

# Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur

**Gabriel Vargas**

Departamento de Geología, Universidad de Chile. Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile  
gvargas@cec.uchile.cl

Dirección actual: Département de Géologie et Océanographie, Université Bordeaux I.  
Avenue des Facultés, 33405 Talence-Cédex, France  
gvargas@geocean.u-bordeaux.fr

**Luc Ortlieb**

Institut de Recherche pour le Développement (IRD). 32.  
Avenue Henri Varagnat, F-93143 Bondy-Cédex, France

**José Rutllant**

Departamento de Geofísica, Universidad de Chile,  
Blanco Encalada 2085, Santiago, Chile

## RESUMEN

La costa del Desierto de Atacama está sometida a un clima de extrema aridez caracterizado, en la ciudad de Antofagasta, por un promedio de precipitaciones anuales de 4 mm (1904-1998). Sin embargo, la ocurrencia esporádica de precipitaciones intensas junto con la ubicación geomorfológica de la ciudad, la hacen susceptible de ser afectada por flujos de barro y detritos ('aluviones'). La ocurrencia de aluviones durante el siglo XX fue abordada a partir del estudio de crónicas de periódicos (desde 1916), registros instrumentales de precipitación (desde 1904) y la observación de secciones de depósitos aluviales con contenido de restos históricos de origen antrópico (principalmente después de 1900). Junto con esto, la relación con eventos El Niño se estudió a partir de la comparación de datos de crónicas históricas, datos de Índice de Oscilación del Sur (IOS), y datos de precipitaciones en Antofagasta. Entre 1916 y 1999, la ciudad fue afectada por inundaciones o aluviones en siete oportunidades: en 1925, 1930, dos veces en 1940, 1982, 1987 y 1991, de los cuales los más importantes ocurrieron en 1940 y 1991. En todas las oportunidades las lluvias ocurrieron durante el invierno de la fase de desarrollo de eventos El Niño (ENOS, de intensidad muy fuerte o moderada), y formaron parte de sistemas frontales provenientes desde el sur que afectaron, además, a gran parte del norte de Chile. El carácter convectivo de las tormentas es responsable de la gran variabilidad espacial que han mostrado las precipitaciones en distintas zonas de la costa, durante un mismo evento lluvioso. A partir de la comparación de datos de precipitación anual en Antofagasta con tendencias de escala global y regional de la temperatura del aire y de la superficie del océano, se sugiere una coincidencia entre períodos con mayor ocurrencia de precipitaciones y condiciones de escala interdecadal del sistema océano-atmósfera global. Durante el siglo XX, los eventos aluviales en la costa del norte del país coincidieron con los períodos de aumento sostenido de anomalías regionales y globales de la temperatura del aire, o de anomalías positivas de la temperatura superficial del mar (entre 1925 y 1942 -ó 1947- y a partir de 1977).

*Palabras claves:* El Niño, ENOS, Aluvión, Flujo de Detritos, Desierto de Atacama, Antofagasta, Chile.

## ABSTRACT

### Historic mudflows in Antofagasta, Chile, and their relationship to the El Niño/Southern Oscillation events.

The coastal zone of the Atacama Desert is submitted to an extremely arid climate, characterized, in Antofagasta, by mean annual rainfall of 4 mm (1904-1998). However, the sporadic occurrence of heavy rainfall, together with the geomorphologic situation of the city, may produce debris and mud flows ('aluviones'). The occurrence of alluvial flows during the 20<sup>th</sup> century was investigated through the study of newspapers (available from 1916), instrumental data of precipitation (from 1904) and the observation of alluvial deposits which include anthropic remains (principally after 1900). The relationship between these evidences of alluvial activity with the occurrence of El Niño events was examined through a comparison between historical data, SOI (Southern Oscillation Index) data, and rainfall data in Antofagasta. Between 1916 and 1999, the city was affected by alluvial events in seven opportunities: 1925, 1930, twice in 1940, 1982, 1987 and 1991, with the most important episodes in 1940 and 1991. In all the cases, the rains occurred during the winter period of the development phase of El Niño (ENOS) events (very strong to moderate intensity), and were associated to frontal systems coming from higher latitudes, which also struck a major part of northern Chile. The convective character of the rainstorms is the cause of the great spatial zonation in the precipitations, within the same rainfall event. The comparison of annual rainfall data in Antofagasta with tendencies, at both regional and global scales, of the air temperature and the sea surface temperature, shows a coincidence between periods with more important precipitations and particular conditions, at an interdecadal scale, of the ocean-atmosphere global system. During the 20<sup>th</sup> century, alluvial episodes in the coastal area of northern Chile were coeval with periods during which a systematic increase of regional and global anomalies of the temperature of the air, and positive anomalies of the sea surface temperature were observed (between 1925 and 1942 -or 1947-, and from 1977 onwards).

*Key words:* El Niño, ENOS, Alluvial events, Debris Flow, Atacama Desert, Antofagasta, Chile

## INTRODUCCION

La costa del Norte Grande de Chile se encuentra actualmente sometida a un clima de extrema aridez que se origina en complejos mecanismos de interacción océano-atmósfera-tierra (Lettau y Costa, 1978; Rutllant, 1977; Rutllant, 1985; Rutllant *et al.*, 1998). En un contexto regional, el Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental (APSO) somete a gran parte del margen oeste de América del Sur a una gran estabilidad atmosférica, originada en la subsidencia de aire seco y cálido que contrasta con el aire marino fresco y húmedo (Fig. 1). La prevalencia, durante todo el año, de este rasgo de la circulación atmosférica de gran escala, limita o atenúa el desplazamiento hacia el norte de perturbaciones frontales provenientes del cinturón de los vientos del oeste en latitudes medias y altas. La circulación atmosférica superficial asociada con los bordes septentrional y oriental de este anticiclón no solo impulsa la corriente de Humboldt sino que además genera procesos de surgencia o afloramiento costero favoreciendo la persistencia de bajas temperaturas en la superficie del mar, que a su vez refuerzan la estabilidad asociada al APSO. Una

capa de inversión térmica, resultante de la subsidencia anteriormente mencionada, caracteriza en forma casi permanente la atmósfera de la costa del Norte Grande a unos 1000 m de altitud (Fig. 2).

