

La Glaciación Puna durante el Wisconsin, Deglaciación y Máximo Lacustre en la Transición Wisconsin-Holoceno y Refugios de Megafauna Postglaciales en la Puna y Desierto de Atacama

Late Pleistocene Puna Glaciation, Deglaciation and High Lake-Levels during the Transition Wisconsin-Holocene, and Postglacial Megafauna Refuges in the Atacama Desert and Puna Regions

CLAUDIO OCHSENIUS

Universidad del Saarlandes, República Federal de Alemania

SUMMARY

Ochsenius, C. (1986). "The Late Pleistocene Puna Glaciation, Deglaciation and High Lake-Levels during the Transition Wisconsin-Holocene and Postglacial Megafauna Refuges in the Atacama desert and Puna regions". *Geoscientific data (Geotectonics/Volcanology) support and important uplift of the Andean Cordillera during the Quaternary ("Junge Hebung")*. This phase of uplift (still continuing in some areas) was in an extension of more than 8,000 km not isometric but differential and reached an average of ca. 3,000 m in altitude. This last phenomena would be the cause for the discontinuous track and stratigraphical hiatus left by earlier glaciations (cf. "glaciation islands" during the Kansan/Mindel/Elster, etc.). Towards the Upper Pleistocene the uplift trend increased progressively permitting an extensive alpine glaciation during the Wisconsin along the whole Andes. In this context, ancient glaciations in the Andean region were limited, its areal depending less on the atmospheric cooling than on the preexisting topography (except, of course, southernmost South America).

The geomorphological features of the Puna Glaciation indicate a maximum advance of glacier tongues to 4,200 m, the regional average (between 17°-24° Lat. S) being at ca. 4,400 m.a.s.l. Radiocarbon datings of lacustrine sediments of basins with outlet (at 2,500 m) reveal the importance of the predominate effect of this glaciation for the evolution of perennial shallow lakes 27,000 y.B.P. Their water budget were more determined by emissary rivers (nivo-glacial regime), originated at the foot of glaciers, and not by a typical pluvial climate. High lake-levels (100-160 m depth) in closed basins were caused by the melting and rapid recession of glaciers (Deglaciation) at approximately 13,000-10,000 y.B.P. During the full-glacial the lacustrine status of these basins was much lower. Thus for example, the Carcote Basin (southernmost water body of the lacustrine Tauca Phase of the Altiplano) had a normal lake-level of about 2 m similar to the present Poopó Lake.

During the transition Wisconsin-Holocene an apparently contradictory ecological phenomena turned up: High lake-levels were contemporary with an increase of aridity in the non-lacustrine areas because of a major evaporation rate resulting of the postglacial trend of temperatures. This fact would also explain the drastic contraction of the prehistoric human settlement distribution pattern appearing the archaeological evidence (basicaly lithic workshops) in abundance around these paleoenvironments which at the present are filled with evaporites.

Still unknown is how long the deep fresh-water lakes resisted the worldwide Holocene climatic amelioration. However, it is probable that some reached ca. 9,000 y.B.P. After that time the whole region was submitted to an irreversible desertification.

In sum, during the last 30,000 y.B.P. two extreme situations characterized the stand of the lake-levels near the Occidental Cordillera, in the Atacama and Altiplano region: lower and middle status dominated during the full-glacial and exceptionally high levels (more than 100 m deep) during the drastic glacial recession (Eo-Holocene Deglaciation and very probably during the Last Interstadial before 27,000 y.B.P.).

Former paleoclimatological models, supposed a horizontal shift of the standard climatic zones to explain the major humidity of the region during the Last Glaciation (southern shift of the Equatorial Low Pressure area and/or northern drift of the Polar Front activity by 6° Lat.). The present study supports however that the atmospheric circulation pattern has remained constant. A proof is given by the total correspondence between the maximum in altitude, at the same latitude, of the firn snow line during the Puna-Glaciation and the present firn snow line. This would not only implicate that this region was one of the driest domains along the Andes but also the persistence in latitude of the Subtropical Low Pressure area.

Finally, the comparative analysis and reinterpretation of radiocarbon datings, on continental and local level, suggest the probability that isolated megafauna groups (Megatheriidae (*Megatherium*) Mylodontidae (*Glossotherium*) would have survived in the Atacama Desert and other regions of South America until far into the Holocene. The latest fauna findings show a typical refugial distribution pattern and are concurrent with the existence of oases in the Atacama (Pampa del Tamarugal). The edentate refuges (only 0,5% of a total of 500 paleo-ontological localities in South America) modify in no way the notable mass extinction of the South American megafauna towards the end of the Last Glaciation and its succession, in the Atacama and Puna region, by large camelid populations (Tribe *Lamini*), which occupied the vacant ecological niches left by the giant grazers.

ZUSAMMENFASSUNG

Ochsenius, e (1986): "Spdtpleistozdne Puna-Glaziation, Desglaziation und hohe Seespiegel wdhrend dem Ubergang wtsconsin-Holozdn und postglaziale Megafauna -Refugien in der Atacama-wüste und Puna- Gebieten". Eine vergleichende Analyse der vulkanologischen und tektonischen Studien führt zu der Schluiifotgerung, da(3 die pleistozdne Hebung der Andenkordillere im Durehsehnitt 3000 m betrug (cf. "Junge Hebungstheorie"). Diese Letzte Hebungspase, die immer noeh andauert, hatte auf über 8000 km einen differentiellen Verlauf Diese Tatsaeh konnte die Entstehung rdumlich getrennter "Vergletscherungsinseln" wdhrend der dltesten Kdlteperioden (z.B. Kansan/Mindel/Elster) bzw. ihren stratigraphischen Hiatus erkldren. Dieser Trend hat sich bis zum Jungpleistozdn progressiv entwickelt, um wdhrend des Wiseonsin die Anden durch eine extensive Vergletseherung zu bedecken. Die Entwicklung [ruherer Eiszeitalter im Andenraum (mit Ausnahme des australen Teils Südamerikas) hinge somit wenlger l'on der allgemeinen Abkühlung der Atmosphdre ab, als vielmehr vom prdexistenten Relief.

Die geomorphologischen Spuren der Puna-Glaziatíon belegen einen maximalen Vorsto(3 der Gletscherzungen bis auf 4200 m; der regionale Durchschnitt lag bei ca. 4400 m ü.d.M. (zwischen 170.240 Lat. S). Datierungen von lakustrischen Sedimenten (2500 m) aus Becken mit Abflu(3 weisen darauf hin, dass die Prddominanz der Puna-Glaziation von Bedeutung für das Entstehen perennierender Sü(3wasserseem 27000 aBPwar. Ihr Wasserhaushalt wurde weniger l'on Regenfallen als von Früssen (nival-glazialer Ursprung) bestimmt. Hohe Seespiegel (100-160 m Tiefe in geschlossenen Beeken bildeten sich dagegen erst durch das Schmelzen und den schnellen Rückgang der Gletscher vor ca. 13000-10000 aBP (Desglaziation). Diese gleihen geschlossenen Beeken wiesen während dem Eiszeitmaximum einen weitaus niedrigeren wasserstand au]. So hatte z.B. das Carcote Becken (südlichster Teil der Tauca-Phase im SW des Altiplano) einen durchschnittlichen wasserspiegel von 2 m, vergleichbar dem gegenwdrtigen Poopo-See.

Wdhrend dem Ubergang Wiseonsin-Holoziin kam es zu einem offenbar widersprüchlichem ökologischen Phdnomen: hohe Wasserspiegel waren kontemporárm mit einer zunehmenden Artditd in nicht-lakustrischen Gebieten, da die Evaporation aufgrund des postglazialen Temperaturtrends stiiirker war. Dies würde aueh die zunehmende Konzentration prdhistorischer menschlicher Siedlungen um diese Becken erklären, die gegenwdrtig von Evaporiten bedeckt sind.

Immer noch unbekannt ist, wie lange die tiefen Sü(3wasserseen und die angrenzenden Gebiete dieser weltweiten postglazialen Klimabesserung widerstanden. Es ist jedoeh wahrscheinlich, da(3 einige dieser Seen 9000 aBP erreichten. Naeh diesem Zeitpunkt begann die drastische Austrocknung der ganzen Region.

Zusammenfassend kann [estgehalten werden, da(3während den letzten 30000 aBPdie Seespiegelhöhe im Atacama- und Altiplano-Gebiet twesttliche KordillereJ von zwei Extremen eekennzeichnet war: niedriger bis mittlerer wasserstand während dem Eiszeitmaximum und au(3ergewöhnlich hoher wasserstand (über 100 m) während dem drastischen Gletscherückgang (Eo-holoziiine Desglaziation und sehr wahrscheinlich wdhrend dem Letzten Interstadial vor 27000 aBP).

Im Gegensatz zu früheren palaoklimatischen Modellen, die von einer horizontalen Verschiebung der klimagurtel ausgehen, um so die größere Feuchtigkeit dieser Region wdhrend der Vergletscherung zu erklären [Verschiebung der aquatorialen Tiefdruckgebiete gegen S; Vordringen der Polarfront gegen N um ca. 6 Breitengrade), geht der Verfasser davon aus, da(3 die Zirkulationsverhältnisse fast konstant geblieben sind. Ein Beleg dafür ist die [ast vollkommene Uhereinstimmung der maximalen Dauerschneegrenze wdhrend der Puna-Glaziation und der gegenwdrtigen Grenze, die auf demselben Breitengrad liegt. Dies würde bedeuten, da(3 diese Region einer der trockensten Bereiche in der ganzen Andenkordillere wdhrend des Wiseonsin war, eine Tatsache, die auch das Fortdauern des subtropischen Tiefdruckzentrums unterstüzt.

Schlie(3lich legt die systematische Analyse der absoluten Datierungen von Elementen der Familie Megatheriidae (Megatherium) und Mylodontidae (Glossotberium) auf kontinentaler und lokaler Ebene die Möglichkeit nahe. da(3 jereinezte Megafaunagruppen in den perianinen Oasen der heutigen Pampa del Tamarugal bis weit hinein in das Holoziiin überlebten. Die Edentata-Refugien (nur 0,5% von insgesamt 500 fossilen Fundorten in Südamerika) iindern nichts am globalen Prozess de Massenaussterbens gegen Ende der Letzten Eiszeit. Zu Beginn des Holoziiin wurden die von den großen Pflanzenfressern hinterlassenen ökologischen Nisehen in der Atacama und dem Altiplano von großen Camelidae-Populationen (Tribus Lamini) besetzt.

INTRODUCCION

En el marco de un proyecto mayor orientado a estudiar los principales mecanismos y procesos responsables de la evolución de la aridez en el Neotrópico durante el Cuaternario, la región del actual Desierto de Atacama representa, sin dudas, un capítulo fundamental.

Mis estudios comenzados allí en los comienzos de los años 70, ampliados subsecuentemente por la investigación *in situ* de otros dominios sudamericanos marcados por el sello de la aridez climática y biológica, han contribuido en buena parte en nuestra opinión a un panorama mucho más concreto en torno a la historia geológica y ecológica reciente de esas regiones. Un énfasis especial, sin embargo -en función de la preservación

de la geodata-, han recibido los eventos ocurridos durante el Pleistoceno Tardío, es decir, durante el último avance del hielo a nivel planetario!. Mucho resta aún por hacerse, especialmente en torno al desarrollo de paisajes áridos durante las fases glaciales más antiguas y más lejos aún en

Desietto de Atacama, Puna de Atacama, Altiplano Occidental: (Ochsenius 1970, 1971a, 1971b, 1972, 1973, 1974a, 1974b, 1974c, 1974d, 1976a, 1976b, 1977a, 1977, 1979, 1980, 1981). Caatinga del Nordeste del Brasil: (Ochsenius 1971c, 1972). Cinturón Arido Peri-Caribeño de Venezuela, Colombia y Antillas. Menores: (Ochsenius 1976a, Ochsenius in Bryan *et al.* 1976, 1977, 1978; Ochsenius 1977a, 1977b, 1978, 1979, 1980a, 1981b, 1983). Refugios de Aridez en los Andes del Ecuador, Colombia y Venezuela: (Ochsenius 1986a). Sudamérica: (Ochsenius 1978, 198üb, 1982, 1985a, 1985b).

torno al origen de la xerofitía sudamericana, ya en tiempos del Gondwana.

El presente estudio tiene por objeto la presentación de geodata inédita, así como la reinterpretación de otras exigida por la información geocientífica publicada en los últimos años, particularmente en lo que se refiere a la datación de los ambientes paleolacustres atacarneños y altiplánicos bajo el Trópico de Capricornio. Estos nuevos antecedentes revisten todavía una importancia mayor, dado que no alcanzaron a ser incluidos en los mapas globales publicados por Street & Grover (1979) para las fluctuaciones lacustres ocurridas durante los últimos 30.000 años A.P., en el marco del Programa CLIMAP. Lo mismo es válido para el status paleoclimático publicado por mí acerca de la glaciación en los Andes de la Puna de Atacama (Glaciación Puna. Ochsenuis 1973, 1977, 1982) poco conocida en la literatura reciente y que representa, tal vez, el inventario más amplio recabado *in situ*.

Un tercer punto tratado aquí versa sobre la reinterpretación de dataciones radiocarbónicas para elementos de megafauna tardía, hasta la fecha tenidas como fechas anómalas, pero que a la luz de un análisis a escala continental parecen estar representando especies de megafauna de carácter residual, hasta bien adentrado el Holoceno siguiendo un patrón de distribución de tipo refugio.

I. SOLEVANTAMIENTO PLEISTOCENICO ("JUNGE HEBUNG") Y GLACIACIONES EN LOS ANDES DE SUDAMERICA

La escasez de evidencias de glaciaciones antiguas, durante el Pleistoceno en los Andes Tropicales y Subtropicales de Sudamérica, parece cada día más estar intrínsecamente vinculada a la envergadura limitada en términos de altura del edificio andino, cuyo solevantamiento principal-al menos en términos geomorfológicos- parece haber ocurrido durante el Cuaternario Superior.

Polansky (1965) cree que el máximo de la glaciación pleistocénica en los Andes de Argentina ocurrió sólo durante la última edad glacial (Wisconsin/Würm), posiblemente debido a que el solevantamiento final de la Cordillera de los Andes tuvo lugar durante el último Interglacial a expensas de una intensiva neotectónica de bloques. Este hecho parece virtualmente demostrado - al menos en parte- por las investigaciones de Flint & Fidalgo (1964) para quienes ninguna de las morrenas estudiadas en los Andes de Argentina es de edad pre-Wisconsin.

Evidencias análogas en favor de un solevantamiento tardío importante para los Andes del Ecuador

y Cordillera Central de Colombia han sido presentadas por Sauer (1965) y Sauer & Putzer (1971). Tales argumentos son también avalados por las investigaciones recientes en Colombia realizadas por Cline, Hutching & Page (1981), Brunschweiler (1981) y Herd (1982), así como por los estudios sobre neotectónica practicados por Giegengack & Grauch (1973a, 1973b, 1977) en los Andes de Venezuela (una discusión más detallada para ambos casos, véase Ochsenuis 1980b, 1986a). En términos paleobiogeográficos es interesante notar que las primeras plantas de montaña en la Cordillera Oriental de Colombia aparecen recién en la base del Pleistoceno (Formación Tiltatá. Van der Hammen 1980, 1979) hecho que sugiere junto a la diversidad geológica de la cadena andina, la posibilidad de alzamientos diferenciales en el tiempo y en el espacio que en el caso de la gran cordillera en Sudamérica superan los 8.000 km de longitud. No se sabe aún cuánto tardó el alzamiento de la Cordillera Oriental. Lo que sí es seguro es que sedimentos lacustres del Plioceno se encuentran prácticamente horizontales, sin plegamientos, a una altura cercana a los 2.700 m indicando movimientos verticales notables. Más al NE en la Sierra Nevada de Santa Marta (5.775 m), Gansser (1955) ha calculado el solevantamiento intrapleistocénico en 2.000 a 3.000 m. Hay que notar que la evolución subaérea de este macizo sólo comenzó en el Plioceno, habiendo permanecido durante la mayor parte del Terciario bajo el mar.

Al sur del Ecuador, en la Cordillera Blanca del Perú (6.500 m), las investigaciones geotectónicas de Jenks (1956), Petersen (1958) y sobre todo por los estudios de Dalmayrac & Mattauer (in Auboin *et al.* 1973:213) muestran que la importancia del alzamiento pleistocénico debe estimarse en más de 3.000 m de un total cercano a los 4.000 ocurrido desde el Plioceno.

En los Andes Occidentales de la Puna de Atacama, así como del Trópico de Capricornio *sensu lato*, la estimación del solevantamiento pleistocénico revela la posibilidad de que éste haya sido más intenso que en las regiones antes mencionadas, es decir, un monto geomorfológico de 3.500 m a 4.000 m, lo que implicaría una rata promedio entre 0,18-0,20 cm/yr durante los últimos 2 a 2,5 my. (cf. Ochsenuis 1977, 1981. González 1969. Braun 1977) (ver Fig. 1).

