

### 13. PALEOCLIMAS CUATERNARIOS EN EL NORTE GRANDE DE CHILE

Luc ORTLIEB<sup>1</sup>

#### Resumen

El Norte Grande de Chile (en particular el Desierto de Atacama) es conocido por ser una de las áreas más áridas del mundo, no sólo actualmente sino también durante la mayor parte del Cuaternario. Se revisan, de manera crítica, las principales fuentes de datos paleoclimáticos de distinta índole (meteorológica, histórica, geológica, oceanográfica y paleontológica) así como los conceptos relacionados con la aridez de la región, a diferentes escalas de tiempo. La carencia general de registros geológicos continuos y de indicadores biológicos de fluctuaciones climáticas cuaternarias explica que muchas informaciones disponibles provengan en realidad de los bordes del Desierto de Atacama, del lado de la Cordillera de los Andes o del lado del océano Pacífico.

Esta región constituye un ejemplo particularmente nítido de interacciones entre las condiciones oceanológicas, la circulación atmosférica y el efecto del relieve de la Cordillera de los Andes. Desde este punto de vista, existen nuevas expectativas para intentar determinar con más precisión las variaciones de pluviometría y las fluctuaciones de los sistemas de surgencia (ligados al régimen de vientos costeros) que se manifestaron en el marco de las alternancias glacial/interglacial, y más específicamente desde el último máximo glacial.

#### QUATERNARY PALEOCLIMATES IN THE CHILEAN "NORTE GRANDE"

#### Abstract

The Chilean "Norte Grande", and specifically the Atacama Desert, is known to be one of the driest places on earth, not only presently but also during the major part of Quaternary times. We critically review the main sources of paleoclimate data (including those dealing with meteorology, history, geology, oceanography and paleontology) and revise some of the concepts related to the regional aridity (at distinct time scales). The general lack of geological continuous records and of biological indicators of Quaternary climatic fluctuations explains that many available informations come from the areas bordering the Atacama Desert, be they in the Andean Cordillera or in the coastal Pacific Ocean.

The area is a particularly clear example of interactions between oceanographic conditions, atmospheric circulation, and the effect of the Cordilleran range. From this stand point, a series of new investigations have just begun and aim to determine with a better precision the rainfall variations and upwelling fluctuations (related to coastal wind regimes) that occurred during the glacial/interglacial alternation, and more specially since the last glacial maximum.

## 1. INTRODUCCION

### 1.1. Particularidad del desierto de Atacama

La aridez del desierto de Atacama es clásicamente explicada por la interacción de tres tipos de factores: orográficos, atmosféricos y oceánicos. La Cordillera de los Andes constituye una verdadera barrera fisiográfica de más de 4000 m de altura (con cumbres a más de 6000 m) para las masas de aire húmedo provenientes del dominio atlántico. Por otro lado, la costa nor-chilena está expuesta de manera casi permanente a las condiciones de aridez que induce la margen oriental del anticiclón del Pacífico sur-oriental (30° S, 90° W), elemento clave en el sistema de circulación atmosférico

---

<sup>1</sup> ORSTOM-Chile, Facultad de Recursos del Mar, Universidad de Antofagasta, Casilla 170, Antofagasta, Chile.

regional. Finalmente, las aguas frías de la Corriente de Humboldt (o del Perú) y los fenómenos de surgencia costera, influyen de manera fundamental en el fenómeno de inversión térmica y la poca humedad que el aire es susceptible de transferir tierra adentro. Todos estos factores se combinan para producir una extrema aridez en una franja de hasta 100 km de ancho, entre los paralelos 18° S y 26° S.

Las interacciones entre circulación oceánica y circulación atmosférica que se manifiestan en el norte de Chile, reforzadas por los efectos del relieve, pueden ser considerados como ejemplares. El hecho que esta combinación conduce a establecer uno de los climas regionales actuales más extremos del globo amerita ser recalcado. Pero el punto tal vez más interesante es que la situación climática actual parece haber sido, si no precisamente perenne, por lo menos predominante desde el Mioceno. Otros grandes desiertos (Sahara, Sonora, desiertos australianos) suelen mostrar evidencias de mayores fluctuaciones (en frecuencia y amplitud) del régimen hidrológico en el pasado que el desierto de Atacama. Allí, son particularmente discretas las evidencias de variaciones de las condiciones de aridez durante el Cuaternario. Hay presunción que esta permanencia de la aridez a través de las fluctuaciones climáticas globales (alternancia de periodos interglaciales y glaciales) refleja la influencia predominante de los tres tipos de factores que actualmente controlan el clima hiper-árido. Sin embargo, esta evolución climática particular fue deducida de una serie de observaciones aisladas y de interpretaciones de datos bastante esparcidos en el tiempo y en el espacio. Sería útil revisar estos elementos con la perspectiva de reconstruir, a nivel regional, ciertas modalidades y condiciones límites de las interacciones océano-atmósfera en el transcurso del Cuaternario y particularmente en las fases glaciales.

## 1.2. Estudios paleoclimáticos en el Norte Grande

La tendencia general, desde hace más de un siglo, ha sido considerar que el norte de Chile es un viejo desierto. Los estudios más precisos sobre la evolución climática en el desierto de Atacama empezaron a ser desarrollados sólo en los últimos años. Hasta hace poco, la mayor parte de los conocimientos en esta materia resultaban de los trabajos de reconocimiento regional llevados a cabo por geólogos y paleontólogos, sin que estén involucrados meteorólogos e hidrólogos. Recordemos brevemente la sucesión de los principales trabajos que tuvieron implicaciones paleoclimáticas durante el último medio siglo.

En los años 1950-60, se elaboraron los primeros esbozos de evolución climática cuaternaria en relación con el mapeo geológico general del territorio y el reconocimiento de las principales formaciones cuaternarias (Brüggen, 1950; Vita Finzi, 1959; Weischet, 1960, 1969; Fuenzalida, 1965, 1966; Tricart, 1966; Hollingworth & Guest, 1967; Galli-Olivier, 1967).

En los años 1970, se precisaron ciertos datos paleoclimáticos, esencialmente en torno a la geomorfología (Paskoff, 1970, 1977; Mortimer & Saric, 1972, 1975; Mortimer, 1973; Stoertz & Ericksen, 1974; Caviedes & Paskoff, 1975; Rieu, 1975; Naranjo & Paskoff, 1980), mientras se obtenían los primeros datos paleoceanográficos en el Pacífico suroriental (Galli-Olivier, 1969; Luz, 1973, 1977; Rutllant, 1978). Paralelamente, varios climatólogos empezaban a caracterizar el ambiente actual y a interesarse en la evolución del clima en el pasado (Hastenrath, 1971a, 1971b; Klohn, 1972; Caviedes, 1972, 1973, 1981; Sanchez & Kutzbach, 1974; Miller, 1976; Rutllant, 1977; Lettau & Rutllant, 1978; Fritz *et al.*, 1979).

En los años 1980, aunque se redujo sensiblemente la investigación básica en Chile, la ocurrencia del evento El Niño de 1982-83 dió origen a una nueva serie de estudios oceanográficos y climatológicos que abrieron nuevas perspectivas para la reconstitución de los patrones paleoclimáticos (Craig, 1982, 1984; Tomicic, 1985; Rutllant, 1985; Fuenzalida, 1985; Romero & Garrido, 1985; Mardonez Gómez & Silva Pozas, 1985; Blanco & Díaz, 1985; Aceituno, 1988, 1990; Romero & González, 1989). También se desarrollaron, en los años 80, varias investigaciones palinológicas y botánicas (Villagrán *et al.*, 1982; Kalin *et al.*, 1982, 1988; Dillon & Rundel, 1989; Rundel *et al.*, 1991).

Ultimamente, en los años 1990, varios grupos de cuaternaristas manifiestan interés por profundizar y afinar el conocimiento de las variaciones climáticas en el norte chileno. La mayor parte de estos estudios se fundamentan en el análisis de núcleos sedimentarios que abarquen la historia postglacial del área. Estos núcleos son extraídos ya sea en depósitos lacustres de la Cordillera de los Andes y sus alrededores (Markgraf *et al.*, 1992; Grosjean, 1992; Messerli *et al.*, 1993; Baied & Wheeler, 1993; Veit, 1993) o, en el otro extremo geográfico, en la margen continental (Ortlieb *et al.*, 1993, 1994; Follegati *et al.*, 1994).

La carencia total de lagos u otros cuerpos de agua (presentes o fósiles) en la zona costera, la Cordillera de la Costa y las pampas intermedias, imposibilita materialmente la obtención de núcleos sedimentarios completos en el mismo desierto de Atacama. Por otro lado, la ausencia casi total de flora en uno de los ambientes más abióticos del planeta impide prácticamente contar con el apoyo de la palinología, disciplina que tiene un rol esencial en las reconstrucciones paleoclimáticas de las regiones circundantes. Todas estas severas limitaciones contribuyen a explicar que el tema de la evolución climática de esta área tan particular siga con numerosas incógnitas, y necesite ser abordado con nuevos enfoques.

### 1.3. Area estudiada y objetivos

La parte meridional del largo desierto costero chileno-peruano es comúnmente denominada "Desierto de Atacama". Con este nombre se refiere usualmente al área comprendida entre la frontera peruana y la latitud de Copiapó o un poco más al sur. Según los autores, la zona semi-desértica, de transición, que se extiende entre Copiapó ( $27^{\circ}20'S$ , 30 mm de precipitación anual) y La Serena ( $30^{\circ} S$ , 130 mm de precipitación anual) queda, o no, incluida en el Desierto de Atacama. En Chile, se usan los términos de Norte Grande (correspondientes a las I<sup>ra</sup> y II<sup>da</sup> regiones) y Norte Chico (III<sup>ra</sup> y IV<sup>a</sup> regiones) para designar las áreas respectivamente al norte y al sur de Taltal ( $25^{\circ} S$ ) (Fig.13.1).