Por otra parte la Cordillera de Los Andes, con más de 4.000 m de altura, constituye una barrera para la humedad proveniente del océano Atlántico y limita las lluvias de verano en el Altiplano ('invierno boliviano') a ocasionales lloviznas en la región preandina (Fig. 2).

Así, el desierto más árido del planeta se caracteriza en el área costera por el desarrollo de abundante nubosidad baja ('camanchaca'), temperaturas medias diarias entre 13°C (invierno) y 20°C (verano), y precipitaciones anuales promedio de 3 a 4 mm (H. Fuenzalida)<sup>1</sup>. La nubosidad baja, limitada en su desarrollo vertical por la base de la inversión térmica, es generalmente retenida por la Cordillera de la Costa que, con 1.000 a 2.000 m s.n.m., constituye una eficiente barrera a la penetración de humedad hacia el desierto interior. No obstante, perturbaciones atmosféricas atrapadas en la costa

<sup>1</sup> 1966. Clima. In Geografía económica de Chile (Inédito), Corporación de Fomento de la Producción (CORFO), p. 98-152.

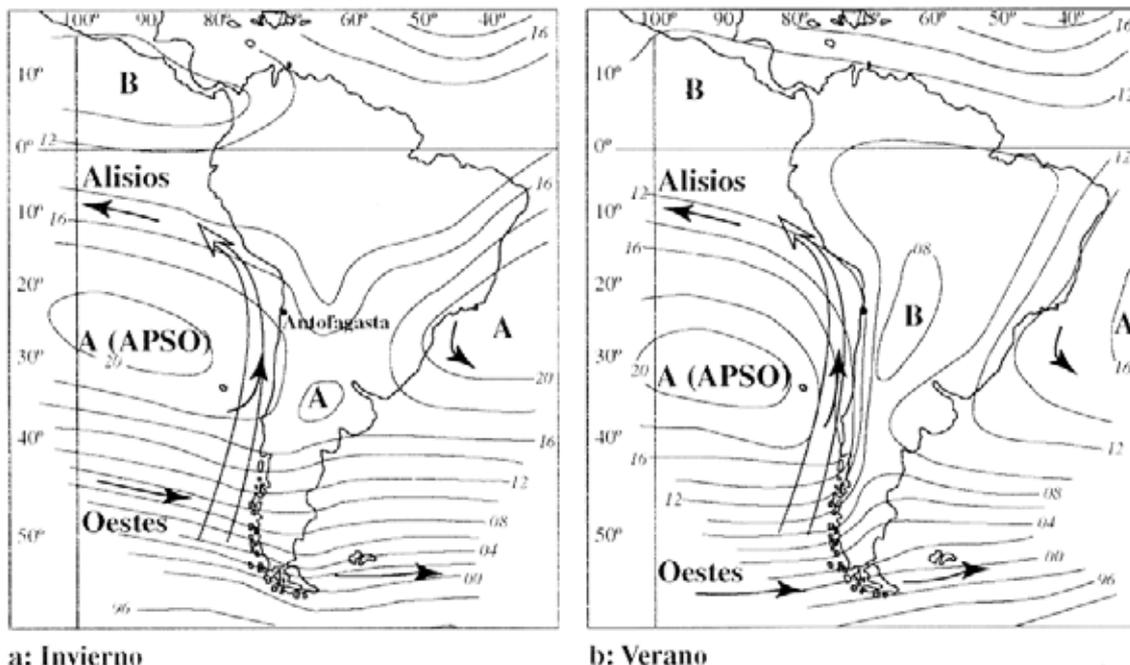


FIG. 1. Distribución de la presión atmosférica superficial (a nivel del mar), según Schwerdtfeger (1976), promediada para los meses de a- invierno austral (junio, julio, agosto), y b- verano austral (diciembre, enero y febrero) (20=1.020 mb, 96=960 mb). A: zona de divergencia superficial, o de alta presión; B: zona de convergencia superficial, o de baja presión). APSO: Anticiclón del Pacífico Suroriental. Las flechas negras indican la dirección del viento geostrófico. La flecha vacía indica la ubicación aproximada de la corriente oceánica fría de Humboldt.

producen periódicamente entradas de camanchaca por levantamiento de la base de la inversión térmica (Rutllant *et al.*, 1998).

Sin embargo, el Desierto de Atacama, y en particular la costa del Norte Grande en la cual se

ubica la ciudad de Antofagasta, se ve esporádicamente afectado por tormentas convectivas que pueden generar escurrimientos aluviales de gran magnitud.

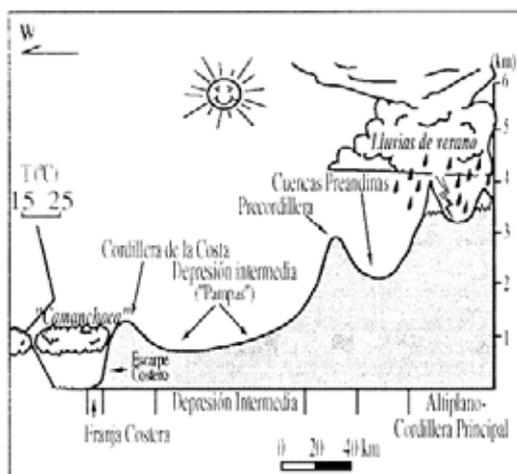


FIG. 2. Esquema de los principales rasgos geomorfológicos y dominios climáticos de la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes, 23°S. Se indica, también, la distribución vertical de la temperatura de la atmósfera baja en la costa, señalando la ubicación aproximada de la capa de inversión térmica.