Con excepción de aportes aislados, poco se ha avanzado, sin embargo, en relación a cuantificar las ratas de alzamiento a lo largo del Pleistoceno, particularmente durante los últimos 300.000 años. En tal sentido, no debemos olvidar un hecho fundamental y es que las huellas dejadas por las glaciaciones se hallan directamente y en forma dominante sobre los flancos de conos volcánicos.,

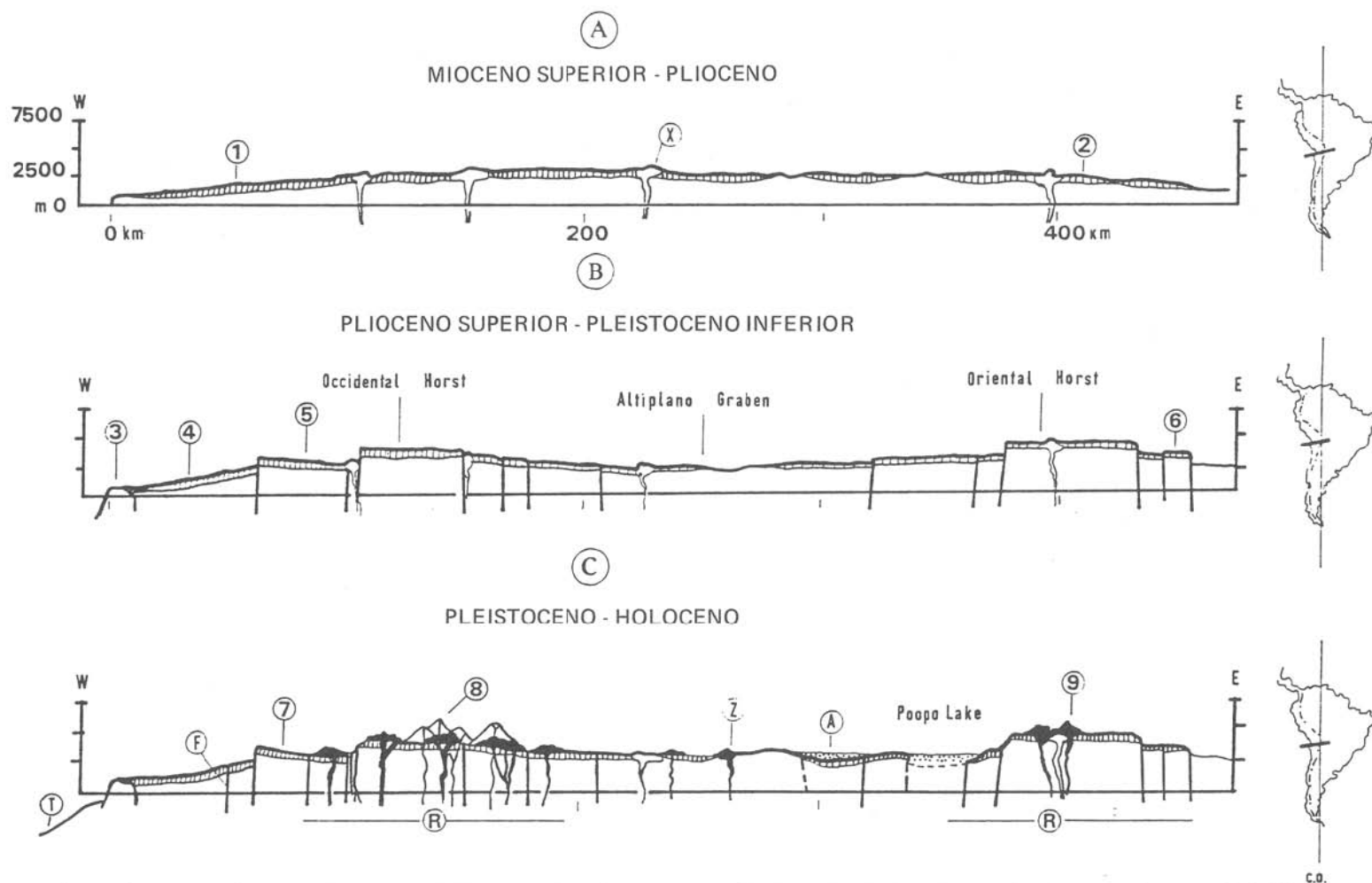


Fig. 1. Evolución Tectónica y Volcánica de las regiones de la Puna y Desierto de Atacama (Andes Centrales) durante el Cenozoico Superior e importancia del "solevantamiento joven"/"Junge Hebung" durante el Pleistoceno. (A) Volcanismo fisural y el Plateau Andino (extensos homoclinales del Beni y del Pacífico). (1) Formación Ignimbrítica (2,5-1,87 my B.P.). (2) Formación Los Frailes (7,5 my B.P.). (X) Efusivos fisurales riolíticos-dacíticos, (B) Ciclo Geográfico (Tectónica Diferencial de Bloques). (3) Cordillera de la Costa (Horst). (4) Depresión Central (Graben). (5) Cordillera Occidental (Horst) Altiplano de Bolivia (Graben). (6). Cordillera Oriental (Horst) y Planicies Aluviales del Beni (C). (7) Formación Huaylas. (8) Volcanes Holocénicos. (9) Volcanes Pleistocénicos (8/9 Formación Stratovolcanes/Form. Andesítica). (F) Zona de falla. (Z) Efusivos andesíticos (volcanismo central). (A) Sedimentos lacustres y aluviales. (T) Fosa submarina de Atacama, De acuerdo con González (1969), modificado por el autor.



Fig. 2: Auge glacial y depósitos morrénicos frontales situados al SW del Portezuelo El Azufre (ca. 4.200-4.500 m), fachada W de la Cordillera Occidental, sector Ascotán-Ojos de San Pedro, Provincia de Antofagasta. *Fig. 3:* Suelos poligonales (patterned ground) en el sector Lay-Lay-Ojos de San Pedro (ca. 4.500 m), Cordillera Occidental, Provincia de Antofagasta.

es decir, en un ambiente geológico joven caracterizado por un intenso volcanismo de estilo central. Muchos de tales volcanes son tan jóvenes en edad (Holoceno) que no muestran - a pesar de su gran altura- rasgo alguno de morfología glacial (Ochsenius 1977).

Dentro del marco histórico, seguido por las investigaciones geocientíficas en los Andes, resulta justo llamar la atención que la idea de un solevantamiento importante durante el Pleistoceno ha sido defendida hace ya alrededor de un siglo, de modo que la geodata reunida en los últimos

25 años vendría a apoyar la antigua "Junge Andenhebungstheorie" formulada por el geólogo Carl Christian Ochsenius, a partir de geodata mucho más limitada². La teoría del solevantamiento joven de los Andes fue establecida en 1886 y fue defendida fehacientemente por Ochsenius hasta el año de su muerte acaecida en 1906, llamando curiosamente la atención que tan pocos geólogos se hayan ocupado de ella.

² Ochsenius (1886, 1887a, 1887b, 1887c, 1888a, 1888b, 1890, 1891, 1896a, 1896b, 1898, 1899, 1901, 1902, 1903 / CL Weissneriel 1931; Amstutz 1982).

Con excepción de los aportes pioneros de Troll (1937), Heim (1947) y Clapperton (1972, 1981), la literatura glaciológica y geomorfológica ha otorgado poca atención a la neotectónica andina y sollevamiento pleistocénico asociado como control primario del areal alcanzado por las glaciaciones. Por ello concordamos con Clapperton (1972) cuando afirma: "Major discrepancies in the age of glacial deposits in the southern Andes indicate that the recency of Andean uplift is crucial to an appreciation of Pleistocene glaciation in South America".

En suma, la glaciación mejor documentada corresponde a la última edad glacial (Würm/Wisconsin)³. Es necesario notar, sin embargo, que más que el areal, la sistematización cronológica de la glaciación del Wisconsin, permanece en gran parte incierta y que las muchas interpolaciones a larga distancia practicadas, si bien atrayentes encierran no menos incertidumbre y riesgos. La existencia de glaciaciones más antiguas si bien probables no se conoce con certeza (cf. Servant 1977, Herd & Naeser 1974, Garner 1975, etc.)^{3a}. En nuestra opinión, si se acepta un alzamiento vertical de los Andes *sensu lato* a lo largo del Pleistoceno de importancia, también debe aceptarse el hecho que éste ha sido diferencial en un área mayor a los 8.000 km de extensión, lo cual permitiría explicar, en parte, el patrón de distribución de tipo "isla" para los depósitos glaciales antiguos. De esta manera, el modelo fragmentario de "islas de glaciación" fue revertiéndose progresivamente hacia una glaciación de alta montaña "continua", desde el Kansan/Mindel/Elster (o más atrás) hasta el Wisconsin.

3 Andes de Venezuela: Giegengack & Grauch (1973a, 1973b, 1977). Schubert (1973, 1974). Ochsenius (1980a). Andes de Colombia: Brunschweiler (1981), Van der Hammen (1981). Herd (1982). Ochsenius (1986c). Andes del Ecuador: Sauer (1965). Sauer & Putzer (1971). Hastenrath (1981). Ochsenius (1986a). Andes del Perú: Tricart (1965). Hastenrath (1971, 1978). Clapperton (1972, 1981). Mercer & Palacios (1977). Andes de Bolivia: Dobrovolsky (1962, 1968). Servant (1977). Servant & Villarroel (1979). Servant, Fontes, Argollo & Saliége (1981). Clapperton (1981). Andes de Argentina: Flint & Fidalgo (1964). Polansky (1965). Andes de Chile: (Norte), Hollingworth & Guest (1967). Hastenrath (1971). Ochsenius (1973, 1974, 1977, 1981). (Centro). Paskoff (1967). Weischet (1969). Caviedes & Paskoff (1975). Borde (1966). Santana (1967, 1973). (Sur). Porter (1981). Heusser (1981) entre muchos otros.

3a La única evidencia de glaciación pre-Pleistocena conocida al N de los 47° Lat. S corresponde a tillitas no consolidadas reportadas por Clapperton (1979, 1981b) en la Cordillera Real de Bolivia (ca. 3.27 Myr). "Tracks" de glaciaciones antiguas con edades similares y más antiguas (Mioceno Tardío) han sido documentadas sólo en la región oriental de la Patagonia (Mercer 1983), es decir, de una parte fuera de latitudes bajas y de otro sólo en áreas extraandinas.

Mediante esta hipótesis sería posible, entonces, compatibilizar la existencia de glaciaciones más antiguas en algunos sectores de los Andes, con los hiatus estratigráficos largamente dominantes. De manera que la existencia de depósitos antiguos estaría controlada más que por factores de erosión/preservación por antecedentes de geomorfología estructural y volcánica.

II. LA GLACIACION PUNA DURANTE EL WISCONSIN EN LA PUNA DE ATACAMA

El status geomorfológico de la Glaciación Puna, así como su efecto de predominio sobre al antepaís atacameño, fue definido por Ochsenius (1973, 1974, 1981) y ampliamente tratado en una monografía dedicada al Pleistoceno del Desierto de Atacama (Ochsenius 1977). (Fig. 4).

En lo fundamental -ya que mucho resta todavía por conocer-, la Glaciación Puna representa una glaciación de circo, cuyas formas de erosión y acumulación se extienden en forma irregular sobre los flancos de los altos conos volcánicos de la Formación Andesítica Cuaternaria (Pichler & Zeil 1969) de la Cordillera Occidental, y en forma marginal sobre las Sierra de la Prepuna del NW argentino. Esto es, desde las Sierras de Famatina y Aconquija por el NE hasta el alineamiento volcánico de Socompa y Llullaillaco por el SW (24° 3' S) y quizás un poco más al S sobre los flancos del Ojos del Salado y Tres Cruces (27° S). Puede afirmarse que el areal de esta glaciación es consistente también con el tramo andino tropical-subtropical de la actual Diagonal Árida Sudamericana (Ochsenius 1982, 1985a, 1985b). De allí que su máxima extensión en latitud coincida con el desarrollo austral de antiguos ambientes lagunares y lacustres situados a ambos lados de la cordillera y coronados hoy por extensas formaciones de evaporitas (cf. eje E-W dispuestos por los salares de Arizaro y Punta Negra sobre los 24°40'S que termina en los 26°20'S con los salares de Pedernales y de Antofalla).

El desarrollo morfológico de la Glaciación Puna, si bien limitado en relación a las glaciaciones del Wisconsin estudiadas en sus dos extremos (Paskoff 1967, Clapperton 1981), reviste una importancia paleoclimática de primer orden, por haber tenido lugar en el borde montañoso de uno de los dominios más áridos del mundo: el Desierto de Atacama. Sólo con su concurso puede ser explicado el carácter semiárido de la ecología regional y el biodinamismo mastozoológico correlativo presentes durante el Wisconsin. Sólo gracias a su influencia (predominio) puede entenderse el balance hidrológico responsable por el antiguo ordenamiento hidrográfico y ecológico de las numerosas cuencas arreicas de la Puna de Ata-

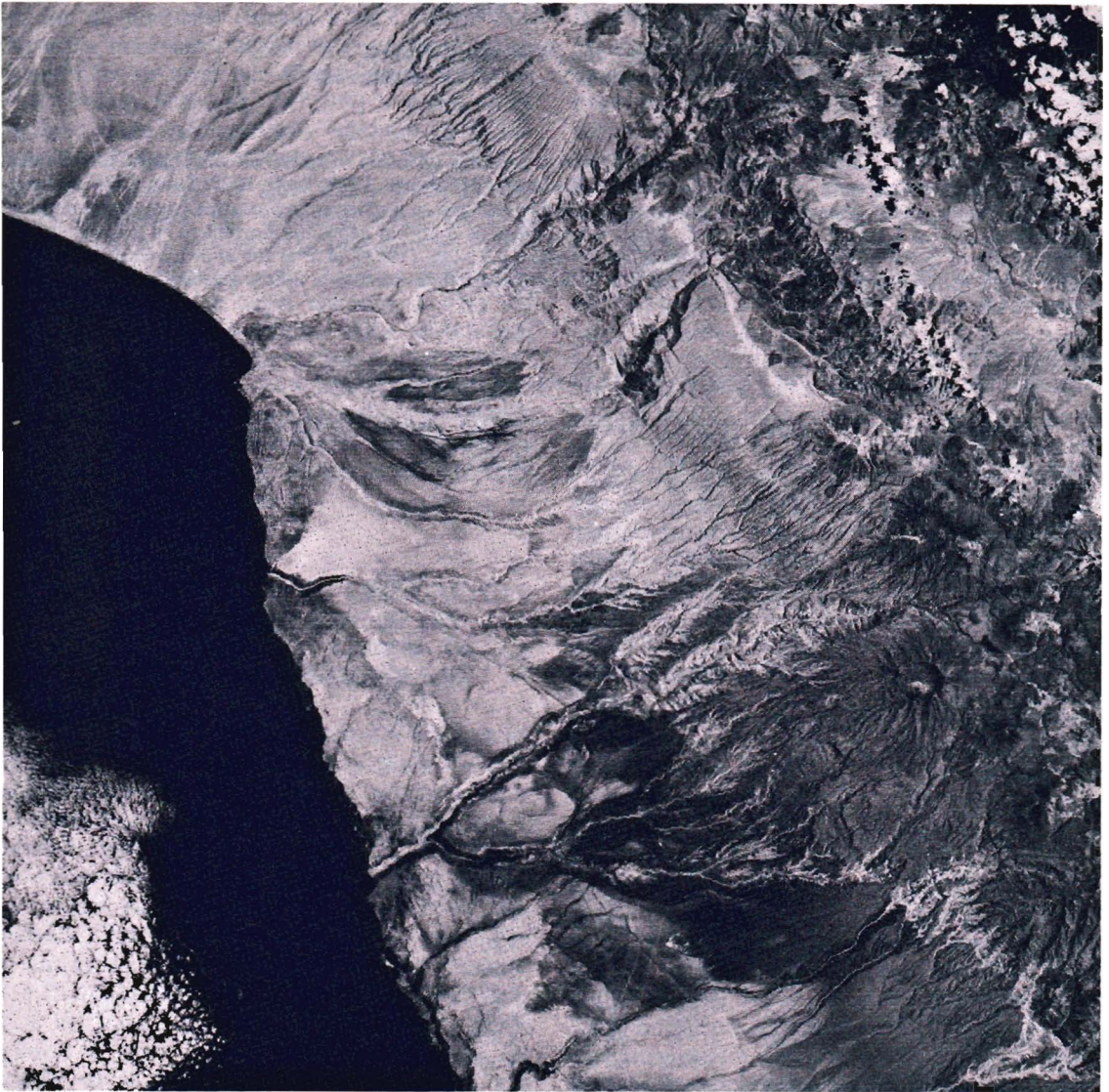


Fig. 4: Importancia geomorfológica del "efecto de predominio andino" (en parte generado por la Desglaciación de la Glaciación Puna) sobre la vertiente W de la Cordillera Occidental, Provincia de Tarapacá. En primer plano, profundos valles epigenéticos. Acumulación extensiva de evaporitas y sedimentos lacustres locales en el piedmont E de la Cordillera de la Costa. Fotosatélite del Proyecto ERST/248/1/12/75, gentileza del Convenio SEREM-NASA, Universidad de Chile.

cama (entre 2.700 m y 4.200 m), así como el desarrollo de ambientes lacustres perennes en el SW del Altiplano (altura media 4.200 m); todos los cuales, sin excepción, experimentaron los efectos de esta glaciación.

Las facciones geomorfológicas dominantes de la Glaciación Puna corresponden, básicamente, a circos glaciales (glacial cirques), valles glaciales sin o con pobre disección fluvial (U-shaped valleys), valles colgantes (hangin valleys), depósitos *morrénicos* (morainic deposits) y fluvio-glaciales (outwash deposits), así como crestas dentadas (faceted horns/arêtes), cuyo inventario es presentado en la Tabla 1. (Ver Figs. 2, 3, 10, 11).

A diferencia de los ejemplos reportados por Kinzl (1968) y Clapperton (1981 a) en la Cordillera Blanca, la existencia de artesis glaciales en la Puna de Atacama constituye apenas un rasgo incidental en el marco global de las facciones glaciales, alcanzando un desarrollo muy reducido. Sus mejores ejemplos se ubican de norte a sur sobre los flancos de la Caldera Ajoja, Volcán Larancagua, Portezuelo El Inca, Volcán Taconee y domo volcánico de Copacoya, este último descrito por Hollingworth & Guest (1967). El nivel alcanzado por los fondos de circo es irregular y guarda relación con la orientación de las laderas de exposición (hacia el E, nivel más bajo, más alto en la ladera pacífica). Estos fluctúan entre 5.000 m y 4.500

TABLA 1 / (Cf. Fig. 6)

Glaciación Puna (Wiseonsin/Worm)
(Basado en Ochsenius 1973, 1977, 1981 modificado)

Sierras de la Prepuna de Argentina:

Glaciación de circo reportada por largo tiempo en la literatura, pero mal conocida en los Nevados de Chañi, Cachi, Sierras de Aconquija y Famatina entre 240-280 S y 660-680 W (Rasmus, 1916; Penck, 1920; Tapia, 1929; Kuhn, 1929; Rohmder, 1942; Turner, 1960). Magnani (1958) distingue dos avances glaciales en las Sierras de Famatina cuyo límite inferior habría alcanzado los 4.200 m. Turner (1960) señala a una altura de 5.000 m depósitos morrénicos en los Nevados de Palermo y Cachi (6.730 m) arrasados por erosión. De acuerdo con Colqui (1962), el nivel actual de nieves permanentes llega a 5.400 m, mientras que es posible pensar que la nieve permanente durante la última glaciación se ubicó entre 4.600 y 5.400 m.

Andes de la Puna de Atacama:

(Norte de Chile, SW de Bolivia entre 17°39' y 19°42' S en tomo al meridiano 680 W).