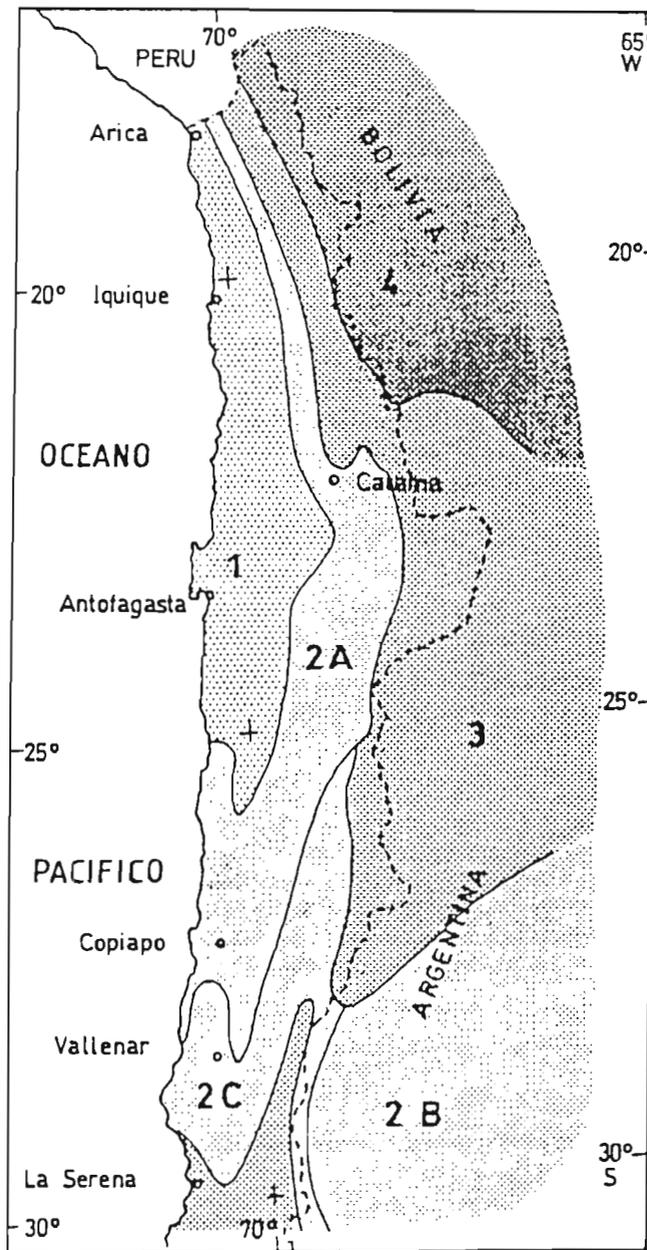


Figura 13.1. Mapa climático (actual) del norte de Chile, según Miller (1976).

Las zonas numeradas corresponden a la siguiente clasificación:

- 1- Extremadamente árido; 2- Árido (2A: lluvias invernales excepcionales, 2B: lluvias de verano poco frecuentes, 2C: lluvias invernales débiles); 3- Semiárido; 4- Subhúmedo.

En este trabajo se recopila información disponible sobre la paleoclimatología del Norte Grande de Chile, abarcando el Desierto de Atacama y sus alrededores, desde la vertiente occidental de los Andes hasta el mar colindante. Algunas informaciones concernientes al Norte Chico son tomadas en cuenta en la medida que permiten apreciar ciertos aspectos de la evolución climática del Desierto de Atacama. Si bien las condiciones de aridez existen por lo menos desde hace más de 10 millones de años, se enfatiza la evolución climática en el Cuaternario, hasta la época actual. En cuanto a información paleoceanográfica, hasta ahora muy reducida en el norte chileno, se hace referencia a algunos datos pertinentes obtenidos en la plataforma continental peruana.

Después de un examen de la situación climática actual y de su variabilidad, analizamos sucesivamente los datos disponibles sobre el Cuaternario superior (desde el último glacial) y el Cenozoico.

## 2. EL CLIMA ACTUAL

### 2.1. Características principales

La aridez del desierto chileno-peruano, y particularmente la hiper-aridez del Desierto de Atacama, traducen directamente la extrema escasez de humedad proveniente del océano Pacífico. El principal mecanismo involucrado en este bloqueo de aire marítimo hacia el continente es el fenómeno de inversión térmica. Este fenómeno, típicamente oceanológico-climático, está directamente controlado por los efectos de la Corriente de Humboldt y por la fuerte subsidencia atmosférica ligada a la presencia permanente del anticiclón del Pacífico suroriental (Trewartha, 1961, 1981).

Entre las características de la franja costera de este desierto destacan la temperatura templada y la existencia de la "camanchaca". La camanchaca es una niebla que se extiende, durante los meses de invierno, entre los 200 m y 800 m aproximadamente en la vertiente marítima de la Cordillera de la Costa. La temperatura que, en la costa de Atacama, oscila típicamente entre 15 y 25 °C, también depende estrechamente del efecto moderador de la corriente fría de Humboldt y de los fenómenos de surgencia costera. El Desierto de Atacama no es cálido, pero como todas las zonas de fuerte radiación y evaporación potencial, registra grandes fluctuaciones en térmicas diarias (Rutllant, 1977).

Las precipitaciones son excesivamente escasas, tanto en la franja litoral como en la Cordillera de la Costa y en la Pampa del Tamarugal. El carácter de desierto más árido del mundo se ilustra por valores de precipitación, expresadas en promedios interanuales, de sólo unos cuantos milímetros por año, en la zona costera: Arica: <1 mm, Iquique: 2 mm, y Antofagasta: 7 mm (Almeyda, 1948; Miller, 1976). Al este de la Cordillera de la Costa, en la depresión central (Pampa del Tamarugal), la nebulosidad es muy reducida y las precipitaciones tienden a ser aún inferiores. Más

hacia el este, a partir de 2500 ó 3000 m, las precipitaciones aumentan en función de la altura (Stoertz & Ericksen, 1974): entre 50 y 100 mm año<sup>-1</sup> a 3000 m, y aproximadamente 250 mm año<sup>-1</sup> a 4000 m.

Las escasísimas precipitaciones que acaecen en el Desierto de Atacama corresponden a dos tipos de situaciones meteorológicas. Las precipitaciones se relacionan ya sea con masas de aire húmedo provenientes del este (Amazonia y dominio Atlántico), o con frentes provenientes de Chile central (aire "polar"). Un tercer tipo, aún mal documentado, concierne el extremo norte de Chile y la costa sur del Perú y parece manifestarse solamente durante ciertos eventos El Niño (no todos) (Minaya, 1994; Ortlieb, en prep.).

Las precipitaciones de tipo ciclónico que caen en Chile central durante el invierno son normalmente bloqueadas en la latitud de La Serena o de Copiapó (Miller, 1976; Romero, 1985). En el Norte Chico estas precipitaciones corresponden a situaciones en las cuales masas de aire frío del sur chocan con masas de aire húmedo y cálido provenientes del dominio amazónico (Fuenzalida & Rutllant, 1986); excepcionalmente estos frentes se desplazan más hacia el norte, provocando aguaceros aislados. El segundo tipo de precipitaciones, relativamente regular, que se observa en la franja más alta de la zona cordillerana del Norte Grande está relacionado con el fenómeno (mal) llamado "invierno boliviano" (o "invierno altiplánico") que ocurre en los meses de verano (Fritz *et al.*, 1979).

Diversas observaciones (Fuenzalida & Rutllant, 1986; Aravena *et al.*, 1989; Messerli, comm. pers., 1993) permiten establecer que en todos los casos, en verano o en invierno, las pocas precipitaciones que afectan el Norte Grande corresponden a moléculas de agua de origen amazónico. En el régimen climático actual por lo menos, el Desierto de Atacama parece no recibir agua del océano Pacífico que lo está bordeando. Un interesante problema paleoclimático es determinar si en situaciones distintas del pasado (del Holoceno y del Pleistoceno) se produjeron precipitaciones de origen Pacífico.

## 2.2. Variabilidad histórica de las precipitaciones

Una de las características de las zonas áridas es la irregularidad de las precipitaciones, en cuanto a recurrencia e intensidad. Los registros pluviométricos disponibles para la primera mitad del siglo (Almeyda, 1948), por ejemplo, confirman esta variabilidad interanual pero muestran que las variaciones de precipitación anual son relativamente limitadas. Entre ciudades costeras, los rangos de variación pueden ser débiles como en Arica e Iquique (0 a 10 mm y 0 a 20 mm) o mayores como en Antofagasta o Caldera (0 a 100 mm), pero inferiores a los que se observan en la franja de la zona semiárida (La Serena: 0 a 300 m durante el mismo lapso). En San Pedro de

Atacama, al pie de la Cordillera, se midieron extremos de 1 y 228 mm entre 1917 y 1948.