### SITUACION GEOMORFOLOGICA DE ANTOFAGASTA

Antofagasta se encuentra ubicada en una angosta franja emplazada entre el Escarpe Costero, abrupto límite occidental de la Cordillera de la Costa, y la línea de costa (Fig. 3). Esta franja está constituida por terrazas marinas, en su mayoría pleistocenas, sobre las cuales se disponen abanicos aluviales de edad pleistocena a holocena. Su ancho varía entre 100 m en el sector sur (Caleta Coloso) y 3 km en la parte norte (sector de quebrada Las Conchas), y su altitud fluctúa desde el nivel del mar hasta aproximadamente los 250 m s.n.m., al pie del acantilado costero (Fig. 4). La disposición de las terrazas marinas confiere a esta franja una morfología escalonada, sobre las cuales se disponen los abanicos aluviales.

En el sector de la ciudad de Antofagasta, estos abanicos reciben aportes de una serie de quebradas mayores que drenan la Cordillera de la Costa, entre las cuales destacan, por el área de sus hoyas hidrográficas, La Chimba, Salar del Carmen, La Cadena y La Negra (25,6 km<sup>2</sup>, 33 km<sup>2</sup>, 21 km<sup>2</sup> y 43 km<sup>2</sup>, respectivamente) (Fig. 4).

Las quebradas menores que desembocan en el

sector central de la ciudad se asocian a hoyas hidrográficas de menor importancia areal, pero con un fuerte desnivel topográfico relacionado al Escarpe Costero (quebradas Farellones, El Ancla, Baquedano, Uribe y El Toro, con áreas de drenaje de 3,8 km<sup>2</sup>, 1,3 km<sup>2</sup>, 0,6 km<sup>2</sup>, 0,5 km<sup>2</sup> y 3,2 km<sup>2</sup>, respectivamente). En este mismo sector, los depósitos aluviales del Pleistoceno y Holoceno se caracterizan por una matriz de mayor granulometría, dada la menor disponibilidad de sedimentos eólicos en las áreas de drenaje. En los sectores norte y sur de Antofagasta, en cambio, al norte de la quebrada Bonilla, y al sur de las quebradas Caliche y La Negra, la mayor disponibilidad de sedimentos eólicos en las hoyas hidrográficas, o en la franja costera, favorece la generación de depósitos aluviales con mayor porcentaje de arena en la matriz (Fig. 5).

Finalmente, el gran desnivel topográfico entre el bloque montañoso y la franja costera, acentuado aún más por el Escarpe Costero, confiere gran energía a los flujos aluviales. Junto con esto, el fuerte manteo hacia el oeste y el gran fracturamiento de los estratos volcánicos de la Formación La

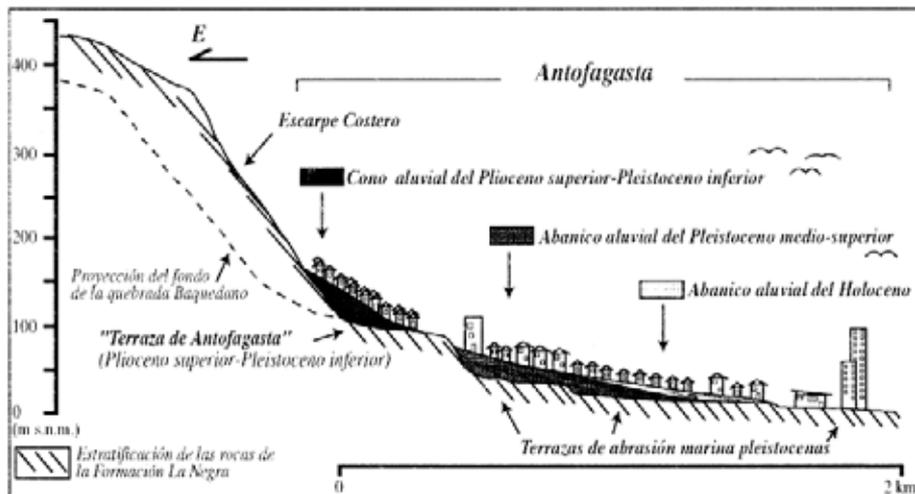


FIG. 3. Esquema de la situación geomorfológica de la ciudad de Antofagasta en el sector de Quebrada Baquedano (escala de edificaciones exagerada respecto de la morfología). Los flujos aluviales permanecen encajados en la quebradas hasta desembocar en la franja costera. La deposición aluvial ocurre, principalmente, en la superficie de los abanicos holocenos.