I. Altiplano de Arica	(Altura)	(Lat. S.)	(Long. W.)	(Circo)	(Morrena)	(Valle Glacial)	(Hielo Estático)
(1) Volcán Tacora	5.985	17°39'	64°45'	5.000			5.988
(2) Volcán Tarapacá	5.515	18°08'	69°30'				5.815
(3) Vn. Larancagua	5.530	18°05'	69°02'		4.500		5.500 2.500m ²
(4) Vn. Sajama	6.520	18°07'	65°02'				6.500
(5) Vn. Guane-Guane	5.200	18°09'	69°16'				
(6) Vn. Pomerape	6.240	18°09'	69°03'		4.500		
(7) Vn. Parinacota	6.630	18°11'	69°04'				6.600 10.000 m ²
(8) Caldera Ajoya	5.530	18°13'	69°05'		4.300	±2km	
(9) Vns. Quisiquini	6.489	18°15'	69°03'		4.950		
(10) Vn. Humarata	5.730	18°20'	69°02'		4.430		5.700 25.000 m ²
(11) Vn. Acotango	6.050	18°22'	69°02'		4.200		6.000 (=10/11/13)
(12) Vn. Guallatiri	6.060	18°25'	69°03'		4.260		6.000 6.000 m ²
(13) Vn. Capurata	5.990	18°25'	69°02'				5.940
(14) Vn. Chapire	5.930	19°42'	68°04'		4.200		
II. Altiplano de Antofagasta (N de Chile y SW Bolivia entre 20°15'-24°43' S):							
(15) Vn. Rinconada	5.860	20°15'	68°45'	4.500			
(16) Vn. Barranco	5.900	20°16'	68°43'	4.600			
(17) Vn. Aucanquilcha	6.145	21°14'	68°28'	5.200			
(18) Vn. Ollagüe	5.870	21°18'	68°13'	4.800			
(19) Vn. Pabellón	4.824	21°23'	68°30'	4.500			
(20) Vn. Chela	5.648	21°23'	68°30'	4.800			
(21) Vn. Chijliapichina	4.932	21°22'	68°15'	4.500			
(22) Vn. Araral	5.680	21°37'	68°13'	4.800			
(23) Vn. Ascotán	5.475	21°39'	68°06'	4.600			
(24) Vn. Portuezuelo El Inca	5.595	21°46'	68°05'		4.500	± 1,5 km	
(25) Vn. San Pedro	6.114	21°53'	68°22'		4.300		
(26) Vn. Vn. Paniri	5.960	22°03'	68°13'	4.900			
(27) Vn. León	5.771	22°09'	68°22'	4.900			
(28) Vn. Toconce	5.435	22°12'	68°04'	4.900		±2km	
(29) Vn. Linzor/Deslinde	5.679	22°07'	67°57'	4.280			
(30) Vn. Tatío	5.652	22°16'	67°58'		4.280		
(31) Vn. Socompa	6.031	24°10'	68°30'		3.900		(Línea de Nieve Per.)
(32) Vn. Llullaillaco	6.723	24°43'	68°45'				6.500-5.600

Andes de Atacama/Coquímbo (N de Chile y W Argentina entre 24°43' S-30°14' S):

(33) Vn. Ojos del Salado	6.880	27°05'	68°32'				6.600-5.400
(34) Vn. Tres Cruces	6.330	27°06'	68°46'		3.900		
(35) Glaciación La Laguna	3.600	30°14'	70°05'	(Paskoff, 1967)			

Andes de Chile Central (entre 33°-34°40' S):

(36) Glaciación Portillo (Curso Superior del Río Aconcagua)				(Caviedes, 1972)	2.800		4.200
(37) Glaciación Los Queltehues (Curso Superior del Río Maipo)				(Borde, 1966)	1.700		4.200
(38) Glaciación El Manzanar (Curso Superior del Río Cachapoal)				(Santana, 1967)	1.200		4.000

m, con un promedio cercano a los 4.800 m. Los depósitos morrénicos siguen este patrón irregular alcanzando un nivel que fluctúa entre 3.900 en el S (Volcán Socompa. 24°10' S y 4.980 en el extremo norte (alineamiento volcánico de Quisiquini en el Altiplano de Arica. 18°15' S con un nivel promedio que se sitúa a los 4.400 m. En varias localidades, sin embargo, entre 18° 11' S y 22° 16' S las morrenas alcanzaron en forma más o menos clara el nivel de los 4.200 m. La altura media de los auges glaciales se sitúa un poco encima de este último valor (4.400 m). Antes de entrar a analizar el nivel probable alcanzado por la depresión de la línea de nieves permanentes durante la última glaciación, es preciso discutir los diversos problemas que implica la constatación en el trópico andino árido de la línea actual de nieves permanentes.

III. PROBLEMATICA DE LA LINEA ACTUAL DE NIEVES PERMANENTES EN LOS ANDES TROPICALES ARIDOS DE LA DIAGONAL ARIDA SUDAMERICANA

Si por línea de nieves permanentes se entiende:

(1) Divisoria que separa las áreas bajo nieve de aquellas libres de ellas. (2) Línea variable durante el transcurso del año, cuya altura media marca el nivel de las nieves permanentes. (3) Piso climático dentro del cual impera el clima nival y tienen su origen las lenguas de hielo. (4) Posee una entrada superior (input) o zona de alimentación y una salida inferior o zona de ablación (output). (5) Su límite inferior coincide con el nivel superior del bosque, tenemos, entonces, muy pocos puntos de apoyo para que su definición en los Andes de la Puna de Atacama represente una tarea sencilla.

Las precipitaciones nivosas en la Puna de Atacama se concentran por lo normal durante la estación estival que no excede a 4 meses (diciembre-marzo), con el agravante de que precisamente, al mismo tiempo, ocurren los montos de radiación solar más elevados de Sudamérica ($1,5 \times 10^6$ kcal/m²/año Ochsensius 1971b). Este factor, junto a los fuertes vientos de alta montaña, conforma por sí solo la causa principal de una rápida diagénesis, de manera que al finalizar la época de lluvias y nieve, conocida como el "Invierno Boliviano", no persiste en la región un solo campo de nieve.

La concentración temporal de las precipitaciones así como la rápida fusión nival sobre los 4.000 m acarrearán sobre la mediana montaña y tierras más bajas una serie de consecuencias nefastas, especialmente para los asentamientos humanos allí establecidos. Como resultado de

la aridez permanente bajo los 3.000 m, numerosas quebradas, algunas por largos años sin funcionar, sufrirán crecidas espasmódicas, evacuando hacia las tierras más bajas miles de toneladas en suspensión de sedimentos finos conocidos como "avenidas" (mud flows). La fuerza destructora de estas corrientes o flujos de barro es de tal magnitud que bastarán pocos minutos para sepultar campos de labrío, arrancar redes ferroviarias, de telégrafos, así como, eventualmente, destruir caseríos precordilleranos. En adición a estos procesos de arroyada, bastará un leve incremento de la isoyeta de 2.500 m (10 mm/año) para que los efectos alcancen el nivel de desastre. Así, por ejemplo, una tormenta de corta duración en el verano de 1974 en la región de Chichú-Calama, en donde la mayoría de las construcciones constan sólo de muros de adobes y techo de paja, bastó para causar graves destrozos y alarma en la población. Chiuchiu (22°30' S-69° W; 2.500 m) registra, por lo general, períodos de hasta 15 años sin precipitación, mientras que en Iquique en el litoral (20°30'S - 69°50'W) las precipitaciones no superan los 0,12 mm en 12 años.

Brüggen (1929, 1950), basado en gran parte en los estudios de Brackebusch (1892) y en el trabajo de Habilidad de Penck (1914), sitúa ellírnite de nieves permanente a 6.000 m, nivel no reconocido por Iliboutry (1956) cuando publica la síntesis más acertada actuo-glaciológica para Chile, dejando toda la región al N de los 26° (Puna de Atacama) sin representación. Recientemente Hastenrath (1971), basado en los datos aportados por Brüggen y en un survey realizado por él en 1969, estima el nivel actual de nieves permanentes en 5.800 m. Mientras Nogarni (1982) indica que éste debe encontrarse más allá de los 6.500 m basándose en las nieves temporales reconocidas en el Volcán Lullaillaco (6.723 m) ubicado en el borde austral de la Puna de Atacama (24°33'S). Ambos autores no mencionan, sin embargo, las masas de hielo estático existentes entre 17° 39' y 18°25' S que abarcan una extensión cercana a los 70.000 m² y que se distribuyen de la siguiente forma: Sobre el macizo volcánico de Larancagua (5.530 m) los ventisqueros cubren un área de 3.500 m² de la cumbre. En los Nevados de Payachata los campos de hielo alcanzan un total de 19.000 m², concentrados, particularmente, sobre la cumbre del Volcán Parinacota (6.350 m; ca. 10.000 m²), cuyo espesor de acuerdo con Katsui & González (1968) supera los 15 m. Otros glaciares importantes se sitúan sobre la cumbre del Macizo Volcánico de Quimsachata (integrado por los volcanes Capurata (5.990 m), Acotango (6.050 m), y Humarata (5.730 m)) alcanzando un área de 25.000 m². A esta misma latitud y sobre la cumbre del Volcán Guallatiri los hielos cubren una

superficie de ca. 6.000 m². Más al S entre 18° 27' y 28° S presencia de hielo estático es conocida desde las cumbres de los volcanes Oyahue (5.870 m; 21°18'S) y Ojos del Salado (6.885 m; 27°05'S). De esta manera, el nivel medio alcanzado por los glaciares actuales en la región se ubica a 6.200 m.s.n.m., quizás el nivel más alto conocido a nivel mundial. La variabilidad de este nivel en un espacio superior a los 1.000 km (18° - 27° S) es mínima alcanzando apenas un descenso de 200 m.

La existencia de estos glaciares de altura apoyaría la idea de una Neoglaciación de alcances limitados, durante una fecha bien adentrada en el Holoceno o en tiempos históricos. Ello se apoya en el hecho indiscutible de que los Nevados de Payachata, en especial del Volcán Parinacota, han evolucionado largamente durante el Holoceno, es decir, mucho después de la recesión final de los glaciares hacia el fm del Wisconsin (cf. Neoglaciación en la Cordillera Central de Colombia. Herd 1982). (Ver Fig. 5).

Con miras a fijar el nivel actual de nieves permanentes, dos parámetros deben todavía tenerse en consideración. De un lado el límite inferior de la glaciación actual recién mencionada a 6.200 m y el nivel máximo alcanzado por los bosquillos de *Polylepis tomentella* (Rosaceae). Cf. Ochsenius 1977. Simpson 1979. Jordan 1983) reportados hasta 5.000 m.s.n.m. Nivel que para las montañas áridas tropicales representa

la altura máxima alcanzada por el bosque. Entre ambos niveles, si bien no existe un manto de nieves permanentes, existe un horizonte discontinuo (dependiendo del substrato) de suelos permanentemente helados (suelos poligonales/patterned ground) indicativos de un ambiente periglacial. Si se toma este nivel como equivalente a la línea de nieves permanentes (ver Fig. 3), ella debería hallarse alrededor de los 5.500 m de promedio. Lo que también es consistente con la curva descrita por la línea de nieves permanentes trazada por Uiboutry entre los 47° y 25° Lat. S. En cambio, si se toma el nivel promedio alcanzado por los glaciares ésta se hallaría unos 500 a 700 m más arriba. Todos estos antecedentes explican, en parte, las dificultades existentes para poder fijar la depresión de la línea permanente durante la última glaciación, así como las diferencias relativas de los valores sostenidos por los diferentes autores (ver Fig. 5).

TABLA 2

Autor	LNP m	LNPW m	DLNPW m
Hastenrath (1971)	5.800	4.500	1.300
Ochsenius	25.500	4.800	700
	36.200	4.800	1.400
Nogami (1982)	6.500	5.000	1.500

2 basado en el límite de suelos permanente helado y límite superior de los bosquillos de *Polylepis*. 3 basado en el límite promedio de los glaciares actuales.

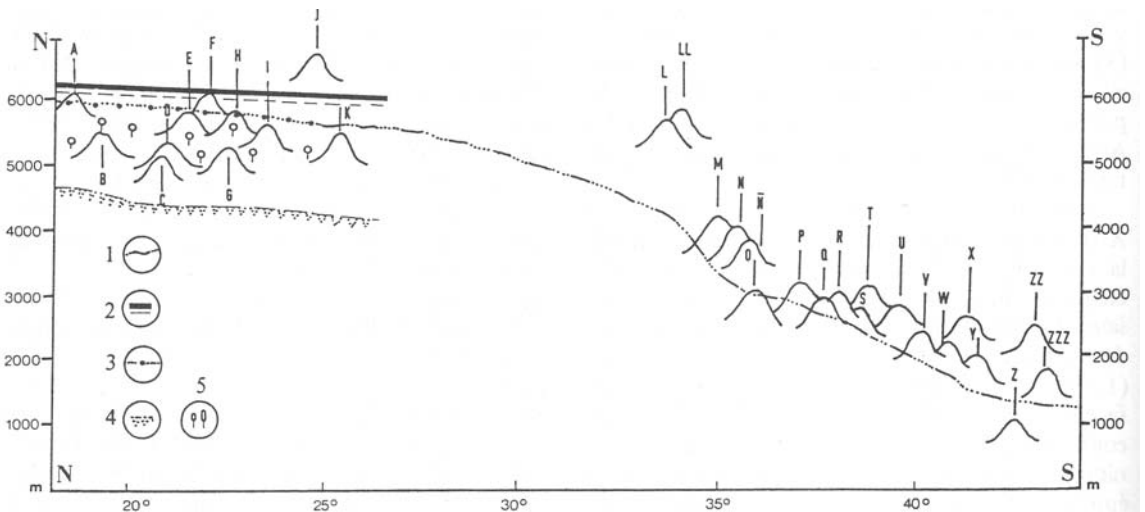


Fig. 5: Límite actual (LNP) y durante el Wisconsin (LNPW) de las nieves permanentes y su correlación con el límite actual de suelos pautados y de crecimiento máximo de los bosquillos de *Polylepis tomentella* y comparación con el LNP en otras regiones de los Andes de Chile, entre 35° y 50° Lat. S. (1) LNP de acuerdo con Lliboutry (1956). (2) Límite de la glaciación actual (hielo estático). (3) Límite de los suelos poligonales. (4) Límite tentativo de la LNPW. (5) Límite de crecimiento de *Polylepis*. Volcanes: (A) Guallatiri, (B) Isluga, (C) Irrupurruncu, (D) Olea, (E) San Pedro, (F) Oyahue (u Ollagüe), (G) Purana, (H) Tatío, (I) Laskar, (J) Llullaillaco, (K) Lastarria, (L) Tupungatito, (LL) San José, (M) Tinguiririca, (N) Peteroa, (Ñ) Descabezado Grande, (O) Quizapú, (P) Nevados de Chijlán, (Q) Antuco, (R) Los Copahues (o Copahue), (S) Lonquimay, (T) Llaima, (U) Villarrica, (V) Gran Riñihue, (W) Gran Nilahue, (X) Puyehue, (Y) Osorno, (Z) Hualqui, (ZZ) Minchinamávida, (ZZZZ) Corcovado.

Cualesquiera sean los valores de la Tabla 2 aceptados, al menos una conclusión surge claramente y es que tanto el nivel alcanzado hoy y durante el Wisconsin por la línea de nieves permanentes (LNPF/LNPW), ambas representan la altura máxima alcanzada a lo largo de todos los Andes de Sudamérica. Con otras palabras, los Andes de la Puna de Atacama fueron en el contexto andino *sensu lato* una de las regiones más secas. Otro hecho que apoya esta idea es que mientras el descenso N-S de la glaciación entre 17° y 24°S fue apenas de 300 m, éste se torna claramente abrupto a partir de los 27° pasando de un avance máximo a los 4.200 m (establecido por depósitos morrénicos) a una altura de 3.100 m en la Cordillera de Elqui a poco más de 300 km (ver Fig. 6. Cf. Glaciación La Laguna, Paskoff 1967. Caviedes y Paskoff 1975). El umbral que separa ambas glaciaciones (Puna-La Laguna), a pesar de su importancia, ha recibido poca atención y en nuestra opinión parece estar vinculado a una disyunción en la circulación atmosférica que controló el paleoclima de ambas regiones.

El avance máximo de las glaciaciones de Chile semiárido y mediterráneo indica que fueron mucho más intensas. Junto con la Glaciación La Laguna, cuyos glaciares descendieron hasta 3.100 (30° 14' S) las glaciaciones de Portillo (avance máximo hasta 2.800 m. Caviedes & Paskoff 1975), de Los Queltehues (hasta 1.700 m. Borde 1966) y el Manzanar (hasta 1.200 m. Santana 1967) muestran una clara consistencia con el avance máximo alcanzado por la Glaciación Puna. También permite concluir que el gradiente se toma mucho más suave a medida que se avanza desde

la latitud de La Serena (ca. 29°40' S) hacia el sur y que el cambio más brusco se produce entre el actual dominio semiárido y el Desierto de Atacama, particularmente entre los 27° y 30° Lat. S. (compárese, en este sentido, la línea actual de nieves permanente trazada por Lliboutry en la Fig. 5, así como el fuerte cambio de gradiente mencionado en la Fig. 6).

IV. HIPOTESIS PALEOCLIMATOLOGICAS

La comprobación de la existencia de una glaciación representa una tarea en paleoclimatología mucho menos compleja que aquella de explicar la dinámica contemporánea de la circulación atmosférica dominante. Es quizás por ello que no resulte sorprendente, que mientras más teóricos sean los modelos climatológicos, mayores sean las divergencias de correlación con la geodata paleoecológica proveniente del paisaje mismo. Tales divergencias son comunes en los estudios del Cuaternario y sólo son posibles de acortar al amparo de una mayor colaboración interdisciplinaria.