A escala histórica, los datos sobre la pluviometría se limitan a algunas menciones de lluvias catastróficas en la Pampa de Tamarugal y en unas cuantas minas o salitreras (Billinghurst, 1886; Bowman, 1924; Urrutia & Lanza, 1993). En un estudio en curso (Ortlieb, en prep.), se examina la relación que podría ligar las precipitaciones de intensidad excepcional con la ocurrencia de eventos El Niño en el lapso de los últimos dos siglos (Tabla 1). La relación entre las mayores precipitaciones y eventos El Niño es relativamente estrecha en el Norte Chico (La Serena, Copiapó) y más nítida en Chile central (Ortlieb, 1994), pero no parece verificarse de manera unívoca en el caso de las precipitaciones del Norte Grande y del sur del Perú. Tampoco se observa una relación clara entre la intensidad de los eventos El Niño y la de las precipitaciones: durante los eventos muy fuertes de 1828, 1844-46, 1891 y 1899-1900 no se registraron precipitaciones anómalas, mientras que sí las hubo durante los eventos El Niño muy fuertes de 1877-78, 1925, 1940-41, 1982-83 (Tabla 1). Por otro lado, fuertes precipitaciones registradas en 1823, 1903, 1906, 1954, 1975 ocurrieron en años normales (no El Niño). En los años 1819, 1852, 1859, 1884, 1911-12, 1929-30, 1932, 1944, 1976, 1980, se observa una coincidencia, cuyo significado queda por estudiar, entre pluviosidad en el Norte Grande y eventos El Niño clasificados como de intensidad mediana. Estos datos sugieren que las precipitaciones excepcionales en el Desierto de Atacama no están ligadas al sistema ENSO de manera tan directa que las que acaecen en Chile central o en la costa norte de Perú (Quinn *et al.*, 1987; Aceituno, 1988, 1990; Quintana Arana, 1990; Rutllant y Fuenzalida, 1991; Hocquenghem & Ortlieb, 1992; Ortlieb, 1994).

Las precipitaciones relacionadas con el "invierno boliviano", que afectan la vertiente occidental de la Cordillera, son actualmente objeto de un estudio climático detallado (P. Aceituno, com. pers., 1993). Desgraciadamente, la carencia de un largo registro histórico de precipitaciones en el oriente del Norte Grande impide determinar los parámetros de la variabilidad de esta fuente de humedad. Resulta importante entender los mecanismos de este tipo de precipitaciones por el rol que éstas podrían haber jugado durante las fases lacustres del Plio-pleistoceno y de la última deglaciación. Tal vez un estudio correlativo entre las fluctuaciones históricas del nivel del Lago Titicaca, el registro paleoclimático del glaciar Quelccaya (sur del Perú) y la recurrencia de las lluvias altiplánicas en territorio chileno (Mourguiart *et al.*, en prep.) sería capaz de compensar la falta de datos históricos y poner en evidencia manifestaciones de variaciones climáticas de tipo "pequeña edad del hielo".

Años lluviosos en Chile central		Años lluviosos			Cronología revisada		?	1887	(1887)	1888	1887-	1887-
Ort., 94	R & F 91	N chico	N grande	S Perú	El Niño	ENSO						
		Sintesis (Ortlieb in prep.)			Quinn, 1993		1891 +	1891 +	(1891)		1891	1891
		1796				1794- -95- m+						
						-96- -97						
						1799 m	1899 ++	1899 ++	(1899)		1899- F	1899- MF
						1802-	1900 ++	1900 ++	1900		-1900	-1900
						1803- F+					1901- F+	1901- F+
						-04 -04-					1902 m+	-02
						1806- m					1904 m-	1904- F
						-07 -07					-05	-05
						1810 m					1907 m+	1907 m+
						1812 m+					1911- m	1911- m+
						1814 F					-12	-12
						1817 m+						1913-
						1819 m+					1914- m+	-14 F+
						1821 m					-15	-16
						1824 m+					1918- m	1918-
						1824- F					-19	-19 F+
						-25					-20	-20
						1827- F+					1923 m	1923 m
						-28					1925- MF	1925- F
						1830 m					-26	-26
						1832 m+					1930- m	1929- m+
						1832- F+					-31	-31
						-33					1932 F	1932 m+
						1835- m					1939 m+	1939 m
						-36					1940- F	1940- MF
						1837 m+					-41	-41
						1837- F					1943 m+	1943- m
						-38- F					-44	-44
						-39					1951 m-	1951- m+
						1844-					-52	-52
						-45- F					1953 m+	1953 m
						-46 -46					1957- F	1957- F
						1850 m					-58	-58
						1850 F						
						1852- m						
						-53 -53						
						1854 m						
						1854- F						
						-55						
						1857- m						
						-58 -58 m+						
						-59						
						1860 m						
						1862 m-						
						1864 F						
						1864 F+						
						1865- m+						
						-66						
						1866 m+						
						1867- m+						
						-68 -68 F+						
						-69						
						1871 F+						
						1871 m						
						1873- m+						
						-74						
						1876-						
						1877- MF						
						-77- MF						
						-78 -78						
						1880 m						
						1880- m+						
						-81						
						1884 F+						
						1884- m+						

Nota: La leyenda de la Tabla se encuentra en la página siguiente.

### 3. VARIACIONES CLIMATICAS AL FINAL DEL CUATERNARIO SUPERIOR

#### 3.1. La zona cordillerana

Algunos estudios recientes de secuencias lacustres en la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes permiten elaborar un primer bosquejo de evolución climática desde el final del Pleistoceno. En el extremo norte del territorio chileno, el estudio palinológico de un núcleo de 2 m de Laguna Seca (18°11'S, 69°14'30"W) sugirió que, después de un episodio más frío y húmedo que hoy día, entre 11 000 y 8000 BP, sucedió una fase más seca y templada entre 7000 y 5000 BP (ambiente de bofedal), y luego una fase húmeda y más cálida entre 5000 y 3500 BP, hasta que se instalaran las condiciones de aridez actual (Baied & Wheeler, 1993).

Al este de Antofagasta, depósitos de la Laguna Lejía (23°47'S), ubicada con varias otras lagunas y salares entre 4000 y 4500 m, arrojaron algunos elementos paleoclimáticos. Desde la última glaciación, dos fases lacustres se habrían sucedido: la primera con un nivel lacustre de +5 m (episódicamente +10 m) durante la cual predominó la sedimentación de bentónita, y la segunda con un nivel de +10 a +15 m (máximo +25 m) que es caracterizada por sedimentos carbonatados y biogénicos (Messerli *et al.*, 1993). La primera fase lacustre se produjo entre el máximo glacial y *ca.* 15 000 BP y sugiere un ambiente frío (hasta 7 °C menos que hoy), semiárido, con precipitaciones de verano del orden de 300 mm/a (máximo 400 mm año<sup>-1</sup>) (*vs.* 180 mm año<sup>-1</sup> actualmente, Grosjean, 1992). Durante la segunda fase lacustre, el clima era más húmedo (400-500 mm año<sup>-1</sup>) y menos frío. Se supone que esta segunda fase fue contemporánea del Lago Tauca en el altiplano boliviano (13 000-11 500 BP) (Hastenrath & Kutzbach, 1985; Wirmann & Mourguiart, 1987).

Según un estudio palinológico realizado en la Qda. Talabre (23°18'S, 67°47'W), a 3800 m de altura, la evolución climática de esta área sería marcada sucesivamente por: un episodio relativamente húmedo desde por lo menos 7500 BP, luego un episodio más cálido entre *ca.* 6000 y 3000 BP, y luego, a partir de 2200 BP, una aridificación, posiblemente reforzada por el pastoralismo (Messerli *et al.*, 1993).

Más al sur, a cerca de 3000 m, el Salar de Punta Negra (24°35'S) está rodeado por líneas de costa lacustres que parecen corresponder a la fase Tauca.

**Tabla 13.1.** Cronología comparada de los años más lluviosos del Norte de Chile (Norte Chico y Norte Grande), del sur del Perú, y de Chile central, con los eventos ENSO/El Niño de los últimos dos siglos (según Quinn, 1993). La cronología y clasificación por intensidad (sin cruz, una +, dos ++, en orden creciente) de los años lluviosos de Chile central fue establecida por Rutllant y Fuenzalida (1991) y Ortlieb (1994). La cronología de los años lluviosos (entre paréntesis) y muy lluviosos (sin paréntesis) del norte de Chile y sur de Perú (Ortlieb, *in prep.*) está basada en datos de Vicuña Mackenna (1877), Billinghamurst (1886), Labarthe (1914), Bowman (1924), Taulis, (1934), Almeйда (1948), Klohn (1972); Urutia & Lanza (1993) y Minaya (1994). La intensidad relativa de los eventos regionales El Niño y eventos globales ENSO está indicada por los iniciales: m (mediana), F (fuerte) y MF (muy fuerte).

En base a interpretaciones preliminares que involucraban la altura de un umbral, se mencionó (Lynch, 1986) que este lago podría haber alcanzado una profundidad máxima de 125 m y una superficie máxima de 800 km<sup>2</sup>; tales dimensiones son probablemente exageradas.

En los Andes del Norte Chico, según los estudios de Veit (1993), el máximo glacial fue marcado por aridez y una temperatura del orden de 7 °C debajo de la actual y fue seguido por un episodio más húmedo y un poco menos frío (-3 °C). El último gran avance glacial (ca. 15 000 BP) se caracterizó por una depresión de 450 m del cordón periglacial y la presencia de morenas unos 800 m debajo de la línea de nieve actual (*ibid.*). En el Holoceno, varios episodios húmedos están inferidos del estudio de capas lacustres, fechadas entre 9500 y 7500 BP, ca. 5000 BP, ca. 3000 BP y ca. 1800 BP (Veit en prep., *in*: Veit, 1993).

### 3.2. La Pampa del Tamarugal y la costa

Los episodios lacustres post-glaciales identificados en la zona cordillerana del norte de Chile han sido relacionados con incrementos de precipitaciones de verano ("invierno boliviano"). Estos episodios lluviosos sólo ocurrieron en partes elevadas del territorio estudiado, arriba de 3500 m. No hay claras indicaciones que estas precipitaciones llegaron hasta el piedemonte occidental, o la depresión central y menos hasta la Cordillera de la Costa.