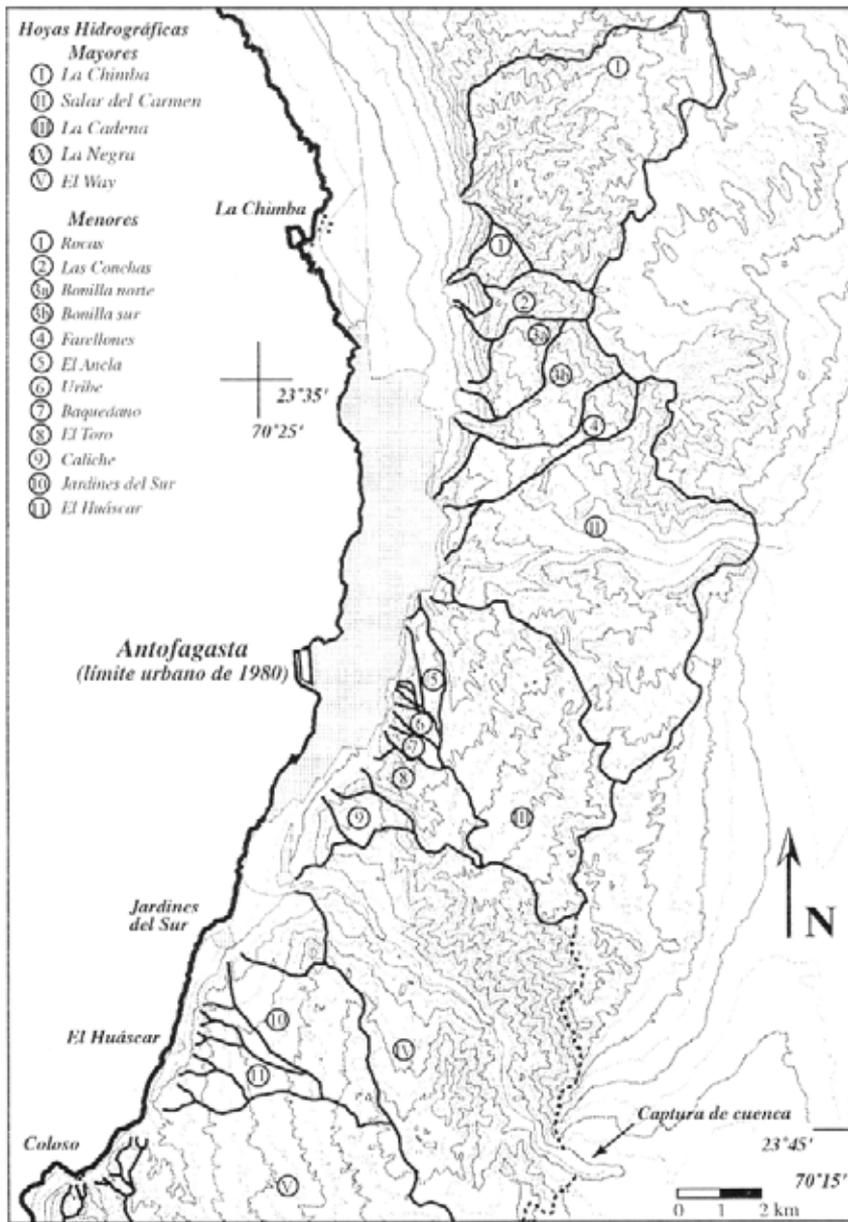


FIG. 4. Mapa topográfico del área de Antofagasta y sus alrededores, indicando los límites de las hoyas hidrográficas que drenan la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa.

Negra en el sector (García, 1967; Ferraris y Di Biase, 1978 ; Vargas, 1996) favorece la generación de bloques disponibles para ser transportados, lo cual puede conferir una mayor peligrosidad a los flujos de detritos ('aluviones') que esporádicamente

bajan hacia la ciudad (Figs. 3 y 5).

El mejor conocido de estos eventos, tanto por su magnitud como por la disponibilidad de datos, es el de junio de 1991.

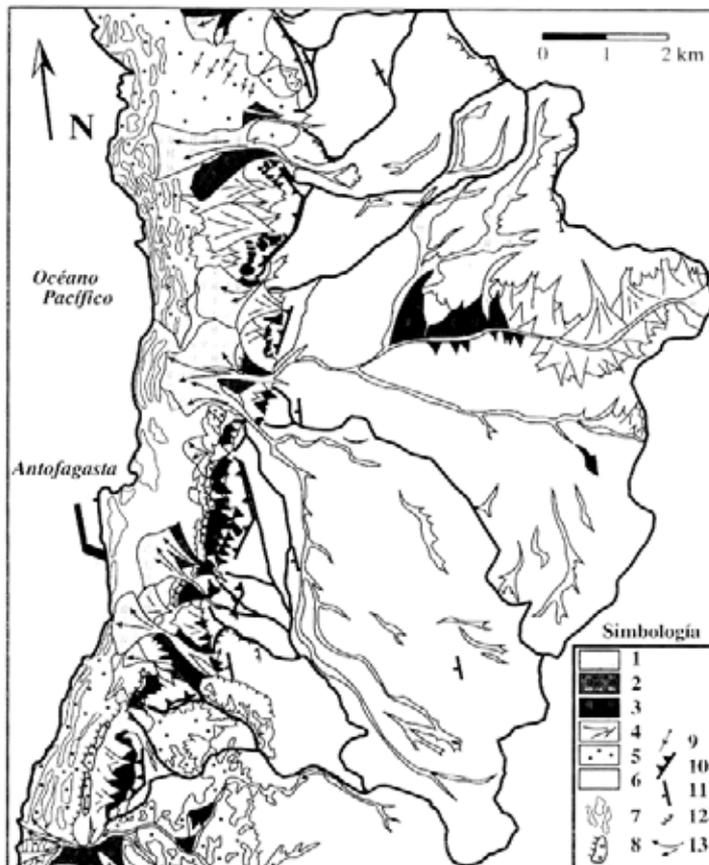


FIG. 5. Esquema geomorfológico de las unidades aluviales pleistocenas y holocenas del área de Antofagasta, en el sector central de la ciudad (adaptado de Vargas, 1996). Simbología: 1- abanicos aluviales holocenos; 2- abanicos aluviales del Pleistoceno medio-tardío; 3- conos aluviales y coluviales del Pleistoceno temprano-medio; 4- sedimentos coluviales del Pleistoceno tardío y Holoceno; 5- cubierta de sedimentos eólicos; 6- Formación La Negra; 7- terrazas de abrasión marina pleistocenas; 8- terraza de Antofagasta (Plioceno tardío-Pleistoceno temprano); 9- dunas activas durante el Holoceno; 10- Escarpe Costero; 11- disposición (rumbo y manteo) de los estratos de la Formación La Negra; 12- escarpes morfológicos; 13- escurrimientos preferenciales de los flujos de junio de 1991.