Hipótesis Movilistas (Shift of Climatic Zones)

Bajo esta denominación se agrupan aquellas hipótesis que favorecen un desplazamiento horizontal, es decir, latitudinal de las zonas climáticas conocidas. Ya sea -como en nuestro caso- a través del desplazamiento en dirección del Polo Sur de la Zona de Baja Presión Ecuatorial (Equatorial Through Zone), o viceversa, la deriva duran-

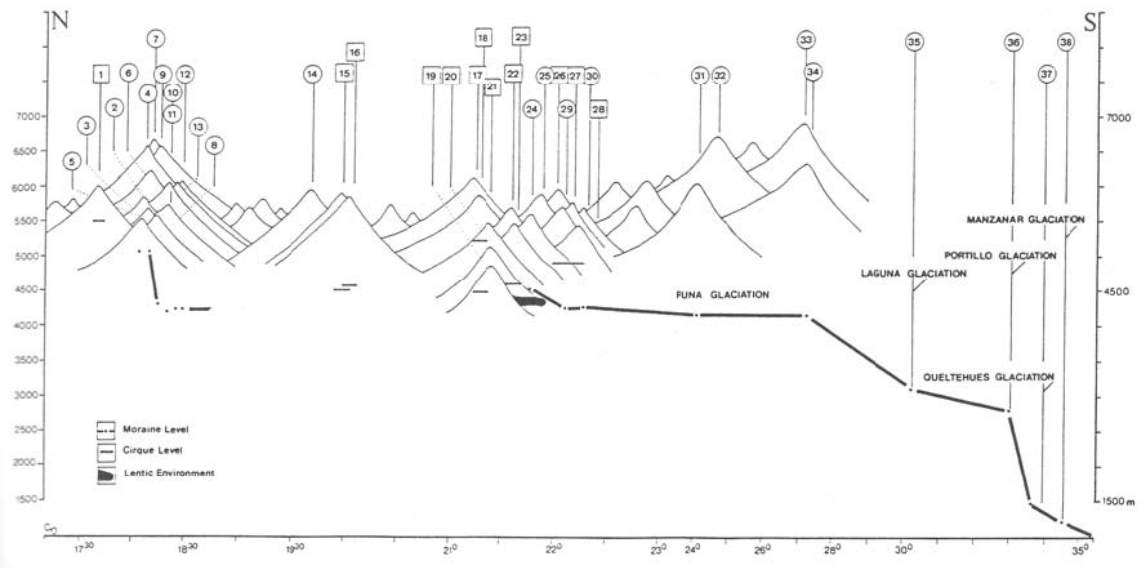


Fig. 6: Leyenda corresponde a la Tabla 1.

te las glaciaciones del Frente Polar Antártico (Antarctic Polar Front) en dirección de las bajas latitudes equinocciales.

Los aportes de Hastenrath (1967, 1971. Compárese también el estudio reciente de Markgraf 1983) pertenecen a esta categoría. Basado, particularmente, en el gradiente Este-Oeste de los Andes del Sur del Perú y Bolivia mostrado por la LNPW (situada a 4.200 m en la vertiente húmeda amazónica y a 4.500 m sobre la vertiente árida occidental) y la LNP (5.000 m al E Y 5.800 m al W), Hastenrath (1967) sugiere que el patrón de circulación durante el Pleistoceno, al menos en la fachada E del Altiplano, fue caracterizado por una deriva hacia el S. (en dirección del Polo) del Centro de Bajas de Presiones Ecuatoriales, hecho que habría determinado un incremento de las precipitaciones. Tal incremento explicaría así la depresión de la línea de nieves permanentes durante la glaciación (LNPW) en 800 m (E) y 1.300 m (W), respectivamente. Al ampliar el área de estudio más al S., Hastenrath (1971), vuelve a insistir en la notoria gradiente de la LNPW en su componente E-W, pero teniendo en cuenta, esta vez, el hecho que la LNPW decrece rápidamente en la margen S. de la Puna de Atacama (cf, umbral entre las glaciaciones Puna y La Laguna citado anteriormente); revierte su hipótesis en favor de un desplazamiento hacia el Ecuador del límite de acción del régimen de los vientos bravos del Oeste (westerlies), apoyando con ello la tesis de Paskoff (1967, 1977:4) de un desplazamiento horizontal del Frente Polar en ca. 6° de latitud (la actividad ordinaria actual del Frente Polar Antártico alcanza, de acuerdo con Nogami, los 30°S sólo durante el invierno del hemisferio austral).

Hipótesis Fijistas (Non Shift of Climatic Zones)

A este grupo pertenecen las investigaciones paleoecológicas realizadas en el Desierto y Puna de Atacama por Ochsenius (1970-1981), quien en el afán de buscar una explicación para el paleoclima responsable del cambio ecológico regional, adelantó algunos preliminares climáticos basado en los siguientes elementos.

(1) Avance en forma de "cuña" de la fauna límnica altiplánica hasta el centro del Desierto de Atacama actual (*Amnicolidae*, *Planorbidae*, *Lymnaeidae*, *Sphaeriidae*, asociaciones de *Bacillariaceae*, peces del género *Orestias* (*Microcyprini*), etc.), todos los cuales experimentaron en menor o mayor grado una especiación o subespeciación intralacustre (Ochsenius 1974a, 1974c, 1974d, 1976a, 1977:77-176).

(2) Poblamiento de la "cuña" por elementos de megafauna (Fauna Minchinense sensu Ochse-

nus 1982) correspondientes a las familias *Equidae*, *Megatheriidae*, *Gomphotheriidae*, *Camelidae*, *Maraucheniidae*, *Mylodontidae*, etc.). Todos estos elementos de carácter pampásico utilizaron el "puente fluvio-lacustre altiplánico" que permitió, ulteriormente, el poblamiento megamamífero de Chile Continental, a partir del Altiplano de Bolivia. Las diferentes facies lacustres dejadas por estos lagos, son portadoras de la mayoría de los restos de esta fauna fósil.

(3) En franca contraposición a los dos grupos de evidencias anteriores, que reclaman la presencia de condiciones más húmedas en el dominio andino y perianfino, hay que destacar aquéllas de la componente árida costera (probablemente de edad prepleistocena) representadas por: a) dominancia de procesos morfogenéticos en la Cordillera de la Costa sólo viables en un ambiente árido carentes de lluvias, a no ser las débiles precipitaciones ocultas generadas por las neblinas costeras, las cuales permitieron el establecimiento de la Formación de Las Lomas, el desarrollo extensivo de acciones haloclásticas (*Salzpregung*) y la dominancia de depósitos iluviales acumulados en cripto-depresiones de origen tectónico carentes de una red de drenaje. b) la aridez costera resulta, sin embargo, todavía más evidente por la presencia de yacimientos fósiles y recientes de guano (y, por ende, la presencia ya muy temprana de la Corriente Fría de Humboldt), los cuales bajo condiciones de un clima "pluvial" (cf. Paskoff 1977) habrían sido lixiviados en breve tiempo. De otro lado, la débil sedimentación terrígena acumulada directamente al W en la Fosa de Atacama, como lo sugieren los estudios geofísicos, es consistente con la poca agresividad de los procesos erosivos a lo largo de este dominio.

Todos estos antecedentes resumidos aquí por razones de espacio, junto al análisis razonado de la actuoecología regional, llevaron a plantear más que un desplazamiento latitudinal de las masas de aire dominantes, una intensificación del tipo de tiempo actual ("Invierno Boliviano"), responsable de las lluvias y nieve que caen hoy en la Puna de Atacama e incidentalmente sobre las áreas pericordilleranas, cuya influencia, aunque mucho más limitada que durante la glaciación, aún permite, a través de la recarga de acuíferos o de los oasis generados por las quebradas andinas, la actividad humana y económica en la región. De allí que cuando me referí erróneamente en términos climatológicos a un desplazamiento más al SW del centro de baja presión amazónico (Ochsenius 1977, 1982), lo hice para explicar un "Invierno Boliviano" mucho más intenso durante la estación estival (típico régimen de lluvias tropicales) y para diferenciarlo, de modo claro, de los mecanismos que gobiernan los climas

a partir de los 30⁰ Lat. S, es decir, los climas de Chile Semiárido y Mediterráneo. El hecho de que lamentablemente no hubo durante este tiempo intercambio epistolar alguno con el Dr. Stefan Hastenrath (Universidad de Wisconsin), determinó con mayor probabilidad la elaboración de hipótesis divergentes sobre un mismo problema.

En un análisis reciente para el clima de los Andes Bolivianos, Servant *et al.* (1981) aportan antecedentes, en parte, consistentes con nuestra hipótesis, al afirmar que durante los últimos 15.000 años - es decir, bajo condiciones glaciales y postglaciales- el clima ha oscilado entre dos situaciones extremas caracterizadas por lluvias orográficas de verano y quizás también por precipitaciones nivosas más regularmente distribuidas a lo largo del año. Las lluvias de verano parecen haber estado controladas por flujos de componente E, mientras la estación seca de invierno por flujos del W, con una participación probable de flujos de altura siguiendo los meridianos durante la estación de lluvias (de componente W, *vide* Servant & Villarroel 1979).

Nogami (1982) aparentemente sin conocer los estudios de Ochsenuis y de Servant ha llegado independientemente a conclusiones que apoyan un modelo de circulación análogo al actual. Basado en información de base estadística, llama también la atención sobre la altura máxima alcanzada en la Puna de Atacama por la LNPW que se ubica casi en la misma localidad que el punto máximo de la LNP. Este hecho, de apariencia simple, reviste, sin embargo, una gran importancia, ya que implicaría la permanencia en latitud del Centro de Altas Presiones Subtropicales durante la glaciación y, por ende, su correspondencia geográfica con su ubicación actual. Ello lleva a rechazar el modelo movilista de circulación propuesto por Hastenrath (1967, 1971), corregir la hipótesis de Paskoff (1967, 1975, 1977) Y a presentar en términos climatológicos mucho más acertados la hipótesis de Ochsenuis (1974a, 1977, 1982). Del análisis hecho de la depresión de la línea de nieves permanentes durante la glaciación (LNPW), concluye que el desplazamiento del Frente Polar hacia el norte fue mucho menor que el propuesto por Paskoff y apoyado por Hastenrath, es decir, de 2⁰ a 3⁰ Lat., en vez de 50 a 6⁰ Lat. De modo que la depresión de la LNPW de casi 1.000 m (Hastenrath 1.300 m; Ochsenuis 1.400 m) en promedio no se originó en una dislocación horizontal de las bandas climáticas, sino en un enfriamiento atmosférico importante, habiendo sido el modelo de circulación casi idéntico que el actual.

Concordamos con Nogami (1982) cuando insiste que si bien en el Hemisferio Norte pudo haber ocurrido algún desplazamiento de las zonas

climáticas, éste habría sido un fenómeno secundario causado por la enorme expansión de la glaciación continental, la cual no existió en las altas latitudes de Sudamérica debido a la ausencia de relieves suficientemente altos (súmese la influencia oceánica moderadora), restando importancia climática al hielo patagónico. De otro lado, si bien la glaciación de la Antártica fue intensa, los hielos no avanzaron más allá de un grado de latitud. Concluye, finalmente, que el enfriamiento atmosférico durante la glaciación causó una disminución general de las precipitaciones (Cf. Damuth & Fairbridge 1970, Ochsenuis 1985a 1985b), debido a que mientras más bajas son las temperaturas, más baja es la capacidad de contener vapor de agua. Sin embargo, la disminución de la evaporación a causa del descenso térmico, dio como resultado más humedad disponible para el suelo y la flora.

V. CRONOLOGIA DE LA GLACIACION PUNA

Hasta la fecha no se conocen dataciones absolutas que permitan establecer, de forma más precisa, la dinámica temporal de la Glaciación Puna durante el Wisconsin. Los fechados más próximos se sitúan poco más de 300 km al N en la Cordillera de Vilcanota (13⁰52' - 14⁰40'S) en el sur del Perú, y en donde Mercer & Palacios (1977) han medido el máximo de la última glaciación entre 28.000 y 14.000 años A.P., antigüedad que corresponde claramente con el máximo glacial del Wisconsin en Sudamérica. En forma tentativa, nosotros creemos que tales fechas pueden ser extrapoladas para la glaciación en la Puna de Atacama.

No obstante la carencia de dataciones absolutas, la interpretación de la geodata permite, grosso modo, el establecimiento de una cronología relativa consistente con las fechas mencionadas supra y basada en los siguientes elementos.

(1) Muy buen estado de conservación de los depósitos morrénicos, los cuales no muestran signos de erosión ni alteración de la matriz. (2) En términos regionales, la casi totalidad de las formas de erosión y acumulación glacial se han generado a partir de la Formación Andesítica Cuaternaria (Pichler & Zeil 1969). Dentro de esta formación, numerosos volcanes jóvenes corresponden al Pleistoceno Tardío (p.e. Deslinde, Tatío, Pajonales, Putana, Colorado, Tacora, Lexone, Putre, Cosacani, Chillahuita, Guane-Guane, Sapahuirra, Calder Lauca, Caldera Ajoya, Licanaur, etc.). (3) Conos volcánicos con perfiles muy bien preservados, sin huellas de erosión glacial, datan tan sólo desde el Holoceno, como el caso de los Nevados de Payachata. (4) La Caldera

Ajoja en el Altiplano de Arica y asignada al Pleistoceno, subyace a depósitos glaciales y fluvioglaciales del Wisconsin (Katsui & González 1968). (5) Dos volcanes contiguos en los Nevados de Payachata (18°05'S - 69°02'W), el Volcán Pomerape (pleistoceno; 6.240 m) y el Volcán Parinacota (Holoceno; 6.630 m) conforman el clásico ejemplo en favor de la edad Wisconsin para la Glaciación Puna. Mientras el primero presenta fuertes rasgos de erosión glacial hasta los 4.450 m, el segundo carece por completo de ellas. (6) La petrografía del material morrénico en los Andes de Antofa-

gasta, junto a la frontera con Bolivia, indica que ellos han derivado directamente de la erosión glacial del Grupo Volcánico del Tatío (22°16'S-67°58'W; 5.652 m) asignado al Pleistoceno Tardío (ver Fig. 7).

La datación absoluta de facies lacustres correspondientes a un lago de agua dulce alrededor de 28.000 a. A.P. (Fig. 8) en la cuenca de Chiuchiu-Calama (Smithsonian Institution/3854) plantea dos aspectos elementales de la paleoclimatología regional/local necesarios de considerar aquí. Primero revela un balance hidrológico en la región

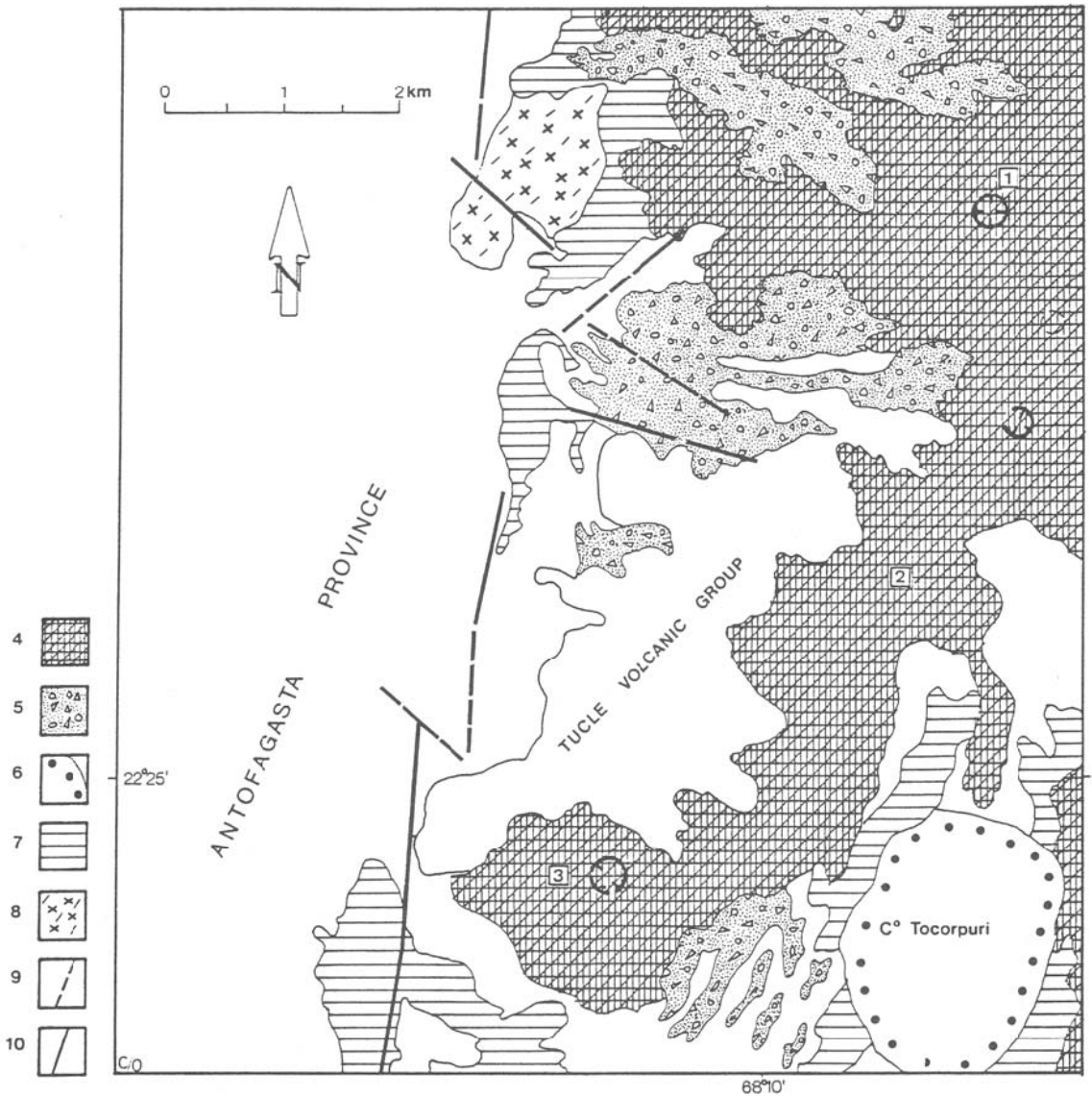


Fig. 7. Depósitos glaciales de la Glaciación Puna en el área de El Tatío (4.200-4.600 m), frontera chileno-boliviana. Provincia de Antofagasta. (1) Cerro Volcán. (2) Montañas de El Tatío. (3) Volcán Tatío. (4) Grupo Volcánico El Tatío (andesitas de edad Pleistoceno Tardío-Holoceno). (5) Depósitos morrénicos dislocados por fallas y erosionados de flancos volcánicos del Grupo Volcánico El Tatío. (6) Cerro Tocorpuri. (7) Ignimbritas del Tatío (pleistoceno Inferior). (8) Domo volcánico de Copacoya (Mioceno Inferior). (9) Fallas inferidas. (10) Fallas activas. Nomenclatura geológica de acuerdo con Lahsen & Davison (1974).

de los actuales oasis periandinos mucho más favorable que en el presente. Los antecedentes geomorfológicos, por su parte, indican que ésta fue una de las pocas cuencas exorreicas cuya alimentación (input) y descarga (output) estuvieron a cargo de los ríos Loa y Salado, cuyas nacientes se situaron al pie de los macizos volcánicos cubiertos por glaciares. La edad en cuestión es análoga a la fecha aceptada para la culminación del penúltimo máximo lacustre (*Fase Minchin*) acaecida en el Altiplano SW entre 27.000 Y 28.000 a. A.P. Servant (1977) relaciona dicho máximo con el avance de los glaciares en la Cordillera Oriental de Bolivia (*Glaciación Chocheypu 1*). Nosotros creemos, en cambio, que el mecanismo pudo haber sido inverso, es decir, por recesión y no por avance de los glaciares.