En el estrecho valle del río Loa, único río perenne del Desierto de Atacama, una terraza fluvial reciente ha sido identificada bajo el nombre de Formación Arcillas de la Vega (Rieu, 1975). La litología de grano fino de sus sedimentos (limos y arcillas) sugiere que en el Holoceno (¿temprano?) se produjeron inundaciones en la parte media del valle del Loa, probablemente a consecuencia de lluvias acaecidas en la parte alta de la cuenca hidrográfica.

Localmente, al pie de los relieves que forman la pre-Cordillera o la Cordillera de la Costa, existen remanentes de inundaciones, remociones en masa o aluviones ocurridos en el Holoceno. Estos fenómenos de tipo esporádico caracterizan, como hoy, un clima hiper-árido y no constituyen en sí evidencias de fases más lluviosas. En algunas áreas de la región costera, como en la región de Antofagasta, quedaron preservadas secuencias de coluviones, depósitos de ladera o conos aluviales superpuestos, que son susceptibles de haber registrado ciertos episodios de fuertes precipitaciones históricas y/o holocenas comparables al desastre de junio de 1991 (14 mm) (Chong *et al.*, 1991). Desafortunadamente, en el ambiente abiótico del Norte Grande, la carencia general de materia orgánica fechable hace particularmente difícil los estudios cronológicos de los "aluviones" y depósitos relacionados.

En el Norte Chico, la evolución climática post-glacial parece haber sido particularmente contrastada entre la parte cordillerana y las tierras más bajas al oeste (Veit, 1993). La parte inferior a 2000 m fue caracterizada por la predominancia de condiciones de aridez y semiaridez, mientras que arriba de 2500 m se producía una alternancia de fases áridas, húmeda, y semiárida (Veit, 1993). Debajo de los 2500 m, al principio del Holoceno, un episodio árido caracterizado por lluvias esporádicas y violentas, produjo una intensa erosión de los suelos y una serie de conos aluviales (*ibid*).

En la costa del Norte Chico, el período post-glacial fue relativamente húmedo, con vegetación abundante y presencia de grandes mamíferos (Nuñez *et al.*, 1983). En Quereo (31° S), se demostró que las condiciones de humedad relativa todavía vigentes *ca.* 11 400 BP, disminuyeron paulatinamente hasta que, en el Holoceno tardío (*ca.* 3000 BP), se instalara la semi-aridez actual (Villagrán & Varela, 1990).

### 3.3. Datos oceanográficos

Hasta ahora los estudios paleoceanográficos han sido muy escasos en el Norte de Chile. Sin embargo, la similitud de condiciones oceanográficas y climáticas entre la margen de Perú central y del norte de Chile justifica que se tomen en cuenta algunos de los resultados obtenidos recientemente mar afuera del Perú.

En los sedimentos de plataforma mar afuera de la costa central y sur del Perú, se observaron cambios de condiciones oceanográficas vinculados con modificaciones paleoclimáticas recientes. De particular relevancia son los indicios de debilitamiento del sistema de surgencia costera que reflejarían una disminución de ciertos factores de aridez en el desierto costero chileno-peruano (Devries & Schrader, 1981; Schrader, 1992; Brodie & Kemp, 1993). Ciertos datos geoquímicos y micropaleontológicos provenientes de sedimentos marinos de la cuenca de Lima, por ejemplo, apuntan hacia una temperatura del agua superior a la actual y una disminución significativa de la productividad primaria (respecto a la actual) durante el periodo inmediatamente post-glacial (15 000 BP). Según un estudio preliminar de Wefer *et al.* (1983), las condiciones oceanográficas actuales se hubieran instalado a partir de *ca.* 8000 BP, aún y cuando entre 8000 y 5000 BP parece haberse producido un deterioro de la estratificación térmica de la columna de agua.

En otro estudio sobre la materia orgánica en los sedimentos de la margen continental de Perú (núcleos extraídos entre 11° y 15° S), Reimers & Suess (1983) pusieron en evidencia la existencia de hiatus de sedimentación (en particular entre *ca.* 500 y 1500 BP y entre 11 000 y 4000 BP) y una importante variación regional en las tasas de acumulación durante el Pleistoceno final. Estos datos fueron relacionados con diversos factores oceanográficos (posición e intensidad de corrientes submarinas y

de centros de productividad primaria), los que eran controlados en gran parte por factores climáticos: calentamiento global post-glacial, modificación del sistema de vientos costeros, instalación del sistema de surgencia de aguas frías, subida del nivel del mar, etc.

En el Norte Grande, una de las informaciones paleoceanográficas más significativas es la ocurrencia de restos de peces de especies ecuatoriales en un sitio arqueológico de 9700 BP del área de Antofagasta (Llagostera, 1979); este hallazgo sugiere que las aguas costeras eran notablemente más cálidas en esta época, que sea a raíz de una disminución de los efectos de la surgencia o a consecuencia de anomalías oceanográficas de tipo El Niño (de duración desconocida). La ubicación geográfica del sitio arqueológico mencionado (en la desembocadura de una quebrada actualmente seca) es compatible con un régimen de pluviometría más favorable que actualmente. Otro tipo de estudios paleoceanográficos con sacatestigo de gravedad fueron iniciados hace poco en Bahía Mejillones (23° S): resultados preliminares indican una alternancia de condiciones oceanográficas a escala secular que parecen ligados a variaciones del sistema de surgencia durante los últimos milenios (Ortlieb *et al.*, 1993; Follegati *et al.*, 1994). Un análisis del contenido en foraminíferos, restos de peces y fitoplancton de un primer núcleo que abarca el último milenio parece indicar que están registrados los episodios climáticos del Optimo cálido de la Edad media y de la Pequeña Edad del Hielo (Ortlieb *et al.*, 1994).

#### 4. VARIACIONES CLIMATICAS PLIO-CUATERNARIAS

##### 4.1. Los depósitos de guano fósil

La preservación de guano fósil en diversas áreas de la costa del Perú y del norte de Chile ha sido considerada por muchos autores (Brüggen, 1939; Kubler, 1948; Hutchinson, 1950; Biese, 1950; Schweigger, 1959, 1964; Craig, 1982) como un indicador de la permanencia de la aridez en la costa chileno-peruana. Esta interpretación se basaba en diversos postulados: 1) el hecho que este material, normalmente expuesto a la intemperie, no haya sido disuelto; 2) el concepto que los depósitos de guano representarían lapsos relativamente largos de sedimentación continua; 3) la presunción que el guano rojo (fósil) sea de edad pliocena; 4) el significado paleoceanográfico de estos depósitos en cuanto a características físico-químicas del entorno costero (una abundancia de aves marinas implica a la vez una gran cantidad de peces pelágicos - anchoveta- y una fuerte productividad primaria ligada a intensos afloramientos de aguas frías).

Un rápido análisis de la literatura señalada revela que sólo el último de los cuatro argumentos mencionados está bien fundamentado. Así, parece difícil establecer o comprobar la continuidad de sedimentación de los depósitos de guano (más aún ahora,

después de la extensa explotación de este recurso que prácticamente aniquiló todos los grandes yacimientos). El llamado "guano rojo" que había sido arbitrariamente atribuido al Plioceno, sin argumento geocronológico, no constituye la base de largas secuencias de depósito. Por otro lado, este guano rojo que se observa en varios puntos de la costa nor-chilena (Morro de Mejillones, Pabellón de Pica, Pta. Patache), se presenta normalmente en grietas o en cuevas, y no a la intemperie. Finalmente, su color se debe a transformaciones diagenéticas que involucran circulaciones de agua y, por lo tanto, implican la ocurrencia de precipitación, posteriormente al depósito.

Sin embargo, el guano constituye un buen indicador de condiciones oceanoclimáticas comparables a las actuales, o sea de aridez. Estudios biogeoquímicos seriados de este tipo de material serían ampliamente justificados si se contara con secuencias relativamente largas y si se lograra tener algún control geocronológico.

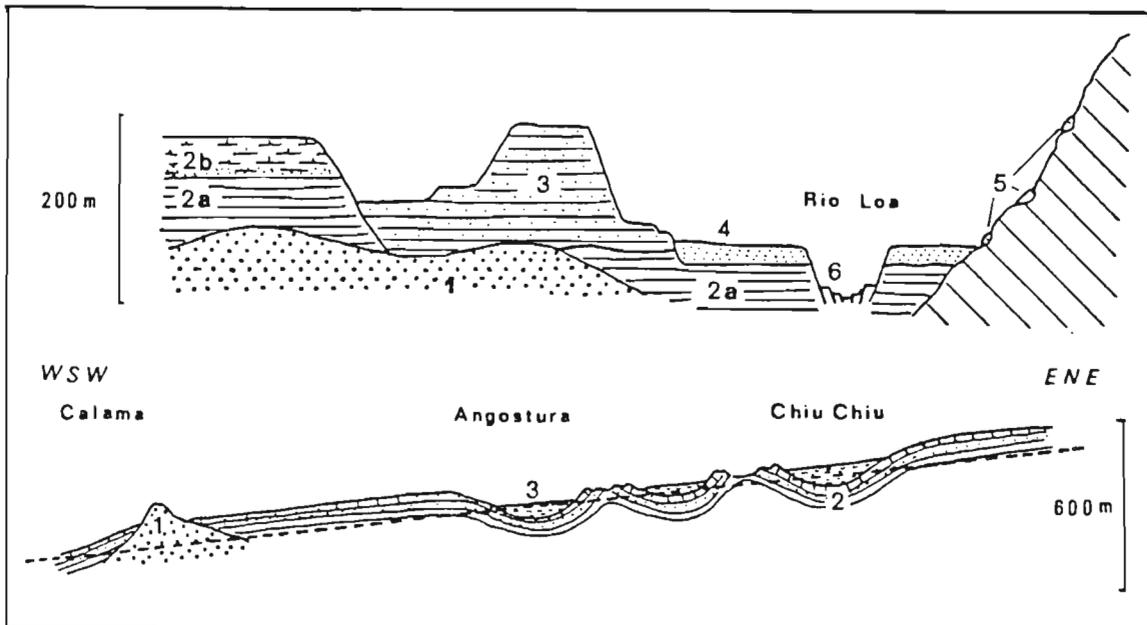
#### 4.2. El relleno sedimentario de Pampa del Tamarugal