### CARACTERIZACIÓN METEOROLÓGICA DEL EVENTO ALUVIAL DE 1991

Los días 17 y 18 de junio de 1991 un fuerte temporal de viento y lluvias afectó a gran parte del centro-norte de Chile, alcanzando también la costa de la Región de Antofagasta. En la ciudad de Antofagasta, una repentina y violenta lluvia cayó desde las 00:30 h hasta las 03:30 h del 18 de junio, provocando aluviones menores e inundaciones entre las 02:00 y 03:00 h, y fuertes aluviones alrededor de las 04:00 h (El Mercurio de Antofagasta, ediciones del 18 y 19 de junio de 1991).

Las condiciones meteorológicas asociadas a la

ocurrencia de los aluviones en 1991 en Antofagasta, han sido descritas por Garreaud y Rutllant (1996). La permanencia cuasiestacionaria de un anticiclón de bloqueo en el extremo suroeste de América del Sur, provocó el desvío hacia el norte de un sistema frontal frío desde la región de los Oestes (Fig. 6). La llegada de este sistema hasta el extremo norte del país fue favorecida por el debilitamiento del APSO. Finalmente, la actividad convectiva asociada a este sistema frontal fue reforzada tanto por la advección de aire cálido marino bajo la capa de inversión

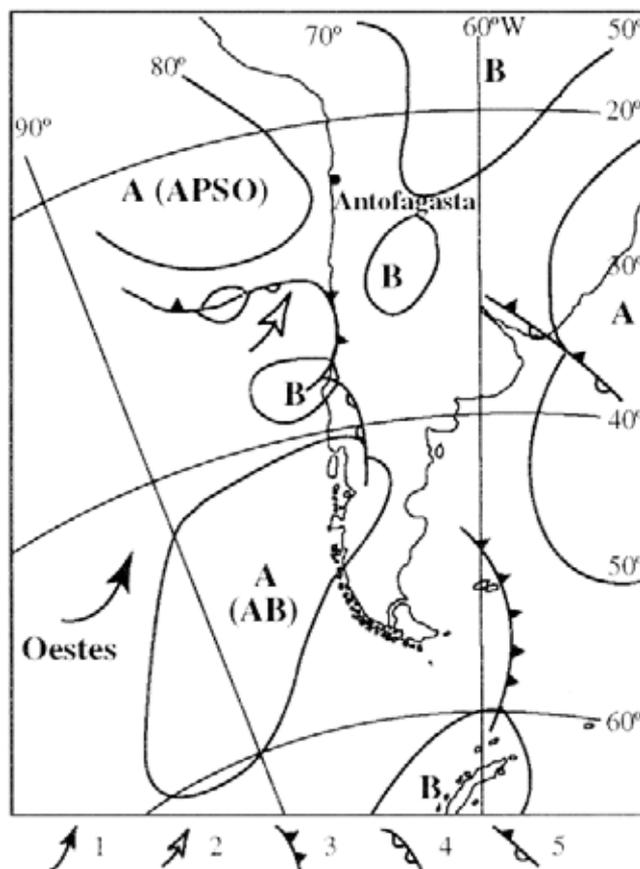


FIG. 6. Esquema de los principales rasgos atmosféricos (presión a nivel de mar) asociados a la ocurrencia de periodos lluviosos en Chile central, aplicable para el evento del 18 de junio de 1991 (adaptado de Rutllant y Fuenzalida, 1991). AB: Anticiclón de Bloqueo. APSO: Anticiclón del Pacífico Suroriental. Simbología: 1- flujo de los vientos del oeste desviado hacia el norte; 2- trayectoria aproximada de avance de sistema frontal; 3- sistema frontal frío; 4- frente cálido; 5- sistema ocluido.

térmica, como por la ocurrencia de una zona de divergencia en altura, asociada a un núcleo de máxima velocidad del viento, ambos aspectos también concomitantes con el debilitamiento del APSO, en el marco de desarrollo de un evento El Niño de intensidad moderada. Las lluvias fueron precedidas por vientos de hasta 20 m/s en la noche del 17

de Junio, tuvieron una intensidad media entre 5 y 14 mm/h, y alcanzaron por momentos hasta 24 mm/h. En total, las precipitaciones acumularon entre 14 y 42 mm en tres estaciones pluviométricas separadas por menos de 20 km (Garreaud y Rutllant, 1996).

### CARACTERIZACION GEOLOGICA DEL EVENTO ALUVIAL DE 1991

Los sectores más afectados por los aluviones fueron aquellos ubicados pendiente abajo de la desembocadura de las quebradas de mayor hoya hidrográfica (Salar del Carmen, La Cadena y La Negra), pero también de las quebradas menores

que desembocan directamente en el sector central de la ciudad (El Ancla, Baquedano, Uribe y El Toro), así como de las quebradas Jardines del Sur y El Huáscar, situadas inmediatamente al sur de ésta (El Mercurio de Antofagasta, 18 y 19 de junio de

TABLA 1. CARACTERÍSTICAS DE LOS DEPOSITOS DE LOS FLUJOS ALUVIALES DEL EVENTO DEL 18 DE JUNIO DE 1991.