Punto de apoyo para esta tesis lo conforma la acentuada recesión de los glaciares y casquetes polares (Antártica en especial) alrededor de 30.000 a. A.P. Tal interstadial no sólo habría sido correlativo con un nivel oceánico sensiblemente superior (-40 m sensu Chapell & Veeh, 1978) al reportado para el último Pleniglacial, sino que habría coincidido con el pico máximo descrito por la curva de la *Fase Minchin*. Tales datos nos llevan a sostener - con un alto margen de probabilidad- que el último Pleniglacial habría comenzado después de 28.000 a. A.P., y que el apogeo de la *Fase Minchin* no habría sido promulgada por un recrudescimiento de la onda de frío, sino por un aumento de las temperaturas medias a nivel mundial.

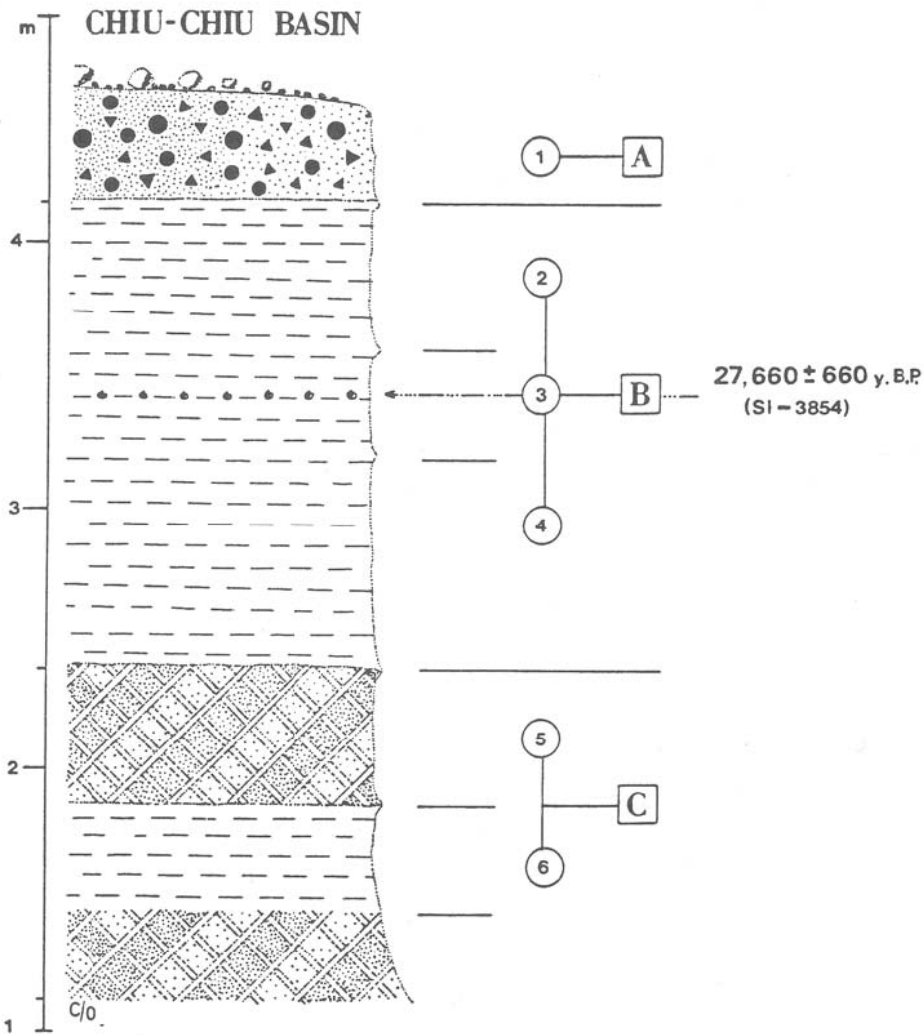


Fig. 8: Facies lacustres correspondientes al Wisconsin Medio en la Cuenca prepuneña de Chiuchiu (2.500 m, 22°17'S-68°35'W, Sector Interfluvio Río Salado-Río Loa). (A) (1) Pavimento detrítico (Holoceno). (B). Facies lacustre (2, 3,4) compuesta de diatomita con lentes de limo orgánico (rico en fauna gasterópoda y flora diatomácea: *Taphius*, *Littoridina*, *Tropicorbis* y *Bacillariaceae*) y, ocasionalmente, gravas pumicíticas. (e). Facies lagunar (5, 6) compuestas de limos finos parcialmente cementados, con abundantes moldes calcáreos de plantas acuáticas *iTyphaceae*: cf. *Typha angustifolia* Linneo et Ql, *Cyperaceae*: *Scirpus americanus* Pearson).

VI. DESGLACIACION Y ALTOS NIVELES LACUSTRES

Sin duda, uno de los rasgos morfológicos que más llaman la atención al tomar contacto con el antiguo paisaje lacustre atacameño son las huellas de extensas orillas, testimonios de un paleoclima más húmedo o más precisamente de un balance hídrico más favorable; cuestión que, como veremos a continuación, no siempre corresponde a fenómenos dependientes.

Altos niveles lacustres son conocidos alrededor de la mayoría de las cuencas endorreicas/arreicas de la Puna de Atacama y del desierto que cubre el antepaís. Su alta variabilidad permite concluir que las profundidades variaron ostensiblemente de una cuenca a otra (cf. Ochsenius 1974a). En la mayoría de los casos ellas circundan de manera regular y escalonada las actuales playas de sal (p.e., salares de Huasca, Carcote, Oyahue, Coposa, Tara, Pujsa, Aguas Calientes, Quisquiro, Punta Negra, etc.). Mientras que en algunas de estas cuencas las viejas orillas se hallan, particularmente, bien conservadas, en otras ellas han sido arrasadas o cubiertas por los mecanismos propios de erosión y sedimentación áridos dominantes a partir del Holoceno, o por derrames volcánicos extensos, persistiendo tan sólo algunos remanentes difíciles de distinguir a simple vista. Por último, cabe destacar que existen depresiones -sobre todo en dirección de la costa- que simplemente carecen de tales orillas.

Los ambientes lacustres atacameños han sido ya objeto de estudios detallados en el pasado (Ochsenius 1973, 1974a, 1974b, 1974c, 1974d, 1976a, 1977a, 1977), motivo por el que aquí sólo serán presentados datos inéditos y recientes en relación a la geomorfología, cronología, consecuencias ambientales y explicación de los niveles lacustres altos.

Lagos con emisarios (basin with outlet) como el caso de Chiuchiu son menos sensibles a los cambios climáticos o de balance hídrico que lagos evolucionados en cuencas cerradas. En especial, porque estas últimas reflejan de modo más preciso la variabilidad del escurrimiento (runoff variability). De esta manera, mediciones y dataciones en lagos de cuencas cerradas, como el caso de Carcote escogido como ejemplo, son extraordinariamente interesantes en paleoclimatología.

De acuerdo con nuestras investigaciones, no existen antecedentes que permitan confirmar la existencia de verdaderos "pluviales" en la región, si bien un leve incremento de las precipitaciones pudiera ser aceptado. De modo que la evolución de ecosistemas tipo semiárido durante el Tardío Pleistoceno debe ser explicada por el efecto de predominio ejercido por la Glaciación Puna,

acompañado de un leve aumento de las precipitaciones en las áreas periandinas. Por tal razón, hemos rechazado aquellas hipótesis tendientes a explicar los altos niveles lacustres mediante un drástico incremento de las lluvias (pluvial lakes). Entre éstos destacan los estudios de Stoertz & Ericksen (1974: 58), los cuales, basados en un modelo elaborado por Langbein (1961), proponen un incremento en las precipitaciones del orden de 1.300% a 2.000%. Así, por ejemplo, en las actuales cuencas del Salar de Atacama, Punta Negra, Pedernales y Maricunga, el promedio de lluvias tuvo que superar los 500 mm/año (para las dos primeras) y de unos 350 mm/año (para las dos siguientes situadas más al sur). Los montos en milímetros de precipitación resultan de la comparación con la carta de isoyetas actuales elaborada por Font (1965). Un monto igual o superior habría sido necesario, según los mencionados autores, para explicar la existencia de lagunas/lagos perennes en la Pampa del Tamarugal y el sector costero del Departamento de Arica (cf. Lago Soledad). Para el dominio de las cuencas intraandinas (cf. Salar del Huasco), Tricart (1970: 70) ha propuesto, también, incrementos importantes en el monto anual de las precipitaciones, que según él explicarían la presencia las dos secuencias de altos niveles lacustres (30/35 m y 15/18 m sobre el salar actual). Dicho incremento fluctuaría entre 50% y 100%, es decir, un monto anual entre 200 y 250 mm en relación a la isoyeta actual de 100 mm/año. Si bien un incremento de esta naturaleza en este sector de la Puna no puede ser considerado como imposible, creemos que ello no justifica hablar de "pluviales"; menos probable es su sincronización con las fases glaciales. Tricart ha adjudicado los niveles altos no a la última glaciación (Wisconsin), sino al Riss.

En nuestra opinión, los altos niveles lacustres (que son finalmente los que acusan una discrepancia total con la hiperaridez hoy dominante) fueron causados por la Desglaciación más o menos abrupta de la Glaciación Puna hacia el fin del Wisconsin y comienzos del Holoceno, y como consecuencia directa del aumento de las temperaturas medias anuales, y mucho menos por un incremento notable en las precipitaciones. Rudi- man & McIntyre (1981) indican que la Desglaciación rápida (o "Termination") en el Atlántico Norte ocurrió entre 16.000 y 13.000 años A.P. Argumento consistente con la fecha atribuida por Herd (1982:26) de ca. 14.000 años A.P. (13.760 ± 150 a. A.P.) para la Desglaciación de la Glaciación Ruiz-Tolima en la Cordillera Central de Colombia. Porter (1981:286) indica que la desglaciación/terminación del último avance de los glaciares (Uanquihue III) habría tenido lugar entre 13.000-12.000 a. A.P. Estas dos fechas,

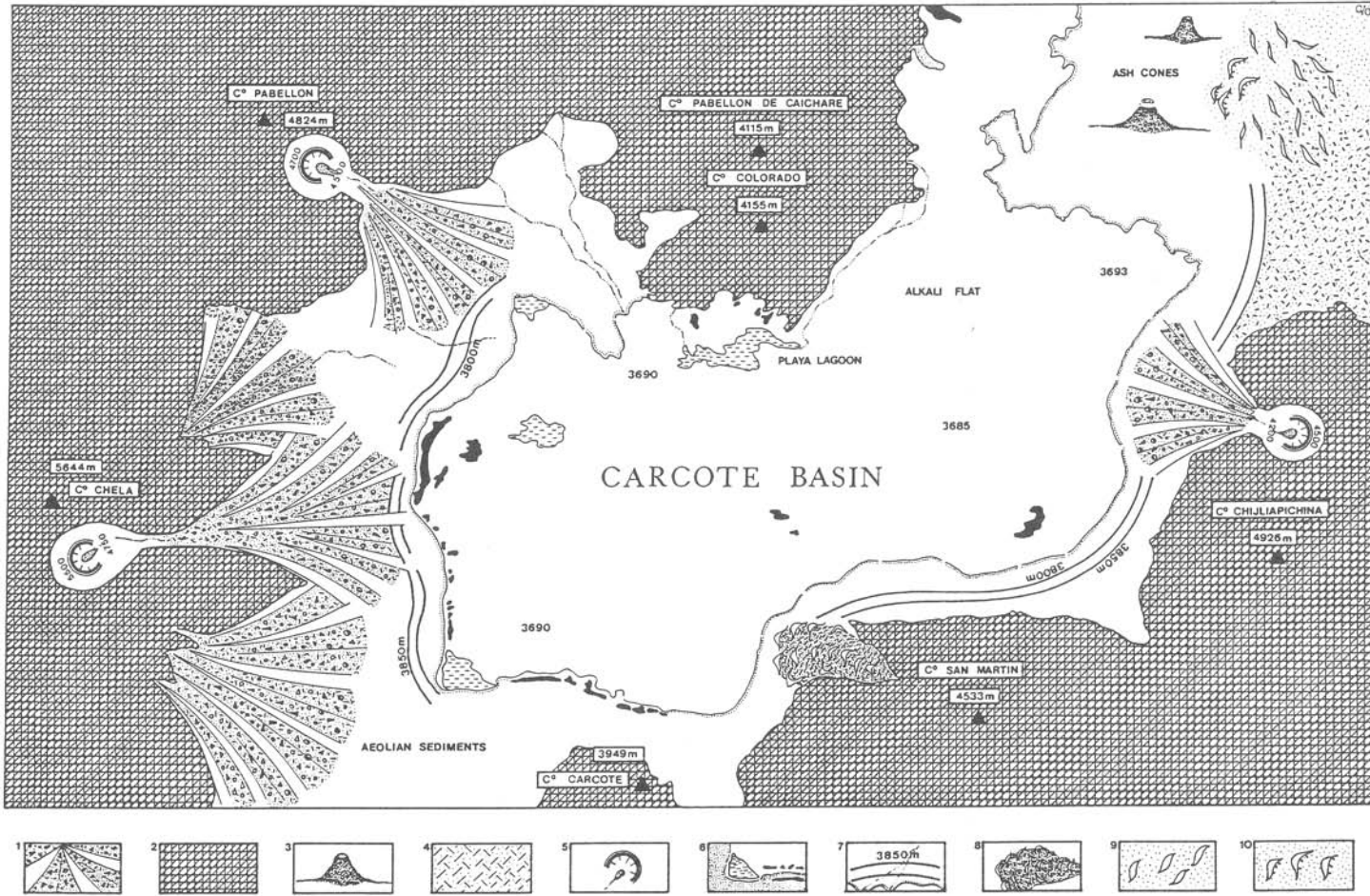


Fig. 9: Geomorfologías de la Cuenca de Carcote, Puna de Atacama ($21^{\circ}22'S-68^{\circ}22'W$, 3.690 m.s.n.m.), mostrando los Altos Niveles Lacustres durante la Transición Wisconsin-Holoceno (Desglaciación). Escala 1:50.000/2.

Nomenclatura: (1) Conos de deyección fluvio-glacial constituidos de arenas y guijarros volcánicos andesíticos. (2) Volcanes andesíticos asignados a la Formación Andesítica Cuaternaria. (3) Conos de Ceniza (Poruña), 3.868 m., y Guanaco, 3.803, situado más arriba, probablemente de edad Holoceno. (4) Acumulaciones nivo-eólicas, (5) Circos glaciales. (6) lagunas de playas alimentadas por fusión nival estacional durante el verano ("Invierno Boliviano"), llanura alcalina constituida por depósitos de evaporitas post-glaciales (principalmente bórax). (7) Orillas lacustres correspondientes al lago profundo de Carcote evolucionado durante la Desglaciación. Drenes modernos de actividad estacional. (8) Flujo de ceniza volcánica mostrando rasgos de soliflucción (9) Acumulaciones eólicas activas, (10) Dunas parabólicas activas.

situadas en ambos extremos de la Cordillera de los Andes y en la práctica casi igualmente equidistantes de la Puna de Atacama, dejan suponer que la Desglaciación tuvo lugar aproximadamente entre 14.000 y 12.000 a. A.P.

La Cuenca de Carcote (21°22'S - 68°22'W; 3.690 m.s.n.m.), junto a la frontera chileno-boliviana, brinda un excelente ejemplo de esta relación entre altos niveles lacustres y recesión de los glaciares de circo (cf. Figs. 9, 10). En esta cuenca cerrada, más que hablar de auténticas terrazas, resulta más apropiado hablar de "orillas de desborde". En efecto, no existe formación de terrazas, sino una leve abrasión de un nivel lacustre producto del oleaje del lago que alcanzó en su fase culminante una profundidad cercana a los 160 m.

Una terraza esculpida en sedimentos biogénicos (limos lacustres), parcialmente expuesta en el sector SW de la depresión (largamente cubierta por depósitos eólicos holocenos y recientes), se ubica entre 1,5 Y 2 m. sobre la superficie actual del salar (alkali flat). Este nivel corresponde a la profundidad normal que debió observar el ambiente léntico presente durante el transcurso de la glaciación y resulta análogo de aquél observado hoy día por el Lago Poopó (ca. 2 m. Ochsenius 1974a) o por las lagunas de playa del Salar de Coipasa (Fig. 11).

La Cuenca de Carcote, junto a la de Ollagüe algunos kilómetros al NE, representa el brazo meridional (golfo) de la fase lacustre Tauca que

de acuerdo con Servant (1977) cubrió un área mayor a los 43.000 km² del SW del Altiplano. Dicho máximo lacustre ha sido datado por Fontes & Servant (1976) entre 13.000 y 10.000 a. A.P. Este máximo excepcional concuerda con la Desglaciación de la Glaciación Puna, ocurrida muy probablemente entre 14.000 y 13.000 a. A.P.

Niveles lacustres altos han sido poco comunes entre 13.000 y 10.000 a. A.P. en otras regiones del hemisferio sur tales como el S. de Africa y el SW de Australia, especialmente porque en ambas regiones no se desarrollaron glaciaciones y estuvieron todavía sometidas a la aridez característica del medio Wisconsin en los trópicos. Sin embargo, en las depresiones cerradas intracordilleranas (con glaciación) del SW de Norteamérica se acusan niveles lacustres medios y altos durante el último máximo glacial y durante la subsecuente Desglaciación, para descender bruscamente a partir de los comienzos del Holoceno (cf. Fig. 12 in Street & Grove 1979).

En el ámbito sudamericano, es interesante constatar que los niveles más altos de los lagos altiplánicos-puneños y muy probablemente atacameños son contemporáneos de los niveles lacustres más bajos, registrados a partir de la zona ecuatorial y en áreas exentas de glaciación. Así, por ejemplo, la Laguna El Junco, situada en la Isla San Cristóbal del Archipiélago de Galápagos (00° SO'S-89°30' W), sólo comenzó a generarse hacia 10.000 a. A.P., es decir, una vez concluida la aridez del Wisconsin, mientras que la vegetación de helechos tardó



Fig. 10: Altos niveles lacustres dispuestos en forma paralela alrededor del Salar de Carcote (110 m y 160 m sobre las evaporitas holocénicas), y localmente interrumpidos por la evolución simultánea de los conos de deyección fluvio-glaciales dispuestos entre los fondos de circo y el nivel de base local, dispuesto por un nivel lacustre de 1,5-2 m parcialmente expuesto en una terraza de acumulación preservada localmente en el borde SW de la cuenca.

todavía unos 1.000 años más (hacia 9.000 a. A.P.) para establecerse definitivamente (Colinvaux & Shofield 1976a, 1976b). Más al norte, en las altiplanicies de la sabana de Bogotá (04° 45'N-74°18'Y), el Lago Humboldt registró niveles muy bajos entre ca. 11.000 y 10.500 a. A.P., para recuperar en forma sostenida sus niveles altos a partir de 9.000 a. A.P. (Fig. 6: Van der Hammen, Dueñas & Thouret 1980). En la región del Lago Valencia en el N. de Venezuela (110

07N-67°07Y) los climas secos fueron dominantes entre 13.000-10.000, llevando al lago a degradarse en una laguna salina. Sólo a partir de 10.000 a. A.P. comienza su regeneración aunque conservando todavía un alto tenor de salinidad, el cual descende ostensiblemente hacia 8.500 a. A.P., momento en que se vuelve a establecer la vegetación actual (Bradbury *et al.* 1981. Cf. Ochsenius 1979, 1980a, 1981b, 1983, 1985a, 1985b). (Ver Tabla 3).