Las principales formaciones cenozoicas que conforman el relleno sedimentario de Pampa del Tamarugal fueron reconocidas en la primera mitad del siglo (Brüggen, 1950) y fueron ulteriormente revisadas por diversos autores (Mortimer, 1980; Naranjo & Paskoff, 1981, 1982). La base de la secuencia estratigráfica regional incluye las siguientes formaciones: F. Azapa (Paleógeno sup.-Neógeno inf.), F. Oxaya y F. Altos de Pica (Mioceno inf.), F. Diablo (Mioceno medio), F. Calama (Mioceno medio-sup.). Todas estas formaciones continentales, relativamente potentes y con sedimentos de grano grueso, sugieren que hasta 9 Ma, las condiciones de escurrimiento implicaban una pluviometría mínima, sin que haya sido determinado el tipo de precipitaciones imperante en el Mioceno (alternancia de fases pluviales y secas, semi-aridez, etc.). Después de 9 Ma, parecen haber predominado la formación de canales de erosión con el subsiguiente relleno de los mismos y el depósito de lentes aluviales, lo que corresponde posiblemente a un cambio de régimen climático (Mortimer *et al.*, 1974). Así, la Formación El Loa (Brüggen, 1950; Hollingworth, 1964; Rieu, 1975), atribuida ahora al Mioceno superior-Plioceno inf. (Marinovic & Lahsen, 1984), corresponde a un conjunto de unidades separadas por discordancias erosionales (hasta 6 unidades, según Naranjo & Paskoff, 1981, 1982).

Durante el Plioceno y hasta principios del Pleistoceno, en la parte meridional de Pampa del Tamarugal y en los alrededores de Calama, se depositaron tres formaciones parcialmente lacustres: F. El Batea (Naranjo & Paskoff, 1982), F. Quillagua (Rieu, 1975) y F. Chiuchiu (Naranjo & Paskoff, 1981). Estas formaciones, de varias decenas de metros de espesor, consisten en arenas y limos, con intercalaciones de cineritas, diatomitas y yesos. En la F. Quillagua, fue señalada la presencia de *Megatherium medinae* (Pleistoceno inf.?, Casamiquela, 1969), especie que sugiere un ambiente

arbóreo y un clima relativamente húmedo. La F. Quillagua que llega a tener un espesor máximo de 100 m está cubierta por costras salinas y rellenos de canales posiblemente relacionados con los depósitos del "Lago Soledad". La F. Quillagua es probablemente contemporánea de la F. Chiuchiu, la que también corresponde a un relleno lacustre terminándose por una fase de desecación (Plioceno sup-Pleistoceno inf.). En el caso de la F. Chiuchiu, fue establecido que las aguas que formaron el paleolago provenían de la Cordillera y se estancaron atrás de una flexura tectónica formada al NE de Calama (Naranjo & Paskoff, 1981).

Las relaciones geométricas y cronológicas que ligan estas formaciones del Cenozoico superior en la latitud de Calama pueden apreciarse en el esquema de la figura. 13.2.

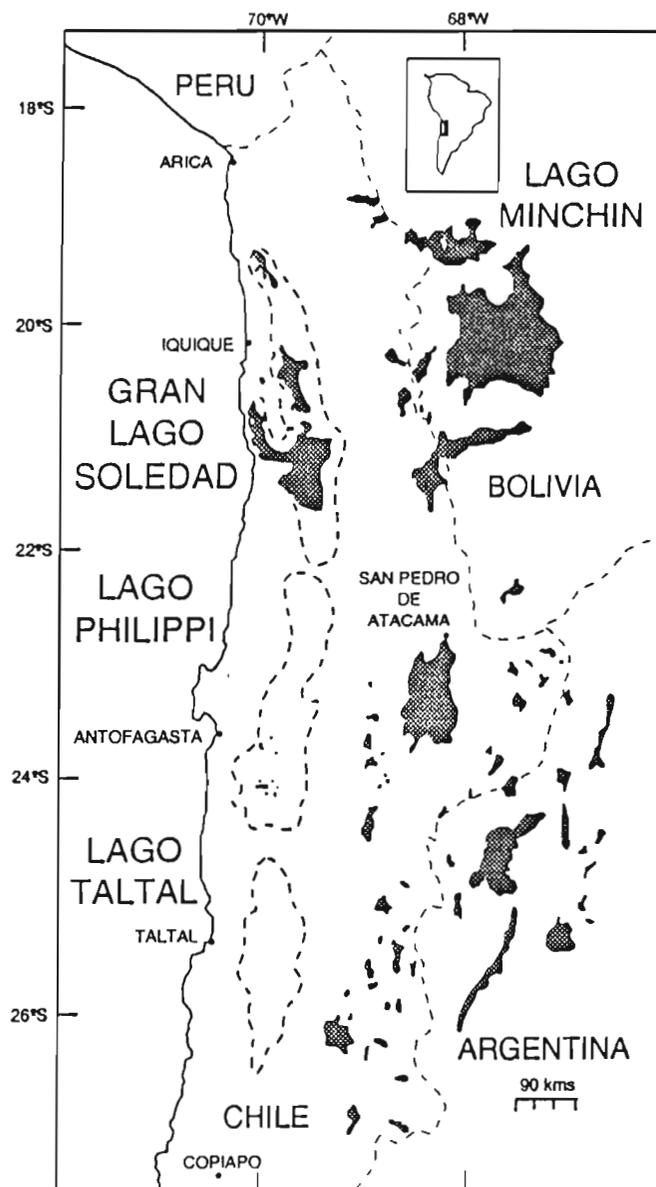


**Figura 13.2.** Secciones esquemáticas de las series del Cenozoico superior en las regiones de Quillagua y Chiuchiu, según Naranjo & Paskoff, 1981, 1982). En el esquema superior, se aprecian las relaciones geométricas entre las formaciones Calama (1), El Loa (2, a: miembro inferior, b: miembro superior), El Batea (3), Quillagua (4), los depósitos salinos del Lago Soledad (5), las terrazas fluviales (6). En el esquema inferior, están representadas las formaciones Calama (1), El Loa (2), Chiuchiu (3) y la traza del lecho del río Loa.

### 4.3. El Lago Soledad

Brüggen (1950) postuló que, al principio del Cuaternario, un gran lago, alimentado por la fusión de las nieves andinas, cubría las áreas actualmente ocupadas por los salares Grande y Llamara (Fig. 13.3). Este lago, llamado Soledad, hubiera alcanzado una profundidad máxima de 200 m. La profundidad estimada fue basada en la altura (sobre el nivel actual de la pampa) de la más antigua de las cuatro líneas de costas, preservadas en los faldeos orientales del Cerro Soledad (Hollingworth, 1964).

Estas huellas de antiguas orillas se presentan en forma de terrazas de abrasión lacustres cubiertas por depósitos de varios metros de espesor de anhidrita, yeso, lentes de arena y costras halíticas (= "Formación Soledad", de Bobenrieth, 1980). Pero estas mismas "líneas de costa lacustres" constituirían, según Rieu (1975), unos remanentes de la F. Loa que hubieran sido afallados alrededor del Cerro Soledad a manera de un horst. Por otro lado, Naranjo y Paskoff (1982) consideraron que parte de los sedimentos atribuidos a la llamada "F. Soledad" correspondían a capas con facies evaporítico de la F. Quillagua. Estas divergencias son suficientemente importantes para justificar un nuevo estudio detallado del área, sobre todo si se toma en cuenta las implicaciones paleoclimáticas de la existencia de un tal lago en el Cuaternario.



**Figura 13.3.** Extensión hipotética de los grandes lagos (?) del Pleistoceno inferior en la depresión central del Norte Grande, según Craig (1982). Los paleolagos Philippi y Taltal no han sido estudiados aún.

En todo caso, y aunque las líneas de costa fuesen las de algún lago pleistoceno, es imprescindible analizar las deformaciones tectónicas susceptibles de haberse producido en el Cuaternario. No se descarta, en principio, que la actividad neotectónica (¿ligada al juego de la falla de Atacama?) haya desplazado verticalmente los restos de antiguas orillas lacustres. Por lo pronto, se considera que la evaluación de la profundidad de un "Lago Soledad" queda bastante dudosa, y que no debería servir para fundamentar reconstrucciones paleoclimáticas demasiado precisas.

En cuanto a la edad del "Lago Soledad", es de notar que no ha sido fijada aún; se supone que es posterior a la F. Quillagua (o sea que podría ser del Pleistoceno inferior) y anterior a la formación del cañón del río Loa a través de la Cordillera de la Costa. Obviamente, sería pertinente establecer con más precisión la cronología de esta secuencia de eventos. Fue a partir de este momento que la depresión de Pampa del Tamarugal perdió su carácter estrictamente endorreico.

También es de señalar la existencia posible de otros dos paleolagos de extensión comparable a la del Lago Soledad (Craig, 1982): los lagos Philippi y Taltal (Fig. 13.3). Desde un punto de vista paleoclimático, es importante determinar más precisamente las características geométricas y la edad de tales paleolagos.

