLE 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, Berkeley.
- MOURGUIART, P., D. WIRRMANN, M. FOURNIER & M. SEUVANT 1992: Reconstruction quantitative des niveaux du petit lac Titicaca au cours de l'Holocène. – *C.R. Acad. Sci. Paris* 315 (II): 875-880.
- RICHTER, M. 1996: Klimatologische und pflanzenmorphologische Vertikalgradienten in Hochgebirgen. – *Erdkunde* 50: 205-237, Bonn.
- SCHRÖDER, H. 1996: Periglazial des Llullaillaco. – Ber. DFG-Proj., 75 S., Erlangen.
- SCHRÖDER, H. 1998: Subrezente und rezente Sedimente im Periglazial der Hochatacama. – *Erlanger Geol. Abh., Sonderband* 2: 89, Erlangen.
- SCHRÖDER, H., G. KRÖBER & T. BOLCH 1998: Periglazial des Cerro Sillajhuay im Sommerregengebiet der Atacama (Chile/Bolivien). – Ber. DFG-Proj., 73 S.
- SCHRÖDER, H. & M. MAKKI 1998: Das Periglazial des Llullaillaco (Chile/Argentinien). – *Peterm. Geogr. Mitt.* 142, 2: 67-84, Gotha.
- SCHRÖDER, H., M. MAKKI & M. CIUTURA 1996: Die Zusammensetzung und geomorphologische Wirksamkeit der Salze in der ariden Höhenregion der Atacama (Chile). – *Mitt. Fränk. Geogr. Ges.* 43: 259-273, Erlangen.
- SCHRÖDER, H. & D. SCHMIDT 1997: Klimamorphologie und Morphogenese des Llullaillaco (Chile/Argentinien). – *Mitt. Fränk. Geogr. Ges.* 44: 173-188, Erlangen.
- VEIT, H. 1994: Jungquartäre Landschafts- und Klimaentwicklung am Südrand der Atacama (Norte Chico, Chile). Ein Beitrag zur Paläoökologie der „Ariden Diagonale“ Südamerikas. – *Habil.-Schrift, Univ. Bayreuth*: 261 S.
- VEIT, H. 1995: Jungquartäre Landschafts- und Klimaentwicklung der zentralen Anden und ihres westlichen Vorlandes: Kenntnisstand und Probleme. – *Geomethodica* 20: 163-194, Basel.
- VEIT, H. 1996: Holocene landscape and climate evolution of the Central Andes. – *Zbl. Geol. Paläont.*, 1994, I, 7/8: 887-895, Stuttgart.
- VEIT, H. 1998: Holocene climatic changes and atmospheric paleocirculation in the northwestern part of the „Arid Diagonal“ of South America. – *Bamberger Geogr. Schriften* 15: 355-369.