Fig. 11: Vista aérea del Salar de Coipasa cerca de la frontera boliviano-chilena (19°15'S-68°20'W; ca. 3.700 m), mostrando la fase culminante de la desecación postglacial en el SW del Altiplano, junto a los Andes Occidentales. Sedimentos lacustres en esta cuenca han permitido datar el último o máximo lacustre (Fase Tauca) entre 13.000-12.000 y. B.P. Los volcanes de la Cordillera Occidental (Formación Andesítica Cuaternaria) muestran los rasgos claros de la morfología glacial dejada por la Glaciación Puna, así como la disjunción del *divortium aquarium* en dirección del Desierto de Atacama (W) y de la Fosa Altiplánica (E). Fotosatélite NASA-ERST 1, E-10 10/2/1 1/72, gentileza del Servicio Geológico Boliviano (GEOBOL), La Paz.

Estos antecedentes estarían en conformidad con la disimetría paleoclimática a nivel continental (en términos relativos es claro) propuesta por Ochsenuis (1977, 1981, 1982, 1985a, 1985b) para la actual Diagonal Arida Sudamericana, cuya edad sería eminentemente postglacial. Ello constituye una de las facetas dialécticas más interesantes del Cuaternario en los Andes Centrales, ya que los altos niveles lacustres serían contemporáneos de la implantación de la aridez holocénica. Con otras palabras, el crecimiento de las áreas lacustres fue acompañado de un incremento de las temperaturas y de la aridez, las cuales determinaron una drástica reducción de la biomasa disponible en la región altiplánica, donde la Puna Higrofitia y Suculenta existente hoy sólo en la fachada oriental del Altiplano (Standing crop = 7.000 kg/há/materia seca) fue reemplazada por la Puna Seca y Desértica (2.000 kg/há/materia seca).

En este lapso y como consecuencia directa de una mayor tasa de evaporación, comienza a elevarse paulatinamente la salinidad de los ambientes lacustres postglaciales, fenómeno que culminará, posteriormente, con la formación de extensos depósitos de evaporitas que coronan actualmente tales ambientes. Bajo estas condiciones de stress ambiental comienza también la extinción de la megafauna altiplánica y atacameña, cuyos restos fósiles siguen el patrón de distribución de estos ambientes lacustres degradados. Ello apoyaría también la fase más tardía de extinción de la megafauna propuesta por Ochsenuis (1982, 1985a, 1985b) para los ecosistemas andinos y periandinos de la Diagonal Arida Sudamericana, en relación a las tierras bajas atlánticas tropicales y subtropicales. Tal asincronismo o extinción diferencial puede estimarse en un retardo cercano a los 2.000-3.000 años.

Los nichos dejados vacantes por la megafauna (*Gomphotheriidae*, *Megatheriinae*, *Nothrotheriinae*, *Scelidotheriinae*, *Equinae* y posiblemente *Macraucheniiidae*), pasarán a ser explotados inmediatamente por extensas poblaciones de *Camelidae* (Tribu *Lamini*: *Lama* *Vicugna*), constituyéndose en los "grazer forms" par excellence. Efectivamente, los camélidos, acompañados en menor escala por poblaciones de avestruces (*Pterocnemia*) y ciervos (*Hippocamelus*), pasarán a ser la mesofauna dominante del dominio altiplánico-atacameño, sin la cual el poblamiento prehistórico postglacial en estas regiones carecería, en la práctica, de fundamento ecológico. Existen, sin embargo, antecedentes paleontológicos, radiométricos y geomorfológicos que permiten suponer la sobrevivencia a una escala muy reducida (local) de elementos de megafauna hasta bien adentrado el Holoceno, especialmente en los oasis generados por algunas quebradas andinas en el borde orien-

tal de la Pampa del Tamarugal, y que pasan a ser discutidos a continuación.

VII. REFUGIOS POSTGLACIALES DE MEGAFUNA O FECHAS ANOMALAS

Al presentar por vez primera fechas sobre megafauna para el Desierto de Atacama en el Norte de Chile, específicamente en torno a edentados (*Megatheriidae*: *Megatherium medinae* Philippi) con una edad de 4.399 ± 90 B.P. (WSU 1986-1987) -como parte de un proyecto para establecer las relaciones cronológicas con la fauna altiplánica⁴, creímos hallamos ante el típico caso de una fecha anómala; no obstante antes del análisis habíamos sugerido al Dr. Sheppard (WSU, Radiocarbon Dating Laboratory) una edad tentativa Holocena. Debí transcurrir mucho tiempo para ubicar dicha fecha en el marco de lo posible. En efecto, el análisis comparado de supuestas fechas anómalas provenientes de dominios tan disímiles como el Cinturón Arido Pericaribeño, el cerrado de los planaltos del Brasil Central, los contrafuertes cordilleranos de los Andes de Mendoza en Argentina, los depósitos de brea de Talara en el extremo N. del Desierto Peri-Pacífico y muy especialmente el hábitat de las cuevas magallánicas en Fuego-Patagonia, me llevan hoy a plantear la sobrevivencia de tipo refugial de algunos elementos de megafauna típica del Wisconsin hasta bien adentrado el Holoceno. Tales refugios postglaciales constituirían, de esta manera, la excepción a la regla planteada por la extinción masiva y generalizada de la megafauna sudamericana hacia el fin de la última glaciación y cuyas fechas terminales a nivel continental se ubican entre 14.000 y 11.000 a. A.P. (cf. Ochsenuis 1985a, 1985b).

Altamente interesante resulta comprobar que la mayoría de las especies de megafauna holocénica corresponderían a un grupo único, es decir, a la superfamilia *Megatherioidea* (Gray 1821). Con excepción de *Megatherium medinae* presente en varios depósitos postglaciales al W del actual Salar de Bellavista los restos corresponden, básicamente, a milodontes de talla media correspondientes a la subfamilia *Milodontinae* (Gill 1872) y posiblemente a un género multiespe-

4 Muestras correspondientes a defensas de mastodontes exhumados a partir de sedimentos lacustres de la localidad de Ulloma (SW Altiplano de Bolivia ¿Fase lacustre Tauca?) fueron enviadas por mí al Dr. John C. Sheppard (Washington State University, Pullman). Falta de colageno, condujo a un segundo análisis por apatita, pero, lamentablemente, tampoco fue posible generar CO₂ en reacción con ácido fosfórico a pesar del tiempo largo consumido por los análisis.

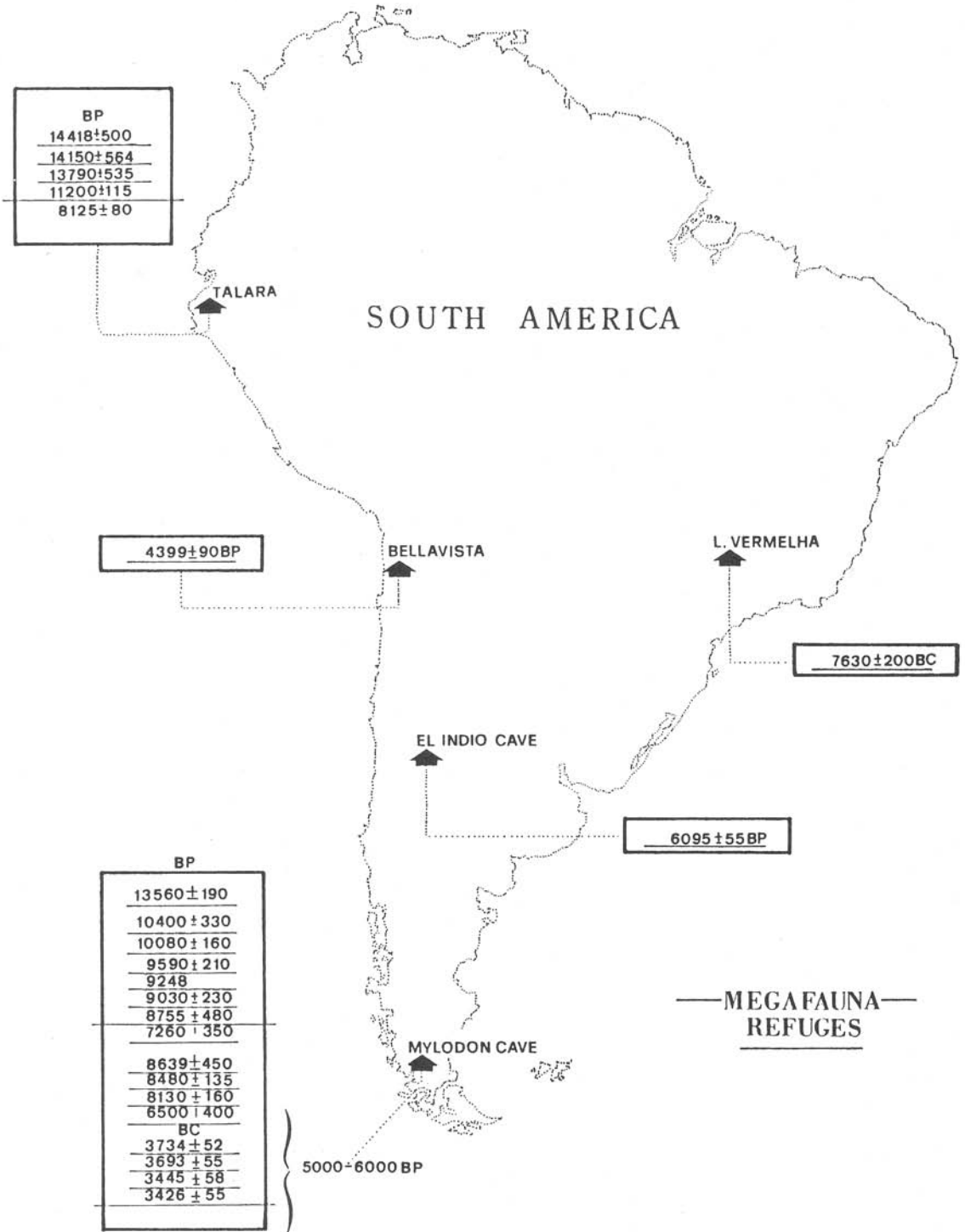


Fig. 12: Refugios Postglaciales de Megafauna en Sudamérica y el Desierto de Atacama, correspondientes a edentados de la Superfamilia Megatherioidea (*Megatheriidae*: *Megatherium* y *Myodontidae*: *Glossotherium*). Fechas radiocarbónicas consideradas mayormentecomo "anómalas" se muestran junto a las fechas terminales más representativas, correspondientes a la extinción masiva de la megafauna sudamericana durante el Wisconsin Tardío (en parte de acuerdo con Ochsenius 1977, 1982, 1985b, así como en los estudios de Churcher 1966; Laciglia 1968; Borrero 1977; Souza Cunha 1978 y Saxon 1976), Talara, Norte del Perú, Bellavista, Pampa del Tamarugal (Desierto de Atacama), Lapa Vermelha, Minas Gerais (Brasil), Cueva del Indio, Andes de Mendoza (Argentina) y Cueva del Mylodon, Provincia de Magallanes (Chile).

cífico (*Glossotherium* Owen 1840). Esto llevaría a sostener que no se trataría de agregados-mamíferos holocénicos, sino de la sobrevivencia en refugios de formas íntimamente emparentadas taxonómicamente y con una valencia ecológica de gran plasticidad a los cambios ambientales acaecidos a lo largo de la transición Pleistoceno-Holoceno.

Si la existencia de estos refugios (Fig. 12) se viera ampliada en el futuro próximo a través de nuevas "fechas anómalas" estaríamos, al parecer, ante un fenómeno enteramente natural, haciendo cuenta de la rica gama de nichos ecológicos existentes en un continente tan vasto como Sudamérica. Con otras palabras, toda regla (Late Wisconsin Mass Extinction) tiene su excepción (Holocene Megafauna Refuges), aunque sea esta última sólo en términos relativos (0,5% de las localidades paleontológicas asignadas al Wisconsin que abarcan unos 500 yacimientos múltiples. Ochsensius 1982).

Quizás, la significación más importante de este fenómeno en la historia reciente del poblamiento paleomastozoológico sudamericano, radique en la evidencia adicional aportada en contra de la Overkill hypothesis (Martin 1967, 1973. Spaulding 1983). Particularmente, por el ejemplo brindado por los refugios de milodontes en el área Fuego-Patagónica, en donde el cazador superior, especializado por antonomasia en la caza del camélido y de la avestruz (binomio también propio de la región atacameña), convivió no sólo en el mismo ecosistema, sino en la misma "casa" con estas formas aberrantes, sin que a la fecha exista evidencia de que haya sido responsable en alguna medida por su extinción, la cual se habría debido a causas naturales (Saxon 1976, Saxon in Borrero 1977)5 .

VIII. CONCLUSIONES

El análisis comparado de geodata (geotectónica, vulcanológica), a lo largo de los Andes Septentrionales y Centrales (ca. 10°N - 28°S) llevan a plantear que el solevantamiento intrapleistocénico de la Cordillera de los Andes (ca. 8.000 km en extensión) alcanzó un monto cercano o supe-

rior a los 3.000 m de promedio. Esta fase final de solevantamiento ("Junge Hebung") no tuvo la misma intensidad en regiones diferentes (solevantamiento diferencial). Factor que puede haber causado el patrón discontinuo ("islas de glaciación") y hiatus estratigráfico, correspondiente mostrado por las glaciaciones más antiguas. El trend de alzamiento (en muchos casos vertical sin plegamiento intenso) se incrementó en forma progresiva hacia el Cuaternario Superior, permitiendo, así, el desarrollo de una extensiva glaciación de tipo alpino durante el Wisconsin que cubrió, incluso, los sectores más secos del edificio andino. De esta manera, el areal restringido de las glaciaciones antiguas (quizás ya a partir del Kansan/Mindel/Elster) dependió, mucho menos, del enfriamiento atmosférico que de la altura alcanzada por la topografía preexistente (exceptuando, por cierto, la parte más austral de Sudamérica).

El estudio de la herencia geomorfológica dejada por la Glaciación Puna indica un avance máximo de los glaciares de circo hasta 4.200 m (17° - 24° Lat. S.) mientras que el nivel promedio regional fue del orden de 4.400 m (fijado a partir de depósitos morrénicos). Datación de sedimentos lacustres a 2.500 m en cuencas con desagüe revelan que el efecto de predominio de la Glaciación Puna fue importante para el establecimiento de lagos perennes de agua dulce, cuyo balance hidrológico fue controlado por ríos de régimen glacial con cabeceras ubicadas al pie de las lenguas glaciares entre 14.000-27.000 a. A.P. Niveles Lacustres altos propios de las cuencas cerradas (arreas/endorreicas), presentes sobre un gran número de salares puneños y atacameños y que indican el establecimiento de lagos de agua dulce profundos (100-160 m), no fueron, en nuestra opinión, generados por una "fase pluvial", sino por la Desglaciación responsable de una rápida recesión (fusión) de los glaciares entre ca. 13.000-10.000 a. A.P. Los niveles lacustres normales fueron durante el máximo glacial, sensiblemente inferiores en profundidad. Así, por ejemplo, la Cuenca de Carcote, prolongación meridional de la fase lacustre Tauca del Altiplano (Servant 1979), tuvo un nivel cercano a los 2 m de profundidad, similar al del Lago Poopó actual. Contrariamente a aquellas hipótesis que relacionan tales niveles altos con un clima pluvial, el establecimiento de lagos extensos y profundos fue acompañado de un incremento de la aridez en las áreas no lacustres, resultante del mismo incremento de las temperaturas y de las ratas de evaporación hacia el término de la glaciación y comienzos del Holoceno. Este hecho explicaría también la polarización *in crescendo* de las bandas de cazadores-recolectores de la Edad de Piedra, cuyos sitios habita-

s Markgraf (1985) retoma el problema de la extinción de las poblaciones de *Mylodontidae* en la Patagonia austral analizado previamente por Borrero (1977). Argumentando como causa más probable la contracción a gran escala de los ambientes de estepa hacia los 10.000 a. A.P. (es decir, una causa natural en el sentido de estudios previos. Cf. Salmi in Saxon 1976). Markgraf deja sin discutir, sin embargo, el significado de las dataciones absolutas que apoyan la sobrevivencia Postglacial del mencionado (plus *Equidae*) como lo sostiene Borrero (1977).

cionales y talleres líticos se ubican alrededor de tales ambientes. Se desconoce todavía cuanto tiempo persistieron los lagos profundos el trend postglacial de altas temperaturas y evaporación; sin embargo, es probable que algunos hayan alcanzado los 9.000 a. A.P. Hay que agregar que en varias cuencas la abrupta variación entre niveles lacustres altos y los normales (long term fluctuations) se encuentra complicada por niveles menos claros correspondientes a oscilaciones anuales, producidas durante la estación seca o más cálida. Con posterioridad a la fase de desecación global de la región comenzada en los inicios del Holoceno, la actividad humana en el espacio atacameño y puneño decaerá progresivamente, concentrándose alrededor de algunos oasis, lagunas y quebradas andinas. Durante este lapso se extingue en forma masiva toda la megafauna regional, la cual es reemplazada por una megafauna homogénea compuesta, básicamente, por camélidos y avestruces (*Cameiidae*: Tribu *Lamini*. *Lama*, *Vicugna*; *Pterocnemia pennata garleppi*), especialmente adaptados a la facies Seca y Desértica de la Formación Puna.