#### **4.4. La terraza pleistocena del río Loa**

En su estudio de la evolución geodinámica de Pampa del Tamarugal, Rieu (1975) describió, bajo el nombre de Formación San Salvador, una terraza fluvial pleistocena del río Loa, discontinua y anterior a la terraza holocena (F. Arcillas de la Vega). Los sedimentos, de litología variada (arenas y gravas, tobas, diatomita, arcillas) y de una potencia de 5 a 15 m, sugieren la ocurrencia de un escurrimiento importante y, consecuentemente, de aportes pluviales abundantes en la región de la pampa. Según Rieu, esta terraza sería contemporánea de los últimos amplios conos de deyección situados al este de Pampa del Tamarugal, en el área de Quillagua. Si existió un paleolago "Soledad" (hipótesis rechazada por Rieu), es posible que sea penecontemporáneo de la F. San Salvador.

En el área de Pampa del Tamarugal, la principal terraza del río Loa parece constituir la manifestación de la última fase húmeda, de duración desconocida, del Pleistoceno. Suponemos que esta terraza fluvial se formó en el Pleistoceno inferior, con un régimen climático distinto al que caracterizó el resto del Cuaternario, durante el último millón de años.

#### **4.5. Otras inferencias paleoclimáticas**

La reconstitución de los procesos de alteración y de mineralización supergénica en el yacimiento de cobre de La Escondida (24° S, 69° W), en relación con datos de

paleotopografía y de tasas de erosión, llevó a elaborar un modelo de evolución climática desde el Mioceno del área al E de Antofagasta (Alpers & Brimhall, 1988). Este estudio concluye que las condiciones de aridez y semi-aridez prevalentes en el Mioceno inferior cambiaron a una hiper-aridez, comparable a la actual, en el Mioceno medio. Esta evolución fue explicada por la existencia de una hipotética corriente de Humboldt ancestral (antes que se cerrara el istmo de Panamá), un incremento de la surgencia (posiblemente ligado al establecimiento del casquete de hielo de la Antártica), y la presencia de una cordillera andina suficientemente elevada para bloquear las masas de aire húmedo provenientes del Atlántico (*ibid.*).

La fauna de moluscos preservada en depósitos marinos emergidos es susceptible de dar indicaciones paleoceanográficas y paleoclimáticas correspondientes a las fases de alto nivel marino del Plioceno y del Pleistoceno (episodios interglaciales). Según Herm (1969), el mayor cambio faunístico y oceanográfico de los últimos millones de años ocurrió precisamente en el límite Plioceno-Pleistoceno. Estudios preliminares sobre la malacofauna de la región de Mejillones tienden a indicar que durante el Pleistoceno inferior (?) o a principios del Pleistoceno medio, la temperatura del mar era comparable a la del norte de Perú (actualmente), o sea significativamente más cálida que posteriormente en el Pleistoceno medio y superior (Ortlieb & Guzmán, 1994). De ser comprobadas tales condiciones térmicas se podría inferir un debilitamiento de la circulación atmosférica y/o del sistema de Humboldt que explicaría las interrupciones de la aridez notadas al principio del Pleistoceno en Pampa del Tamarugal.

## 5. CONCLUSIONES

Desde el final del Eoceno, existe una predominancia de las condiciones de aridez en el desierto de Atacama y en el norte de Chile (Galli-Olivier, 1967; Mortimer 1973; Mortimer & Saric, 1975). A partir del Mioceno superior, la aridez de la región se reflejó en la sedimentación de las formaciones que constituyen el relleno de Pampa del Tamarugal. La ausencia de importantes incisiones fluviales, la erosión reducida de rocas miocenas, la preservación de los depósitos cupríferos confirman que, inclusive en la parte meridional del desierto de Atacama, las fases pluviales que hayan ocurrido fueron de intensidad y duración limitadas, en el transcurso de los últimos 10 M.a. (Mortimer *et al.*, 1974; Mortimer, 1980; Alpers & Brimhall, 1988). En Pampa del Tamarugal, se mencionaron evidencias de tales episodios más lluviosos que llegaron a formar sucesivamente varios lagos. Se infiere que los factores oceánicos y/o atmosféricos debían ser distintos de los actuales durante estas fases pluviales.

Para el Pleistoceno medio y superior, la carencia general de evidencias geológicas de precipitaciones importantes en la depresión central y, por otro lado, la preservación de los nitratos y de diversos depósitos evaporíticos en el Desierto de Atacama, sugieren

una cierta permanencia de la aridez. Después de las fases pluviales del Pleistoceno inferior, y durante más de 500 000 años (hasta 1 Ma?), el clima fue prácticamente tan árido como hoy en día, por lo menos en la depresión central. Durante la última deglaciación, en la vertiente occidental de la Cordillera, la existencia de lagos aparentemente contemporáneos de las fases Minchin y Tauca de Bolivia, sugiere que se intensificaron las precipitaciones de tipo "invierno boliviano".

Durante el Holoceno, se produjeron una serie de cambios climáticos notables en la zona cordillerana y los faldeos occidentales de los Andes chilenos por un lado, y en el Norte Chico en general por otro lado. Estas fluctuaciones climáticas recientes, que siguen siendo objeto de estudios, muestran un patrón relativamente complejo y distinto según la altura y la latitud. En el Norte Grande, las condiciones climáticas actuales parecen haberse instalado hace aproximadamente 3000 años en el conjunto del Norte Grande.

De esta revisión de los principales datos paleoclimáticos del norte chileno, resalta que quedan numerosas incógnitas y que cualquier interpretación de la evolución climática regional debe considerarse hipotética todavía. No es sorprendente pues que los datos del Norte Grande no hayan contribuido significativamente a esclarecer los problemas relativos a un traslado, ya sea hacia el norte o hacia el sur, de los cinturones climáticos durante las alternancias glacial/interglacial (Paskoff, 1970; Hastenrath, 1971b, 1985; Heusser, 1989; Markgraf, 1989, 1993; Villagrán, 1990; Kessler, 1991), o relativos a las variaciones de fuerza de los anticiclones del Pacífico y del Atlántico (Villagrán, 1993). La excepcional aridez del Desierto de Atacama en el Pleistoceno medio y superior y en el Holoceno no facilita la tarea de los cuaternaristas y paleoclimatólogos que buscan registros geológicos de variaciones climáticas, pero, al mismo tiempo, debe necesariamente ser tomada en cuenta en las reconstituciones regionales. Es de esperar que en poco tiempo una serie de nuevos datos de índole paleoclimático sea reunida en esta área tan atípica.

#### Agradecimientos

Convenio ORSTOM-Universidad de Antofagasta y ORSTOM-Universidad de Chile. Financiamiento UR IC, Dept. TOA (ORSTOM) y proyecto Paleobame (Univ. de Antofagasta).

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ACEITUNO P., 1988. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part 1: surface climate. *Monthly Weather Rev.*, 116 (3): 505-524.
- ACEITUNO P., 1990. Anomalías climáticas en la región sudamericana durante los extremos de la Oscilación Austral. *Rev. Geofísica (Mexico)*, 32: 65-78.
- ALMEYDA E., 1948. *Pluviometría de las zonas de desierto y estepas cálidas de Chile*. Santiago (Chile). 167 p.
- ALPERS C.N. & BRIMHALL G.H., 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100: 1640-1656.