Quebrada	Área de la hoya hidrográfica (km <sup>2</sup> )	Número de depósitos históricos	Facies de los depósitos de 1991	Máxima altura (observada) de finos
La Cadena	21,0	2 (post-1966)	Espesor depósito: 50 cm Moderada a mala selección: 80% grava angulosa (5 a 10 cm tamaño típico), leve orientación y gradación granulométrica de clastos, 18% de arena, 2% de limo y arcillas	3 m
Baquadano	0,6	2 (post-1980)	Espesor depósito: 1 m Moderada a mala selección: 70% grava angulosa (5 a 15 cm tamaño típico), leve orientación y gradación granulométrica de clastos, 30% matriz de arena y escaso limo	2 m
El Toro	3,2	1 1991	Espesor depósito: 3 m Moderada a mala selección: 80% grava angulosa (5 a 15 cm tamaño típico, bloques de hasta 1 m de diámetro), clastos orientados 17% de arena, 3 % de limo y arcillas	6 m
La Negra	43,0	1 (1991)	Espesor depósito: 1 m Mala selección: 50% grava angulosa (5 a 10 cm tamaño típico), clastos orientados e imbricados, 47% de arena, 3% de limo y arcillas	3 m

1991). En todos los casos los mayores daños ocurrieron en las quebradas y en las zonas de deposición proximal de los abanicos más recientes (Fig. 5).

Los flujos aluviales más importantes se produjeron al cabo de 3 horas de comenzadas las lluvias (El Mercurio de Antofagasta, 18 y 19 de junio de 1991), y habrían sido precedidos, según testigos, por un frente de altura muy superior a la altura media de los mismos. Los depósitos y marcas generados en algunas quebradas permitieron precisar estas observaciones. En la tabla 1 se muestra que la relación observada entre la altura máxima de los flujos y los depósitos generados en algunas quebradas varía entre 6:1 y 2:1. Tanto las observaciones de terreno como las crónicas de periódicos y relatos de testigos, permiten suponer que el origen de estas olas en los flujos aluviales podría haberse debido a estrechamientos locales de las quebradas, y al colapso de entrampamientos por la presencia de laboreos de extracción de áridos en algunos cauces.

Las facies originadas por los flujos corresponden a sedimentos típicos de flujos de detritos en fondos de quebrada y abanico aluvial. Sin embargo, existen diferencias entre los sedimentos originados en los distintos sectores de la ciudad (Tablas 1 y 2). Estas diferencias se relacionan con el tamaño y pendiente de los cauces de la hoya hidrográfica, y la naturaleza del material disponible para movilizar tanto en las hoyas como en los sectores proximales de los abanicos, tal como se ha descrito anteriormente (Figs. 4 y 5). En el sector de la ciudad cercano a las quebradas, entre las quebradas La Negra y Salar del Carmen, los flujos generaron depósitos proximales masivos compuestos por 50 a 80% de clastos entre 5 y 15 cm, contenidos en matriz de arena, grava fina y escaso limo (3-5%). Bloques de hasta 1 m de diámetro se observaron en sedimentos de los sectores proximales cercanos a la desembocadura de las quebradas ubicadas entre El Toro y El Ancla. Hacia el norte de la quebrada Bonilla y hacia el sur de la

**TABLA 2. RELACION ENTRE AMBIENTE FISIOGRAFICO, FACIES SEDIMENTARIAS Y NUMERO DE DEPOSITOS HISTORICOS EN ALGUNAS SECCIONES ESTRATIGRAFICAS UBICADAS INMEDIATAMENTE AL SUR DE ANTOFAGASTA.**

Ubicación (Fig. 4)	Ambiente fisiográfico	Número de depósitos históricos*	Espesor de los depósitos y caracterización de facies (porcentajes de granulometría relativos al peso total de la muestra)
Coloso (8 km al sur de La Negra)	Superficie cono aluvial	5 (post-1905)	Espesor depósitos: 20 a 40 cm Mala selección granulométrica; clastos de grava angulosa de 2 a 5 cm tamaño típico, dispuestos sin orden en matriz de arena y grava fina
Coloso	Superficie cono aluvial	4 (post-1905)	Espesor depósitos: 20 a 40 cm Mala selección granulométrica; clastos de grava angulosa de 2 a 5 cm tamaño típico, dispuestos sin orden en matriz de arena
Coloso	Ladera con abundante arena eólica	2 (post-1905)	Espesor depósitos: 20 cm Regular a buena selección granulométrica; 85% arena eólica, 10% grava angulosa de 1 a 3 cm tamaño típico, 5% limo
Roca Roja (6 km al sur de La Negra)	Fondo de quebrada (post-1966)	3	Espesor depósitos: 30 cm a 1 m Regular selección granulométrica; gradación lateral de facies de canal (60 a 80% de clastos de grava angulosa de 5 a 15 cm tamaño típico), a facies de desborde (40 a 70 % de arena, con laminación y gradación granulométrica de clastos)
El Huáscar (5 km al sur de La Negra)	Superficie cono aluvial	1 (1991)	Espesor depósito: 1 m Mala selección granulométrica; 30 a 40% de grava angulosa (algunos bloques de hasta 40 a 50 cm) 60 a 70% de matriz arena
Jardines del Sur (1 km al sur de La Negra)	Fondo de quebrada (post-1960)	3	Espesor depósitos: 20 a 40 cm Mala selección granulométrica; clastos de grava angulosa dispuestos sin orden en matriz de arena
Antofagasta (costa cerca del puerto)	Sector distal de deposición aluvial	1 (1991)	Espesor depósito 20 cm Regular selección granulométrica; 50 a 60% de grava angulosa, leve orientación y gradación granulométrica de clastos