En oposición a los modelos paleoclimáticos previos que suponen un desplazamiento horizontal de las bandas climáticas standard (deriva del cinturón de bajas presiones ecuatoriales hacia el S. Avance de la actividad del frente polar hacia el N. en ca. 6^o Lat.). Se acepta que el patrón general de circulación atmosférica ha permanecido casi constante, hecho avalado por la correspondencia geográfica casi total entre la altura máxima alcanzada por la línea de nieves permanentes, durante la Glaciación Puna y el nivel presente de la misma. Ello implicaría no sólo que esta región fue una de las menos húmedas a lo largo de todos los Andes durante el Wisconsin, sino la permanencia en latitud del centro de alta presión subtropical. Si bien no puede descartarse una mayor influencia de los flujos de componente E durante la estación estival (como en la actualidad), el enfriamiento general de la atmósfera representó la causa fundamental que permitió un balance hídrico más favorable.

La existencia de ambientes lacustres durante la última glaciación de niveles bajos y medios, y muy particularmente la presencia de lagos profundos a lo largo de la transición Pleistoceno-Holoceno, si bien se corresponde con los niveles altos mostrados por las cuencas cerradas del sudoeste norteamericano, rodeadas por glaciaciones alpinas (Benson 1978, 1981) Y que debieran explicarse por recesión interglacial y holocénica (Deglaciation), no ocurre lo mismo con los lagos de la zona tropical sudamericana al norte del Ecuador que muestran un balance enteramente distinto. Efectivamente, durante este período se secan o

convierten en lagunas salinas y pantanosas todos los ambientes lacustres existentes entre el Archipiélago de Galápagos y el Norte de Venezuela, los cuales comienzan a recuperarse entre 10.000-9.000 a. A.P., momento en que se extinguen los grandes lagos altiplánicos y atacameños, corroborando nuestra hipótesis sobre la edad eminentemente postglacial para la actual Diagonal Árida Sudamericana⁶.

Finalmente, el análisis comparado y reinterpretación de fechados absolutos en torno a elementos de megafauna a escala continental y local, correspondiente a un grupo taxonómicamente afín (Megatherioidea: *Megatheriidae*, *Milodontidae*), sugieren la existencia de refugios de megafauna hasta bien adentrado el Holoceno. La confirmación de este hecho exige, sin embargo, investigaciones y dataciones adicionales. Tales refugios que conforman apenas el 0,5% de todas las localidades paleontológicas atribuidas al Wisconsin (Ochsenius 1982) no invertirían, sin embargo, el empobrecimiento radical dispuesto por la extinción masiva de la megafauna hacia el fin de la última glaciación, pero sí demostrarían una excepción a la regla general, así como nuevos argumentos en contra de la "Overkill hypothesis" defendida por Martin (1984) hasta la fecha.

Prof. Dr. se. habil. Claudio Ochsenius, Remishofstrasse 58, 7.700 Singen/Hohentwiel, República Federal de Alemania.

APENDICE

Después de finalizado el presente estudio nuevos antecedentes han sido recibidos, los cuales son brevemente discutidos a continuación.

Nuevos Datos Geocronológicos para la Última Glaciación en los Andes Centrales: Al S. de la Cordillera Vilcanota, en la Cordillera de Callejón y Cerros Cuchpanga (110S), Wright (*Geografiska Annaler* 65 (1983): 35-43) sugiere que el fin de la última Glaciación se ubica ca. 12.000 y. B.P. (recesión de la Punrun Phase fluctúa entre 10.050 ± 100-13.540 ± 130 B.P.). El régimen climático permaneció en el área de Junín similar al actual, sin desplazamiento de las zonas climáticas (op. cit. 41) (cf. Hastenrath, 1967, Ochsenius 1977,

6 ... "The archaeological data we possess tend to confirm it. Typologically late sites are clustered around the diminishing lake, while typologically early materials are scattered throughout the countryside that would have a larger biomass under cooler conditions. The preliminary archaeological survey also suggests persistence of a lake until 9.000 B.P." (Dr. Thomas Lynch, comunicación personal. N.A. El paleolago en cuestión habría existido en la actual cuenca del Salar de Punta Negra).

Nogami 1982 *in text*). Una mayor depresión de la LNPW en la fachada oriental de los Andes en esta latitud podría reflejar una mayor actividad hacia el S. de la zona de lluvias tropicales de la Amazonia (cf. Ochsensius 1977. 1981 *in text*). Wright (p. 42) llama la atención sobre las discrepancias entre los distintos autores en la estimación de DLPW (cf. Table 2 *in text*).

El estudio reciente de "islas de hielo" relictas con superficies de hasta 80 Há. (7 m sobre las lagunas), entre 4.000 y 4.400 m (21°30' - 25°S), protegidas por sedimentos carbonáticos de alto albedo, realizado por Hurlbert & Chang (*Science* 1984 (224): 299-302), complican una vez más el establecimiento claro del nivel de la LNP. Fechas radiocarbónicas menores a 6.000 B.P. están tal vez ligadas al momento en que se formaron los glaciares actuales presentados en la Tabla 1 y que sugieren una breve Neoglaciación postglacial. Intervalos mayores de expansión glacial durante el Holoceno ocurren entre 5.800-4.900 B.P. (Denton & Karlen. *Quat. Research* 1973 (3): 155-205), pero ellos no han sido reconocidos hasta la fecha en los Andes tropicales de Sudamérica. El único avance glacial bien conocido a lo largo de los Andes ha ocurrido entre 1.500-1.720 d. C. (cf. Herd 1982).

Basados en una serie larga de fechas radiocarbónicas, Gouze, Argollo, Saliège & Servant (e. *R. Acad. Sei. París* 1986, *en prensa*), concluyen que el último Pleniglacial (Glaciación Choqueyapu) tuvo lugar en los Andes Orientales Peruano-Bolivianos entre ca. 28.000-14.000 B.P. (14°-20°S). La primera recesión importante de los glaciares tuvo lugar poco después de 14.000 B.P. *ce vaste retrait fut momentanément interrompu par des phases de stationnements ou d'avancées mineures des glaciers. Cette amélioration temporaire des bilans glaciaires coincide avec de fortes élévations du niveau des lacs de l'Altiplano entre 12.500 et 11.000 ans B.P. enviran (extensión lacustre TAUCA) élévations don l'origine est attribuée a des pluies d'environ 200 mmlan supérieures à leurs valeurs actuelles"*. "Un deuxième retrait de gran amplitud a conduit les glaciers dans une position proche de l'actuelle vers 10.000 ans B.P." Los autores ven en los altos niveles lacustres de los lagos altiplánicos entre 12.500-11.000 B.P., un incremento de los glaciares, más que la respuesta a una abrupta Desglaciación a nivel regional, hecho que parece más evidente en la fachada más seca (y menos englacada) de los Andes Occidentales (Puna de Atacama).

Las facies lacustres datadas por nosotros en 27.600 ± 600 a. A.P. (SI-3854/1977) en la cuenca de Chiuchú-Calama (cf. Fig. 8 *in text*) se corresponde bien con el inicio del máximo lacustre alcanza-

do por el Lago Minchin en el Altiplano SW. datado por Servant & Fontes (*Cah. ORSTOM Sér. Géol. IO* (1): 9-23, 1978) entre 27.500 ± 800 y 26.000 ± 600 a. A.P. Es decir, que el apogeo de este evento se situó aproximadamente entre 30.000 y 33.000 a. A.P. bajo condiciones de recesión glacial propias del último Interstadial. De esta manera y recapitulando la tesis sostenida a lo largo del presente estudio tenemos que la historia climática de los últimos 30.000 años (A.P.) en los Andes del Trópico de Capricornio ha conocido dos situaciones extremas en las fluctuaciones lacustres: niveles bajos a medios durante las fases de máxima extensión de los glaciares acompañadas de menor fusión/evaporación (cf. Pleniglacial) y niveles excepcionalmente altos, correspondientes a fases de recesión de los glaciares durante el pasado Interstadial (*Fase Minchin*) y particularmente con ocasión de la Desglaciación en la transición Wisconsin-Holoceno (*Fase Tauca*).

AGRADECIMIENTOS

Por las dataciones C14, las prevenciones observadas y largo tiempo de laboratorio consumido, a John C. Shepard (Washington State University) y Robert Stuckenrath (Smithsonian Institution). Por el abierto intercambio de ideas y geodata publicada, a Thomas Lynch (Cornell University) y Michel Servant (ORSTOM, Bondy). A Ricardo Riesco y demás colegas de la Universidad Católica, por la cálida acogida brindada a mis estudios en las páginas de "Norte Grande", *atacamensis per definitionem*. En la misma universidad, al matemático Víctor Ochsensius, por su interés y entusiasmo en mis investigaciones en torno al Cuaternario Sudamericano durante los últimos quince años. El autor dedica la presente contribución al amigo profesor G. Cecioni (Universidad de Chile) por sus méritos en el estudio del récord glacial pre-Pleistoceno en la fachada pacífica "actual" del continente.

BIBLIOGRAFIA

- AMSTUTZ, G. (1982): Carl Ochsensius. In: Dictionary of Scientific Biography. Charles Scribner's Sons, New York.
- AUBOIN, J.; AUDEBAU, F.; *et al.* (1973): De quelques problèmes géologiques et géomorphologiques de la Cordillere des Andes. *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn.* 15 (1-2): 207-216. Paris.
- BENSON, L. (1978): Fluctuation in the Level of Pluvial Lake Lahontan during the last 40,000 years. *Quaternary Research* 9 (3): 300-318.
- (1981): Paleoclimatic significance of Lake-Level Fluctuations in the Lahontan Basin. *Quaternary Research* 16 (3): 390-403.
- BORDE, J. (1966): Les Andes de Santiago et leur avant-pays: étude de géomorphologie. 559 p. U.F.I., Bordeaux.
- BORRERO, L. (1977): La Extinción de la Megafauna: su explicación por factores concurrentes. *Anales Instituto de la Patagonia*, 8. Punta Arenas.

- BRACKEBUSCH, L. (1892): Die Kordillerenpässe zwischen der argentinische Republik und Chile. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, Band 27. Berlin.
- BRADBURY, P.; LEYDEN, B.; *et al.* (1981): Late Quaternary environmental history of Lake Valencia, Venezuela Science 214: 1.299-1.305.
- BRAUN, A. (1977): Pyroklastika im Interandinen Lángstal von Ecuador - Ein Breitrag zur Systematik der Pyroklastika. 135 p. Diss. Universität Tübingen.
- BRUNSCHWEILER, D. (1981): Glacial and Periglacial forms systems of the Colombian Quaternary. Rev. CIAF 6 (1-3): 53-76. Bogotá.
- BRUGGEN, I. (1929): Zur Glazialgeologie der chilenischen Anden. Geologischen Rundschau, 20 (1): 1-35.
- (1950): Fundamentos de la Geología de Chile. 374 p., 98 figs. (8ª Edición). Instituto Geográfico Militar, Santiago.
- BRYAN, A.; CRUXENT, I.; GRUHN, R. & C. OCHSENIUS (1976): Recent Excavations at the Paleolithic Site of Taima-Taima, Venezuela. Abstracts IX^o Congrès Union Intern. Sciences Protohistoriques et Préhistoriques (UISPP), 13-18 Sept. Nice.
- (1977): Recent Excavations at the Paleolithic Site of Taima-Taima, Venezuela. Abstracts 10th Intern. Congress Intern. Union for Quaternary Research (INQUA), 16-24 August., University of Birmingham.
- BRYAN, A.; CASAMIQUELA, R.; CRUXENT, J.; GRUHN, R. & C. OCHSENIUS (1978): An El Jobo mastodon kill at Taima-Taima, Venezuela. Science 200: 1.275-1.277.
- CAVIEDES, C. & R. PASKOFF (1975): Quaternary Glaciations in the Andes of North-Central Chile. Journal of Glaciology 14 (70): 155-170.
- CHURCHER, C.S. (1966): The Insect Fauna from the Talara Tar-seeps, Peru. Canadian Journal of Zoology, 44: 985-993.
- CLAPPERTON, C. (1972): The pleistocene Moraine Stages of West-Central Peru. Journal of Glaciology 11 (62): 255-263.
- (1979): Glaciation in Bolivia before 3.27 Myr. Science v. 277: 375-377.
- (1981a): Quaternary Glaciations in the Cordillera Blanca, Peru and the Cordillera Real, Bolivia. Rev. CIAF 6 (1-3): 93-111. Bogotá.
- (1981 b): A pre-Pleistocene till in Bolivia. In: Earth's pre-Pleistocene Glacial Record. Edited by M.J. Hambrey & W.B. Harland, pp. 828. Cambridge Earth Science Series. Cambridge University Press.
- CHAPPELL, J. & H. VEEH (1978): ²³⁰Th/²³⁴U Age support of an Interstadial Sea Level of - 40 m at 30,000 yr. B.P. Science v. 276: 602-603.
- CUNE, K.; HUTCHINGS, L.; PAGE, W. & J. JARAMILLO (1981): Quaternary Tectonics of Northwest Colombia. Rev. CIAF, 6 (1-3): 113-114. Bogotá.
- COLINVAUX, P. & E. SCHOFIELD (1976a): Historical ecology in the Galapagos Islands. I. A Holocene pollen record from El Junco Lake, Isla San Cristobal. Journal of Ecology, 64: 989-1.012.
- (1976b): Historical ecology in the Galapagos Islands. I. A Holocene spore record from El Junco Lake, Isla San Cristobal. Journal of Ecology, 64: 1.013-1.026.
- COLQUI, B. (1962): Argentine glaciology. Antarctic Research Geophysic Monographs, 7: 217-228.
- DAMUTH, J. & R. FAIRBRIDGE (1970): Equatorial Atlantic deep-sea arkosic sands and Ice-Age aridity in Tropical South America. Geol. Soc. Amer. Bull. 81: 189-206, New York.
- DOBROVOLNY, E. (1962): Geología del Valle de La Paz. Bol. Depto. Nac. Geol. 3: 1-153, La Paz.
- (1968): A Postglacial Mud Flow of Large Volume in the La Paz Valley, Bolivia, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 600-e: 130-134, Denver.
- FLINT, R. & F. FIDALGO (1964): Glacial Geology of the East Flank of the Argentine Andes between 39°10'S and Latitude 41°20'S. Geol. Soc. Amer. Bull., 75: 335-352.
- (1969): Glacial Drift in the Eastern Argentine Andes between Latitude 41°10'S. and 43°10'S. Geol. Soc. Amer. Bull., 80: 1.043-1.052.
- FONT, T. (1965): Mapa Pluviométrico. In: Hidrografía de las Zonas Desérticas de Chile. Edited by lean Burz. 188 p. Santiago.
- FONTES, J. & M. Servant (1976): Dataciones radiométricas sobre el Cuaternario Reciente del Altiplano de Bolivia. Paper presented to the 1 Congr. Geol. de Bolivia See also: Les lacs quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes. Premières interprétations paléoclimatiques. Cahiers O.R.S.T.O.M. 10 (1978): 9-23.
- GANSSER, A. (1955): Ein Beitrag zur Geologie und Petrographie der Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien, Südamerika). Schweizer Mineral. u. Petrographie Mitteilungen 35: 209-279.
- GARNER, H. (1975): Radiometric evidence for pre-Wisconsin glaciation in the northern Andes: Comment. Geology (May): 231-231.
- GIEGENGACK, R. & R. Grauch (1973a): Late-Cenozoic Climatic Stratigraphy of the Venezuelan Andes. II Congr. Lat. Geol. 2: 1.187-1.200, Caracas.
- GIEGENGACK, R.; GRAUCH, R. & R. SHAGAM (1973b): Geometry of Late Cenozoic Displacement along the Bocono Fault, Venezuelan Andes. II Congr. Lat. Geol. 2: 1.201-1.226, Caracas.
- GIEGENGACK, R. (1977): Late-Cenozoic Tectonic Environments in the Central Venezuelan Andes. Abstracts 8th Caribb. Geol. Conference, 2 p. Curacao,
- GUEST, J. & J. SANCHEZ (1970): A Large Dacitic Lava Flow in Northern Chile. Bull. Vulcanologique 33: 778-790. Nápoles.
- GONZALEZ, O. (1969): Evolución del Volcanismo y Tectónica de los Andes Centrales durante el Cenozoico Superior. 11 p. Depto. Geol. Universidad de Chile.
- HASTENRATH, S. (1967): Observations on the Snow Line in the Peruvian Andes. Journal of Glaciology, 6 (46): 541-550.
- (1971): On the Pleistocene Snow Line Depression in the arid regions of the South American Andes. Journal of Glaciology, 10 (59): 255-267.