- ARAVENA R., PEÑA H., GRILLI A., SUZUKI O., MORDECKAI M., 1989. Evolución isotópica de las lluvias y origen de las masas de aire en el Altiplano chileno. In: *Isotope Hydrology Investigations in Latin America (IAEA-TECDOC-502)*, p. 129-142.
- BAIED C.A. & WHEELER J.C., 1993. Evolution of high Andean Puna ecosystems, environment, climate and culture change over the last 12.000 years in the central Andes. *Mountain Res. Devel.*, 13 (2): 145-156.
- BIESE W., 1950. Estudios geomorfológicos de los yacimientos de guano situados entre Arica y Antofagasta. Sociedad Chilena de Fertilizantes, Santiago. 110 p.
- BILLINGHURST G.E., 1886. *Estudio sobre la geografía de Tarapacá*. Imprenta "El Progreso", Santiago.
- BLANCO J.L. & DIAZ M., 1985. Características oceanográficas y desarrollo de El Niño 1982-83 en la zona norte de Chile. *Invest. Pesq. (Chile)*, 32: 53-60.
- BOBENRIETH L., 1980. Geología de los cuadrángulos Cerro Desamparado y Cerro Soledad, Regiones de Tarapacá y Antofagasta. Mem. Título, Dept. Geol., Univ. Chile. 171 p.
- BOWMAN I., 1924. *Desert trails of Atacama*. Amer. Geogr. Soc. Spec. Publ. n° 5, 362 p.
- BRODIE I. & KEMP A.E.S., 1993. Variation in viogenic and detrital fluxes and formation of laminae in late Quaternary sediments from the Peruvian coastal upwelling zone. *Marine Geol.*, 116: 385-398.
- BRÜGGEN J., 1939. Guano-Lager in Chile. *Natur und Volk*, Frankfurt, 69 (5): 234-249.
- BRÜGGEN J., 1950. *Fundamentos de la geología de Chile*. Inst. Geogr. Militar, Santiago, Chile. 374 p.
- CASAMIQUELA R., 1969. Primeros documentos de la paleontología de vertebrados para un esquema estratigráfico y zoogeográfico del Pleistoceno de Chile. *Bol. Prehist. Chile*, 23: 65-73.
- CAVIEDES C.N., 1972. On the paleoclimatology of the Chilean littoral. *The Iowa Geographer*, 29: 8-14.
- CAVIEDES C.N., 1973. A climatic profile of the north Chilean desert at latitude 20° S. In: *Coastal deserts: Their natural and human environment*, D.H.K. Amiran & A.W. Wilson (eds.), Univ. of Arizona Press, Tucson, p. 115-121.
- CAVIEDES C.N., 1981. Rainfall in South America; seasonal trends and spatial correlations. *Erdkunde*, 35: 107-118.
- CAVIEDES C.N. & PASKOFF R., 1975. Quaternary glaciations in the Andes of North Central Andes. *Journ. Glaciology*, 14 (70): 155-169.
- CHONG G., PEREIRA M., GONZALEZ G., WILKE H.G., 1991. Los fenómenos de remoción en masa ocurridos en la región de Antofagasta en junio de 1991. *Vertiente (Univ. Catól. del Norte, Antofagasta)*, 7: 6-13.
- CRAIG A.K., 1982. Ambiente costero del norte de Chile. Proc. Symp. Arqueología del área centro sur Andina, revisión de su desarrollo cultural (Arica, 1981), Depto. Antropol., Univ. del Norte, Arica, p. 4-20.
- CRAIG A.K., 1984. Speciation and age revision of the Atacaman snail *Bostryx variabilis*, Herm. *Quatern. Res.*, 23: 382-387.
- DEVRIES T.J. & SCHRADER H., 1981. Variation of upwelling/oceanic conditions during the latest Pleistocene through Holocene off the Central Peruvian coast; a diatom record. *Mar. Micropaleontol.*, 6: (2): 157-167.
- DILLON M.O. & RUNDEL P.W., 1989. The botanical response of the Atacama and Peruvian desert floras to the 1982-83 El Niño event. In: *Global ecological consequences of the 1982-83 El Niño Southern Oscillation*, P.W. Glynn (ed.), Elsevier Oceanography Ser., Amsterdam, p.487-504.
- FOLLEGATI R., ORTLIEB L., ESCRIBANO R., KONG I., MARTIN L., MOURGUIART Ph., RODRIGUEZ L., VALDES J. & ZUÑIGA O., 1994.- Primeros estudios sobre la paleoceanografía reciente de Bahía Mejillones del Sur (Región de Antofagasta): El proyecto "PALEOBAME". XIV Jorn. Ciencias del Mar (Puerto Montt), Abstr. Vol., p.147.
- FRITZ P., SILVA C., SUZUKI O. & SALATI E., 1979. Isotope hydrology in Northern Chile. IAEA-SM. 228, 26: 525-543.
- FUENZALIDA H., 1965. Hidrografía, orografía y clima. Geografía Económica de Chile (CORFO).
- FUENZALIDA H., 1966. Clima. In: *Geografía económica de Chile*. Corp. Fomento Producción (CORFO), Santiago. p. 98-152.
- FUENZALIDA R., 1985. Aspectos oceanográficos y meteorológicos de El Niño 1982-83 en la zona costera de Iquique. *Invest. Pesq. (Chile)*, 32: 47-52.
- FUENZALIDA H. & RUTLLANT J., 1986. Estudio sobre el origen del vapor de agua que precipita en el invierno altiplánico. Informe final, Univ. Chile, 55 p.
- GALLI-OLIVIER C., 1967. Piediplain in northern Chile and Andean uplift. *Science*, 158: 653-655.
- GALLI-OLIVIER C., 1969. Climate, a primary control of sedimentation in the Peru-Chile Trench. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80 (9): 1849-1852.

- GROSJEAN M., 1992. Klimatologie und paläoökologie des nordchilenischen Altiplano seit dem letzten kaltzeitmaximum. Geographisches Institut Bern, 111 p.
- HASTENRATH S.L., 1971a. On the Pleistocene snow-line depression in the arid region of the South American Andes. *Jour. Glaciol.*, 10: 255-267.
- HASTENRATH S.L., 1971b. On snow-line depression and atmospheric circulation in the tropical Americas during the Pleistocene. *South African Geol.*, 53: 53-69.
- HASTENRATH S.L., 1985. *Climate and circulation of the tropics*. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht. 455 p.
- HASTENRATH S.L. & KUTZBACH J.E., 1985. Late Pleistocene climate and water budget of the South American altiplano. *Quatern. Res.*, 24: 249-256.
- HERM D., 1969. Marines Pliozän und Pleistozän in Nord und Mittel Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen. *Ziteliana* (München), n°2, 159 p.
- HEUSSER C.J., 1989. Polar perspective of late-Quaternary climates in the Southern hemisphere. *Quatern. Res.*, 32: 60-71.
- HOCQUENGHEM A.-M. & ORTLIEB L. (1992).- Eventos El Niño y lluvias anormales en la costa del Perú: siglos XVI-XIX. *Bull. Inst. Franç. Et. Andines*, Lima, XXI (1): 197-278.
- HOLLINGWORTH S.E., 1964. Dating the uplift of the Andes of northern Chile. *Nature*, 211 (4914): 17-20.
- HOLLINGWORTH S.E. & GUEST J.G., 1967. Pleistocene glaciation in the Atacama Desert, northern Chile. *Jour. Glaciol.*, 6 (47): 749-751.
- HUTCHINSON G.E., 1950. The biochemistry of vertebrate excretion. In: Survey of existing knowledge of biochemistry, Bull. Amer. Mus. Natur. Hist., vol. 96.
- KALIN M., VILLAGRAN C. & ARMESTO J., 1982. Flora y relaciones biogeográficas en los Andes del norte de Chile. In: El Ambiente Natural y las Poblaciones Humanas en los Andes del Norte Grande de Chile (Arica), A. Veloso & E. Bustos (eds.), vol.2.
- KALIN M., SQUEO F., ARMESTO J.J. & VILLAGRAN C., 1988. Effects of aridity on plant diversity in the northern Chilean Andean: Results of a natural experiments. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, 75: 55-78.
- KESSLER V.A., 1991. Zur Frage der Änderung des allgemeinen atmosphärischen Zirkulation auf dem Altiplano seit dem Spätglazial. *Bamberger Geogr. Schriften*, 11: 351-357.
- KLOHN W., 1972. *Hidrografía de las zonas desérticas de Chile*. United Nat. Develop. Progr., Santiago.
- KUBLER G., 1948. Towards absolute time: guano archeology. *Amer. Antiquity*, 13 (4): 29-50.
- LABARTHE P.A., 1914. Las avenidas extraordinarias en los ríos de la costa. *Inf. Mem. Soc. Ing. Perú*, 16 (11-12): 301-329.
- LETTAU H.H. & RUTLLANT J., 1978. Characteristic winds and boundary layer meteorology of the arid zones in Peru and Chile. In: Exploring the world's driest climates, H.H. Lettau & K. Lettau (eds.), Center for Climatic Research, Univ. Wisconsin, Madison, p.163-181.
- LLAGOSTERA A., 1979. 9700 years of maritime subsistence on the Pacific: an analysis by means of bioindicators in the north of Chile. *Amer. Antiquity*, 44 (2): 309-323.
- LUZ B., 1973. Stratigraphic and paleoclimatic analysis of Late Pleistocene tropical south-east Pacific cores. *Quatern. Res.*, 3: 56-72.
- LUZ B., 1977. Late Pleistocene paleoclimates of the South Pacific based on statistical analysis of planktonic foraminifera. *Paleogeography*, 22: 61-78.
- LYNCH T.F., 1986. Climatic change and human settlement around the late-glacial Laguna de Punta Negra, northern Chile: the preliminary results. *Geoarchaeology*, 1: 145-162.
- MARDONES GOMEZ E. & SILVA POZAS O., 1985. Variables climáticas en el norte de Chile durante el fenómeno El Niño 1982-83. *Invest. Pesq. (Chile)* 32: 37-46.
- MARINOVIC N. & LAHSEN A., 1984. Hoja Calama. Carta Geológica de Chile n°58. Serv. Nac. Geol. Minería. Santiago.
- MARKGRAF V., 1989. Paleoclimates in Central and South America since 18,000 BP based on pollen and lake-level records. *Quatern. Sci. Rev.*, 8: 1-24.
- MARKGRAF V., 1993. Climatic history of central and south America since 18,000 yr B.P.: Comparison of pollen records and model simulations. In: Global climates since the last Glacial maximum, H.E. Wright et al. (Eds.), Univ. Minnesot Press, Minneapolis, p. 357-385.
- MARKGRAF V., DODSON J.R., KERSHAW A.P., McGLONE M.S. & NICHOLLS N., 1992. Evolution of late Pleistocene and Holocene climates in the circum-South Pacific land areas. *Climate Dynamics*, 6: 193-211.
- MESSERLI B., GROSJEAN M., BONANI G., BURGI A., GEYH M.A., GRAF K., RAMSEYER K., ROMERO H., SCHOTTERER U., SCHREIER H. & VUILLE M., 1993. Climate change and natural resource dynamics of the Atacama Altiplano in the past 18,000 years: A preliminary synthesis. *Mountain Res. Devel.*, 13 (2): 117-127.
- MILLER A., 1976. The climate of Chile. In: Climates of Central and South America, World survey climatology, W. Schwertfeger (ed.), Elsevier, 12: 113-145.