Los depósitos históricos fueron identificados por su contenido de basura y diarios.

quebrada Jardines del Sur los flujos originaron depósitos con clastos de menor tamaño y mayor porcentaje de matriz de arena (40 a 70%), debido

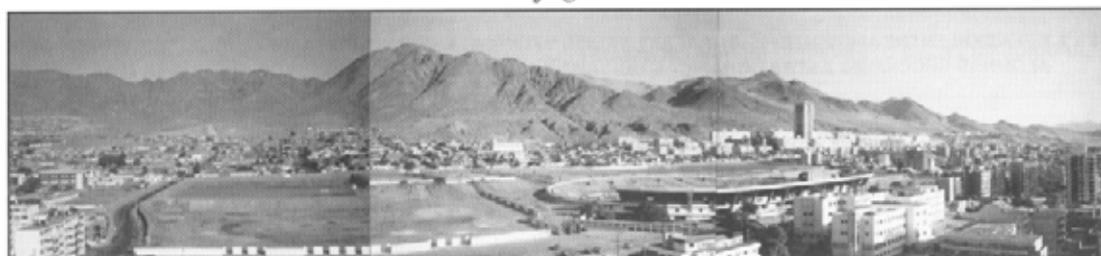
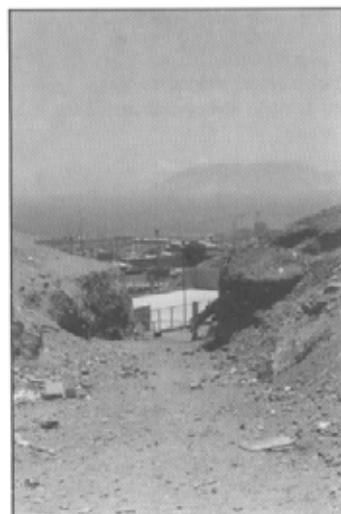
a la mayor disponibilidad de material fino (arena de depositación eólica) para transportar.

### OCURRENCIA DE ALUVIONES DURANTE EL SIGLO XX EN ANTOFAGASTA

El estudio de secciones aluviales recientes, junto con el análisis de crónicas de periódicos y datos de precipitación, permitió precisar una crono-

estratigrafía de eventos aluviales durante gran parte del siglo XX en Antofagasta (Vargas y Ortlieb, 1997). En las cercanías de la ciudad, la basura

## Antofagasta

**a****b** *Quebrada Baquedano***c**

*Depósitos  
históricos*

**e**

### *Sección aluvial de Caleta Coloso (1994)*

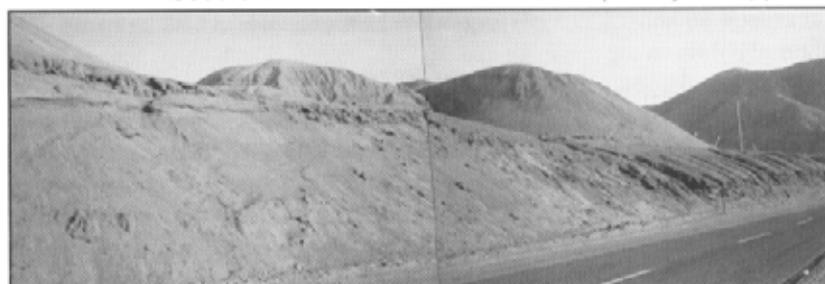
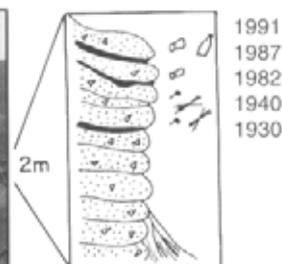
**d****f**

FIG. 7. Vista general de la ciudad de Antofagasta y secciones de depósitos históricos: **a**- vista panorámica de la ciudad (hacia el SE); **b**- vista cauce abajo (hacia el noroeste) de la quebrada Baquedano, en el sector de la desembocadura a la franja costera. **c**- depósito histórico en Quebrada Baquedano. El sedimento constituye un depósito masivo compuesto por grava y bloques dispuestos en matriz de arena media a gruesa y escaso limo; **d**- vista panorámica (hacia el sureste) de una sección de abanico aluvial en Caleta Coloso (1994). La sección esta compuesta, principalmente, por sedimentos aluviales (proximal a medio) y eólicos (supralitorales) depositados durante el Pleistoceno Superior y Holoceno; **e**- parte superior de la secuencia anterior, compuesta por depósitos históricos posteriores a 1905 con basura o restos de paja interestratificados. Corresponden a depósitos de flujos de detritos en sector proximal-medio de abanico aluvial; **f**- sección estratigráfica de depósitos históricos dispuestos en la parte superior de la secuencia holocena. La edad de deposición se infirió a partir del contenido de restos de origen antrópico (basura, paja, restos de revistas o periódicos, etc.) interestratificados entre los sedimentos, junto con la observación de registros pluviométricos y crónicas de periódicos.

TABLA 3. CARACTERÍSTICAS DE LAS LLUVIAS Y DE LOS EVENTOS ALUVIALES ASOCIADOS EN ANTOFAGASTA DURANTE EL SIGLO XX.