- (1981): The Glaciation of the Ecuadorian Andes. 199 p. A.A. Balkema, Rotterdam.
- HEIM, A. (1947): Observaciones geológicas en la Cordillera Blanca, Perú. Bol. Soc. Geol. de Lima, 20: 119-122. Lima
- HERD, D. & C. NAESER (1975): Radiometric evidence for pre-Wisconsin Glaciation in the Northern Andes. *Geology* (May): 603-604.
- HERD, D. (1982): Glacial and Volcanic Geology of the Ruiz-Tolirna Volcanic Complex, Cordillera Central, Colombia. *Publ. Geol. Espec.* 8: 1-48, Ingeominas, Bogotá.
- HEUSSER, C. (1981): Palynology of the Last Interglacial-Glacial Cycle in midlatitudes of Southern Chile. *Quaternary Research* 16 (3): 293-321.
- HOLLINGWORTH, S. & J. GUEST (1967): Pleistocene Glaciation in the Atacama Desert. Short Note. *Journal of Glaciology* 6 (47): 749-751.
- JENKS, W. & S. GOLDICH (1956): Rhyolitic tuff flows in Southern Peru. *Journal of Geology* 64 (2): 156-172.
- JORDAN, E. (1983): Die Verbreitung von Polyepis-Bestände in der Westkordillere Boliviens. *Tuexenia* 3: 101-116, 1 Karte. Göttingen,
- KATSUI, Y. & O. GONZALEZ (1968): Geología del Area Neovolcánica de los Nevados de Payachata, Provincia de Tarapacá, Departamento de Arica. *Publ. Depto. Geol. Univ. Chile*, 22: 1-61, Santiago.
- KINZL, H. (1968): La Glaciación Actual y Pleistocénica en los Andes Centrales. *Coll. Geographicum* 9: 77-89. Bonn.
- KUHN, F. (1929): Observaciones morfológicas en la región de la Sierra de Famatina. *Anales Mus. Nac. Cienc. Nat. Bernardino Rivadavia*, 30 Buenos Aires.
- LACIGLIA, H. (1968): Nuevos aportes a los fechados de radiocarbón de la Argentina. *Notas del Museo de San Rafael*, 8: 1-8, San Rafael.
- LAHSEN, A. & J. DAVISON (1974): Antofagasta-El Tatío-Laco. Guide Book. Excursion. *Inter. Symposium on Volcanology*, 9-14 Sep., 61p. Inter. Union Commission Geodynamic. IPGH, Santiago.
- LANGBEIN, W. (1961): Salinity and hidrology of closed lakes. *U.S. Geol. Survey Prof. Papers* 412:20 p.
- LAUER, W. (1968): Die Glaziallandschaft des südchilenischen Seengebietes. *Acta Geographica*, 20 (16): 215-236. Helsinki.
- LECARPENTIER, C. (1973): Géomorphologie et aux subterrains: presentation de la Carte Géomorphologique de la Pampa del Tamarugal. *Bull. Inst. Fr. Et. Andines*, 2 (2): 27-57, Lima
- LLIBOUTRY, I. (1956): Nieves y Glaciares de Chile. *Fundamentos de Glaciología* Ediciones de la Universidad de Chile. Santiago.
- LLIBOUTRY, L.; GONZALEZ, O. & J. SIMKEN (1958): Les Glaciers du desert Chilien. *Compte Rendus et Rapports Assemble Générale de Sciences Hidrol.* 4: 291-300, Toronto.
- MAGNANI, M. (1958): El Glaciarismo actual y cuaternario en el Macizo de Famatina. *Cuadernos de Geografía y Geofísica* 2, Univ. de Córdoba.
- MARKGARF, V. (1983): Late and Postglacial Vegetational and Paleoclimatic changes in Subantarctic, Temperate, and Arid Environments in Argentina. *Palynology* 7: 43-70.
- (1985): Late Pleistocene Faunal Extinctions in Southern Patagonia. *Science* v, 226: 1110-1111.
- MARTIN, P. (1967): Prehistoric overkill. In: Martin, P.S. & Wright, H.E. (Ed.): *Pleistocene Extinctions, the Search for a Cause*: 75-120, Yale Univ. Press.
- (1973): The Discovery of America. *Science* 179: 969-974.
- (1984): Prehistoric Overkill: The Global Model. In: *Quaternary Extinctions: A Prehistoric Revolution*. Edited by P.S. Martín & R. Klein, pp. 354-403. The University of Arizona Press.
- MERCER, J. (1983): Cenozoic Glaciation in the Southern Hemisphere. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 11:99-132.
- MERCER, J. & O. PALACIOS (1977): Radiocarbon dating of the last glaciation in Peru. *Geology*, 5: 600-604.
- NOGAMI, M. (1982): Circulación atmosférica durante la última época glacial en los Andes. *Rev. Geogr. "Norte Grande"*, 9: 41-48, Univ. Católica Chil. Santiago.
- OCHSENIUS, C.C. (1886): Ober das Alter einiger Theile des südamerikanischen Anden. *Zeitschrift der Deutschen geologen Gesellschaft*. 38: 766-772. Berlin.
- (1887a): Die Bildung des Natronsalpeters aus Mutterlaugensalzen. Mit einer Karte und vier Profilen der mittleren südamerikanischen Westküste, 175 p., E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Koch). Stuttgart,
- (1887b): Die Hebung der Anden (Vortrag). 60. Versammlung Deutscher Naturforscher u. Ärzte, Wiesbaden 18-24 Sep. 1887. *Tageblatt NO 8 (Oktober)*: 77-78 (Section für Geographie und Geologie). Wiesbaden.
- (1887c): Über das Alter einiger Theile der südamerikanischen Anden (11) *Zeitschrift der Deutschen geologen Gesellschaft*. 39: 301-313, Berlin.
- (1888a): Einige Angaben über die Natronsalpeter-Lager landeinwärts von Taltal in der chilenische Provinz Atacama, *Zeitschrift der Deutschen geologen Gesellschaft*, 40: 153-165 + 1 Tafeln, Berlin.
- (1888b): On the formation of rock-salt beds and mother liquors salts. *Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia*, pp. 181-187.
- (1890): Über das Alter einiger Theile der südamerikanischen Anden (III). *Zeitschrift der Deutschen geologen Gesellschaft*, 42: 121-149, Berlin.
- (1891): Über junge Hebungen in die Schweiz. *Ausland* Nr. 43.
- (1896a): Über das Alter einiger Theilen der Anden. *Zeitschrift der Deutschen geologen Gesellschaft*, 48: 468-498, Berlin.
- (1896b): Die Erhebung des Andesgebirges. *Natur*, Halle.

- (1898): *Über junge Hebungen*, Zeitschrift der Deutschen geologen Gesellschaft, 50: 200-203, Berlin.
- (1899): *Über [un]ge Hebungen in der Hudsonbai*. Zeitschrift der Deutschen geologen Gesellschaft, 51: 571-573, Berlin.
- (1901): *Über [un]ge Hebungen von vollen Seebecken*. Zeitschrift der Deutschen geologen Gesellschaft, 53: 14-15, Berlin.
- (1902): *Das Gesetz der Wüstenbildung von Johannes Walter-Berlin 1900 (Kritik)*. Centralblatt für Mineralogie, Geologie u. Palaontologie, Jahrgang (1902): 551-562; 577-590; 620-633, Stuttgart.
- (1903): *Über [un]ge Hebungen in den Anden*. Zeitschrift der Deutschen geologen Gesellschaft, 55: 40-43, Berlin.
- OCHSENIUS, C. (1970): *Geomorfología del Sector Interfluvio Río Salado-Río Toconce*. Informe Preliminar. 10 p. Depto. Ciencias Antropol. Arqueología, Univ. Chile (see also: Bol. Prehistor. Chil. (1970), 2 (2/3): 119-120, Santiago).
- OCHSENIUS, C. (1971a): *Desierto de Atacama*. Atacama Wüste. Atacama Desert. Interdisciplinary Bibliography. 140 p. Univ. Sao Paulo (unpublished).
- (1971b): *Observaciones Geocológicas en la Puna de Atacama*. Bol. Prehistor. Chil. 4: 26-52. Univ. de Chile. Santiago.
- (1971c): *Un Reconocimiento del Cuaternario en el Nordeste de Brasil*. 20 p. Inst. Geog., Univ. Sao Paulo (unpublished).
- (1972): *Contribución a la Ecología y Paleocología de la Puna de Atacama, Chile*. 74 p., 5 láms., 20 fotogs., Depto. Geogr. Univ. Sao Paulo.
- (1972): *Relatorio a un Survey Geográfico realizado en el Estado de Ceará, Nordeste Brasileño (1971)*. Cadernos de Ciências da Terra Nr. 25, Inst. Geog., Univ. Sao Paulo.
- (1973): *Contribución a la Ecología y Paleocología de la Puna de Atacama*. Nuevos antecedentes (2ª versión). 72 p. Depto. Geografía, Univ. de Chile.
- (1974a): *Relaciones Paleobiogeográficas y Paleocológicas entre los Ambientes Lénticos de la Puna de Atacama y Altiplano Boliviano, Trópico de Capricornio*. Bol. Prehistor. Chil. 7-8 (6-7): 99-138. Univ. de Chile, Santiago.
- (1974b): *Acerca del Contenido Macropaleontológico de las Calizas del Loa, Desierto de Atacama*. Rev. Geogr. Chil. "Terra Australis", 22: 191-193.
- (1974c): *Primera Relación sobre el Hallazgo de Ostracoda (Crustacea) en los Ambientes paleolacustres del Pleistoceno en la Puna de Atacama, Chile*. Proyecto Ecología del Cuaternario Superior en la Puna de Atacama. Oficina Téc. Des. Científico (internal report). Univ. de Chile. Santiago.
- (1974d): *Evidencia de Planorbidae, Ciperaceae y Typhaceae en las Facies Lacustres del Pleistoceno de Chiuchiu*. Ibidem. 4 p. Santiago.
- (1976a): *Biogeographical Context of the Pluvial Lakes of the Atacama Desert during the Late Pleistocene, Tropic of Capricorn: Abstracts of Papers*, pp. 169-171. First Intern. Congr. on Pacific Neogene Stratigraphy. COS, IUGS, 16-21 May, Tokyo.
- (1976b): *The Lacustrine Environments of the Atacama and Sahara deserts during the Late Pleistocene: Ecological and Climatic Importance*. Ibidem, pp. 165-168, Tokyo.
- (1977a): *Pleistocene Regional Paleocology Studies in the Atacama Desert*. Abstracts 10th Congress of INQUA, 16-24 August, University of Birmingham.
- (1977): *El Pleistoceno en el Desierto de Atacama, Trópico de Capricornio*, 557 p., 90 figs., + 2 maps. (Doctoral Thesis). Univ. Sao Paulo (also available from the South American Quaternary Documentation Program series).
- (1977b): *Importancia Paleoclimática y Geomorfológica de Amphistegina gibbosa d'Orbigny en el Alto Pleistoceno de Talma-Taima*, Comm. 2: 1-10 p. Progr. Cuater. Superior Costa de Falcón, CIPICS-Univ. Feo. de Miranda, Coro.
- (1977c): *Importancia Ecológica y Antropológica del Género Coceoloba en el Alto Pleistoceno de Taima-Taima, Venezuela*. Comm 4: 1-6. Ibidem, Coro.
- (1978): *The Neotropical Biogeography of Owen's Macrauchenia Genus and the Relative Effect of the Amazon Biota as Ecological Barrier during the Upper Quaternary*. Abstracts 5th Bienn. Meeting Amer. Quater. Assoc., AMQUA: 245-249, University of Alberta.
- (1979) (Ed.): *Quaternary Ecology in the Perí-Caribbean Arid Belt, Northernmost South America*. 124 p. South American Quaternary Documentation Program, Saarbrücken.
- OCHSENIUS, C. & R. GRUHN (1979) (Eds.): *Taima-Taima: A Late Pleistocene Paleo-Indian Kili Site in Northernmost South America*. 137 p. South American Quaternary Documentation Program. Saarbrücken.
- (1979): *O Pleistoceno no Deserto de Atacama*. Paleoclimas 7: 1-14. Univ. Sao Paulo.
- (1980a): *Cuaternario en Venezuela. Introducción a la Paleocología en el Norte de Sudamérica*. Cuadernos Falconianos 3: 68 p. CIPICS-Univ. Feo. de Miranda, Coro.
- (1980b): *Palinología en Sudamérica. Breve Reseña sobre las Floras del Cuaternario Superior*. Cuadernos Falconianos 2: 53 p. CIPICS-Univ. Feo. de Miranda, Coro.
- (1981a): *Ecología del Pleistoceno Tardío en el Cinturón Ando Pericaribeño*. Rev. CIAF 6 (1-3): 365-372, Bogotá.
- (1982): *Biographie und ökologie der Landmegafauna Südamerikas und ihre korrelativen Landschaften im Jung-Quartar, Mit einer Diskussion über die Aridität als Extinktionsursache*. Habil.-Schr. Philosophische Fakultät, Universität des Saarlandes. 387 p. (40 x 29), 33 maps, 55 tables, 30 figs., Saarbrücken.

- (1982a): Atacama: The Hologenesi of the Pacific Coastal Desert in the Context of the Tropical South American Quaternary. In: The Geological Story of the World's deserts. Edited by T.L. Smiley. *Striae* 17: 112-131, University of Uppsala.
- (1983): Aridity and Biogeography in Northernmost South America during the Late Pleistocene. *Zentralblatt für Geologie u. Paläontologie*, Teil 1 (3/4): 264-278, Stuttgart.
- (1985a): Late Pleistocene Aridity in the Neotropic as Extinction Cause of the South American Landmegafauna. *Zentralblatt für Geologie u. Paläontologie*, Teil 1 (11/12): 1.691-1.699, Stuttgart.
- (1985b): Pleniglacial Desertization, Large-Animal Mass Extinction and Pleistocene-Holocene Boundary in South America. *Rev. Geogr. "Norte Grande"*, 12: 35-47, Univ. Catól. Chil., Santiago.
- (1986a): Volcanismo y Extinción de la Megafauna Punitense en los Andes del Ecuador durante el Wisconsin: Un Caso de Criptobiosis Regional (*in lit.*).
- (1986b): Cuaternario en Colombia. (*in lit.*) (also available as pre-print from the South American Quaternary Documentation Program series).
- (1986c): The Ecological Crisis of the South American Megafauna during the Last Glacial Period (Wisconsin/Stage. ca. 13,000-30,000 B.P.). A Global Map (60 x 40). South American Quaternary Documentation Programo Saarbrücken.
- PASKOFF, R. (1967): Notes de morphologie glaciaire dans la haute vallé du Río Elqui (province de Coquimbo, Chili). *Bull. Assoc. Geogr. Francais*, 350/351: 44-55.
- (1977): Quaternary of Chile: The State of Research. *Quaternary Research* 8: 2-31.
- PENCK, W. (1914): Hauptzüge im Bau der Puna de Atacama (Kordilleren Nordwestargentinien). *Habil.-Schr. Universität Leipzig. Neue Jahrbuch für Mineralogie usw.* 38: 643-684, 4 figs., Stuttgart.
- (1920): Der Südrand der Puna de Atacama. *Abhandlungen Akad. Wiss. Math.-Phys. zu Leipzig* 547 p.
- PICHLER, H. & K. ZEIL (1969): Due quartare "Andesit" Formation in der Hochkordillere Nord-Chile. *Geologische Rundschau* 58: 866-903, Stuttgart.
- PETERSEN, U. (1958): Structure and Uplift of the Andes of Peru, Bolivia and adjacent Argentina. *Bol. SocioGeol. del Perú*. 33: 57-129, Lima.
- POLANSKY, J. (1965): The Maximum Glaciation in the Argentine Cordillera. *Spec. Papers Geol. Soc. Of Amer.* 84: 453-474.
- PORTER, S. (1981): Pleistocene Glaciation in the Southern Lake District of Chile. *Quaternary Research* 16 (3): 263-292.
- RASSMUS, J. (1916): La Sierra de Aconquija. I Reunión Socio Arg. Cien. Nat. en Tucumán.
- ROHMEDER, G. (1942): La glaciación diluvial de los Nevados de Aconquija. *Monogr. Inst. Est. Geogr.*, 2: 1-68, Univ. de Tucumán.
- RUDDIMAN, W. & A. MAC INTRYE (1981): The Mode and Mechanism of the Last Deglaciation: Oceanic Evidence. *Quaternary Research* 16: 125-134.
- SANTANA, R. (1967): Rasgos de la glaciación cuaternaria "El Manzanar", valle del Cachapoal, Andes de Rancagua. *Rev. Geogr. Valparaíso* 1: 85-98.
- (1973): La glaciación quaternaire dans les Andes de Rancagua (Chili central). *Bull. Assoc. Geogr. Francais*, 406/407: 473-483.
- SAUER, W. (1965): *Geología del Ecuador*. 383 p. Ministerio Educación, Quito.
- SAUER, W. & H. PUTZER (1971): *Geologie von Ecuador*. G. Borntraeger, Berlin.
- SAXON, E. (1976): La Prehistoria de Fuego-Patagonia. Colonización de un Hábitat Marginal. *Anales Instituto de la Patagonia* 7: 63-73, Punta Arenas.
- SCHUBERT, C. (1973): Defmición Geológica de la Glaciación Mérida, Andes Venezolanos. II Congr. Lat. Geol. 2: 1.181-1.185, Caracas.
- (1974): Late Pleistocene Merida Glaciation, Venezuela Andes. *Boreas* 3: 147-152.
- SERVANT, M. (1977): Le Cadre Stratigraphique du Plio-Quaternaire de l'Altiplano des Andes Tropicales en Bolivie. *Bull. AFEQ*, 1 (50): 323-327.
- SERVANT, M. & R. VILLARROEL (1979): Le problérne paléoclimatique des Andes boliviennes et leurs piedmonts amazoniens au Quaternaire. *C.R. Acad. Se. Paris* 288: 665-668.
- SERVANT, M., FONTES, J., ARGOLLO, I. & SALIEGE, J. (1981): Variations du régime et la nature des précipitations au cours des 15 derniers millénaires dans les Andes de Bolivie. *CR. Acad. Se. Paris*, 292: 1.209-1.212.
- SIMPSON, B. (1979): A revision of the Genus *Polylepis* (Rosaceae: Sanguisorbeae). *Smithsonian Contributions to Botany* 43: 1-62.
- SOUZA CUNHA, F. de (1978): Posieao geológica do Homen de Lagoa Santa no Grande Abrigo de Lapa Vermelha Imperaire (PL), Pedro Leopoldo, Estado de Minas Gerais. *Coletânea Museu Paulista, Série Ensaios* 2: 275-305, Univ. Sao Paulo.
- SPAULDING, W. (1983): The Oyerkill Hypothesis as a Plausible Explanation for the Extinctions of Late Pleistocene Megafauna. *Quaternary Research* 20 (1): 110-112.
- SOERTZ, G. & G. ERICKSEN (1974): Geology of Salars in Northern Chile. *Prof. Papers U.S. Geol. Survey*, 811: 1-61, 48 figs., 5 tables.
- STREET, A. & A. GROVE (1979): Global Maps of Lake-Level Fluetuations since 30,000 yr B.P. *Quaternary Research* 18: 83-118.
- TAPIA, A. (1925): Apuntes sobre el Glaciarismo pleistocénico del Nevado de Aeonquija. *An. Soc. Geogr. Arg. "GAEA"*, I (4), Buenos Aires.
- TRICART, J. (1965): Observations on the Quaternary firm line in Pero. *Journal of Glaciology*, 5 (42): 857-863.
- (1970): Le Salar del Huaseo. *Rev. Geom. Dyn.* 2: 49-84 + I map.
- TROLL, e (1937): Quartare Tektonik und Quartarklima in den tropischen Anden. *Frankfurter Geogr. Hefte* NO 11, Frankfurt a. M.

- TURNER, C. (1960): Estratigrafía del Nevado de Cachi y el sector Oeste (Salta). Act. Geol. Lilloana, 3: 191-226, Córdoba.
- VAN DER HAMMEN, T. (1979): Historia y tolerancia de ecosistemas parameros. In. El Medio Ambiente Páramo. Ed. M.L. Salgado-Labouriau, pp. 55-66, VIC, Caracas.
- - - - (1981): Glaciales y glaciaciones en el Cuaternario de Colombia: Paleoecología y Estratigrafía. Rev. CIAF, 6 (1-3): 635-638, Bogotá.
- VAN DER HAMMEN, T.; DUEÑAS, H. & J. THOURET (1980): Guía Excursión-Sabana de Bogotá. 8 p. + 104 figs. Primer Sem. Cuater. Colombia, 25-29 agosto. Bogotá.
- WEISCHET, W. (1969): Zur Geomorphologie des Glatthang-Relief in der Ariden Subtropen des Kleines Nordens von Chile. Zeitschrift f. Geomorphologie 13 (1): 1-21.
- WEISSERMEL, W. (1931): Ochsenius und die Hebungstheorie. Bericht Naturwis. Ges. zu Chemnitz, 23:55-60.