- MINAYA N.A., 1994. El Niño/Oscilación del Sur y las precipitaciones en la costa central y sur del Perú. Inf. inédito, Inst. Geoffs. del Perú, Lima. 118 p.
- MORTIMER C.E., 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Geol. Soc. London Jour.*, 129 (5): 505-526.
- MORTIMER C.E., 1980. Drainage evolution in the Atacama Desert of northernmost Chile. *Rev. Geol. Chile*, 11: 3-28.
- MORTIMER C.E. & SARIC N.R., 1972. Landform evolution in the coastal region of Tarapaca Province, Chile. *Rev. Geomorphol. Dyn.*, 21 (4): 162-170.
- MORTIMER C.E., FARRAR E. & SARIC N., 1974. K-Ar ages from tertiary lavas of the northernmost Chilean Andes. *Geol. Rundsch.*, 6: 484-490.
- MORTIMER C.E. & SARIC N.R., 1975. Cenozoic studies in northernmost Chile. *Geol. Rundschau*, 64: 395-420.
- NARANJO J.A. & PASKOFF R., 1980. Evolución geomorfológica del Desierto de Atacama, entre los 26° y 33° latitud Sur; revisión cronológica. *Rev. Geol. Chile*, 10: 85-89.
- NARANJO J.A. & PASKOFF R., 1981. Estratigrafía de los depósitos cenozoicos de la región Chiuchiu - Calama, desierto de Atacama. *Rev. Geol. Chile*, 13-14: 79-85.
- NARANJO J.A. & PASKOFF R., 1982. Estratigrafía de las unidades sedimentarias cenozoicas de la Cuenca del río Loa en la Pampa del Tamarugal, región de Antofagasta, Chile. *Rev. Geol. Chile*, 15: 49-57.
- NUÑEZ L., VARELA J., & CASAMIQUELA R., 1983. Ocupación paleoindio en Quereo: reconstrucción multidisciplinaria en el territorio semi-árido de Chile (IV región). Univ. del Norte, Antofagasta.
- PASKOFF R.P., 1970. *Le Chili semi-aride, recherches géomorphologiques*. Biscaye frères, Bordeaux. 420 p.
- PASKOFF R.P., 1977. Quaternary of Chile: the state of research. *Quatern. Res.*, 8: 2-31.
- ORTLIEB L., 1994.- Las mayores precipitaciones históricas en Chile central y la cronología de eventos "ENSO" en los siglos XVI-XIX. *Rev. Chilena de Hist. Natur.*, 67 (3): 117-139.
- ORTLIEB L., FOLLEGATI R., ESCRIBANO R., KONG I., RODRIGEZ L., ZUÑIGA O. & VALDES J., 1993.- Proyecto "PALEOBAME" (Paleoceanografía en Bahía Mejillones del Sur, Norte de Chile): Resultados preliminares y perspectivas. Intern. workshop on The Quaternary of Chile (Santiago, 1993), abstr. vol., p.71.
- ORTLIEB L. & GUZMAN N., 1994. La malacofauna pleistocena de la región de Antofagasta: variaciones en la distribución biogeográfica y potencial paleoceanográfico. Actas VII Congr. Geol. Chileno (Concepción, 1994), vol.I, p. 498-502.
- ORTLIEB L., ZUÑIGA O., FOLLEGATI R., ESCRIBANO R., KONG I., RODRIGEZ L., MOURGUIART Ph., VALDES J. & IRACHET P., 1994. Paleoceanografía de Bahía Mejillones del Sur (Antofagasta, Chile): Resultados preliminares para el último milenio. *Est. Oceanol.*, (aceptado, 15 p., 5 fig.).
- QUINN W.H., NEAL W.T. & AUTUNEZ de MAYOLO S.E., 1987. El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *Jour. Geophys. Res.*, 92 (C13): 14449-14461.
- QUINN W.H., 1993. Thee large-scale ENSO event, the El Niño, and other important features. *Bull. Inst. franç. Et. andines*, 22 (1): 13-34.
- QUINTANA ARANA, J., 1990. Indicadores meteorológicos de "El Niño" y su aplicación al litoral norte y central de Chile. *La Meteorología en el mundo iberoamericano*, 1: 11-20.
- REIMERS C.E. & SUESS E., 1983. Spatial and temporal patterns of organic matter accumulation on the Peru continental margin. In: Coastal upwelling, its sediment record; Part B: Sedimentary records of ancient coastal upwelling, J. Thiede & E. Suess (eds.), Plenum Press, New York, p. 311-345.
- RIEU M., 1975. Les formations sédimentaires de la Pampa de Tamarugal et le rio Loa (Norte Grande du Chili). *Cah. ORSTOM, sér. geol.*, 7 (2): 145-164.
- ROMERO H., 1985. *Geografía de los climas*. Geografía de Chile, vol.12, 243 p.
- ROMERO H. & GARRIDO A.M., 1985. Influencias genéticas del fenómeno El Niño sobre los patrones climáticos de Chile. *Invest. Pesq.* (Chile), 32: 19-35.
- ROMERO H. & GONZALEZ P., 1989. La variabilidad climática interanual en Chile en el período 1982-88 y su relación con el fenómeno "El Niño". Mem. del Simp. Intern. de los Rec. vivos y pesquerías en el Pacífico Sudeste, (Viña del Mar, 9-13 Mayo 1988), Com. Perm. Pac. Sur, *Pacífico Sur* (núm. esp.), Santiago, p.105-112.
- RUNDEL P.W., DILLON M.O., PALMA B., MOONEY H.A. & GULMON S.L., 1991. The phytogeography and ecology of the coastal Atacama and Peruvian deserts. *Aliso*, 13 (1): 1-49.
- RUTLLANT J., 1977. On the extreme aridity of coastal and Atacama deserts in northern Chile. PhD. Thesis, Univ. of Wisconsin, Madison. 190 p.
- RUTLLANT J., 1978. Paleoclimatology, oceanography, El Niño, and climate-related resources of the arid zones of Peru and northern Chile. In: Exploring the world's driest climates, H.H. Lettau &

- K. Lettau (eds.), Center for Climatic Research, Univ. Wisconsin, Madison, Rep. 101, p.156-162.
- RUTLLANT J., 1985. Algunos aspectos de la influencia climática, a nivel mundial y regional, del fenómeno El Niño. *Invest. Pesq.* (Chile), 32: 9-17.
- RUTLLANT J. & FUENZALIDA H., 1991. Synoptic aspects of the Central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *Intern. J. Climatol.*, 11: 63-76.
- SANCHEZ W.A. & KUTZBACH J.E., 1974. Climate of the American tropics and subtropics in the 1960s and possible comparisons with climatic variations of the last millenium. *Quatern. Res.*, 4: 128-135.
- SCHRADER H., 1992. Comparaison of Quaternary coastal upwelling proxies off Central Peru. Amer. Geophys. Un. 1992 Ocean Sci. Mtg., *Eos*, 72 (51, suppl.): 64.
- SCHWEIGGER E.H., 1959. Fenómenos hidrográficos y biológicos en el sur del Perú y en el norte de Chile. *Rev. Biol. Mar.*, 9-10 (1-3): 51-68.
- SCWEIGGER E.H., 1964. *El litoral peruano*. Univ. Nac. Federico Villareal, Lima. 414 p.
- STOERTZ G.E. & ERICKSEN G.E., 1974. Geology of salars in northern Chile. *U.S. Geol. Survey Prof. Papers*, 811. 65 p.
- TAULIS E., 1934. De la distribution de pluies au Chili. In: Matériaux pour l'étude des calamités, Société Géographique de Genève, 1ère partie: 3-20.
- TOMICIC J.J., 1985. Efectos del fenómeno El Niño 1982-83 en las comunidades de la Península de Mejillones. *Invest. Pesq.* (Chile), 32: 209-213.
- TREWARTHA G.T., 1961. *The Earth problem climates*. Madison, Univ. of Wisconsin Press. 334 p.
- TREWARTHA G.T., 1981. An introduction to climate. New York, McGraw-Hill Book Co. 4th edition. 408 p.
- TRICART J., 1966. Un chott dans le désert chilien: la Pampa del Tamarugal. *Rev. Geomorphol. Dyn.*, 16: 12-22.
- URRUTIA R. & LANZA C., 1993. Catástrofes en Chile 1541-1992. Editorial la Noria, Santiago. 440 p.
- VEIT H., 1993. Upper Quaternary landscape and climate evolution in the Norte Chico (northern Chile): an overview. *Mountain Res. Devel.*, 13 (2): 138-144.
- VICUÑA MACKENNA B., 1877 [1970]. *El clima de Chile*. 2da edición: Editorial Francisco de Aguirre, Buenos Aires. 399 p.
- VILLAGRAN C., 1990. Glacial climates and their effects an the history of Chile: A synthesis based an palynological evidence from Isla de Chiloe. *Rev. Paleobot. Palynol.*, 65: 17-24.
- VILLAGRAN C., 1993. Una interpretación climática del registro palinológico del último ciclo glacial-postglacial en Sudamérica. *Bull. Inst. franç. Et. andines*, 22 (1): 243-258.
- VILLAGRAN C., KALIN M. & ARMESTO J., 1982. La vegetación de una transecta altitudinal en los Andes del norte de Chile. In: El ambiente Natural y las Poblaciones Humanas en los Andes del Norte Grande de Chile, A. Beloso & E. Bustos (eds.), Santiago.
- VILLAGRAN C. & VARELA J., 1990. Palynological evidence for increased aridity on the Central Chilean coast during the Holocene. *Quatern. Res.*, 34: 198-207.
- VITA FINZI C., 1959. A pluvial age in the Puna de Atacama. *Geogr. Jour.*, 125: 401-403.
- WEFER G., DUNBAR R.B. & SUESS E., 1983. Stable isotopes of foraminifers off Peru recording high fertility and changes in upwelling history. In: Coastal upwelling, its sediment record, Part B: Sedimentary records of ancient coastal upwelling, J.Thiede & E.Suess (eds.), Plenum Press, New York, p.295-307.
- WEISCHET W., 1960. Symposium sobre problemas geomorfológicos y geológicos del Cuaternario en Chile (resúmenes). *Inform. Geogr. Chile*, 10: 195-207
- WEISCHET W., 1969. Zur geomorphologie des Glatthong-Reliefs in der ariden subtropenzone des kleinen Nordens von Chile. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., 13 (1): 1-21.
- WIRRMANN D. & MOURGUIART Ph., 1987. Oscillations et pleosalinités des lacs du Quaternaire récent de Bolivie. *Géodynamique*, 2 (2): 108-109.