Edición	Aluviones o inundaciones	Inicio de las lluvias (ti)	Término/duración (tt)	Hora de ocurrencia de aluviones o inundaciones (tai)	(tal-ti) *	Otros lugares afectados	Pp ** (mm)
Julio 4, 1925	3 de julio	12:00 h, débil rápidamente torrencial 23:00 h	20:00h/8 h con escasas interrupciones 23:30 h/30 min	16:00 h; serias inundaciones; corrientes de agua por las calles de la ciudad	4 h	Sólo llueve hasta 27 km al norte y 59 km al interior. En Coloso llueve torrencialmente	16,3 P
Agosto 21, 1930	21 de agosto	01:00 h, débil rápidamente torrencial	05:30 h/4,5 h de violenta lluvia	03:00 h; inundaciones graves en la ciudad. Aluviones en el sector norte (70 cm de lodo en el barrio Salar del Carmen)	2 h	Lluvia en Tocopilla y Taltal. Nevazón en Calama y San Pedro, Taltal y María Elena	28,2 P
Junio 13, 1940	13 de junio	12 de junio: 19:00 h, débil 19:30 h, torrencial	13 de junio: 07:00 h/12 h de lluvia continua	Serias inundaciones en toda a ciudad. Aluviones en el sector central		Lluvia e inundaciones en Taltal y María Elena. Nevazón en Chuquicamata	39,4 P
Julio 26, 1940	24 de julio			Inundaciones menores en sectores altos de la ciudad		Aluvión en Tocopilla y en mina Gatico. Nevazón en Chuquicamata	17,0 P
Mayo 24, 1982	24 de mayo	03:00 h, débil 03:15 hrs, intensa	05:30 h/2,5 h de lluvia	04:00 h; aluviones al sur de la ciudad, entre Jardines del Sur y Coloso (1,5 m de lodo en El Huáscar). Inundaciones menores en sectores norte y sur de la ciudad	1 h	Lluvia en Calama, granizo en San Pedro de Atacama, nevazón en Ascotán	5,5 UCN
Julio 26-30, 1987	27 de julio	01:00 h, débil e intermitente 13:00 h torna intensa	14:45 h/13 h y 45 min de lluvia 1 h y 45 min de lluvia intensa	14:00 h; inundaciones serias y aluviones menores en toda la ciudad. Aluviones graves en quebradas Baquedano y Uribe, y en Coloso	14 h, (1 h tras tornarse intensa)	25 de julio: inundaciones y aluviones graves en Taltal, marejada en Taltal y Antofagasta 26 de julio: marejada en Taltal, Antofagasta y Tocopilla 27 de julio: Lluvia en Calama, nevazón en Ollagüe	22,8 UCN
Junio 18-19, 1991	18 de junio	00:30 h, débil rápidamente intensa	03:30h/4 h de lluvia intensa	02:00 y 03:00 h; aluviones menores e inundaciones en la ciudad 04:00 h; graves aluviones afectan a toda la ciudad (1,7 m de lodo en sector norte)	3,5 h	17 de junio: temporal de fuertes vientos (35 nudos) en la provincia del Loa 4,5 h 18 de junio: lluvia en Taltal y Tocopilla, nevazón en Chuquicamata	42,0 UCN

Información recopilada del periódico 'El Mercurio de Antofagasta', fundado en 1916.

(\*) Diferencia entre la hora de inicio de las lluvias y la hora de ocurrencia de los flujos.

(\*\*) Precipitación registrada por la estación meteorológica Portezuelo (P) o Universidad Católica del Norte (UCN).

interestratificada en sedimentos recientes permitió inferir la época de su deposición, posteriormente a la fundación de Antofagasta a fines del siglo XIX (Tabla 2, Fig. 7). La información recopilada a partir del periódico 'El Mercurio de Antofagasta' permitió precisar la fecha exacta de ocurrencia de aluviones e inundaciones desde 1916, así como algunas características relacionadas con la ocurrencia de las tormentas y los flujos aluviales. Esta información es resumida en la tabla 3. En ella se señala que Antofagasta ha sido afectada por inundaciones de importancia en siete ocasiones entre 1916 y 1995, pero que en sólo cinco de estas oportunidades ocurrieron aluviones: el 21 de agosto de 1930, el 12 de junio de 1940, el 24 de mayo de 1982, el 27 de julio de 1987 y el 18 de junio de 1991. Este último fue el evento más importante en relación a los volúmenes de material depositado y los daños provocados en la ciudad. Inundaciones, sin ocurrencia comprobada de aluviones, se originaron además los días 3 de julio de 1925 y 24 de julio de 1940. En todos los casos en que se generaron flujos aluviales las lluvias fueron intensas y duraron sólo algunas horas (<13 horas). En todas las ocasiones para las cuales se tiene información, los aluviones o inundaciones se generaron entre 1 y 4 horas después del inicio de las lluvias o después que éstas se tornaron intensas. Es interesante destacar que, el 27 de julio de 1987, antes de la ocurrencia de aluviones las

lluvias se extendieron de manera débil e intermitente por cerca de 13 horas, sin generarse flujos, pero que al cabo de 1 hora de lluvia intensa éstos afectaron parte de la ciudad.

La tabla 3 muestra que en todos los casos las lluvias que han afectado a Antofagasta formaron parte de perturbaciones frontales de latitudes medias durante el invierno austral que afectaron también otras localidades del centro-norte de Chile, incluyendo nevazones en la zona andina y preandina.

Es importante destacar también el carácter convectivo de la precipitación, que se traduce en la zonación que han mostrado las tormentas tanto en el área de Antofagasta como a lo largo de la costa del Norte Grande. Así, mientras en determinadas ocasiones algunos sectores se han visto seriamente afectados, otros no han estado expuestos a las tormentas con la misma severidad. La lluvia del 24 de mayo de 1982, por ejemplo, cayó más intensamente sobre la costa ubicada inmediatamente al sur de la ciudad, originando aluviones en El Huáscar y Coloso, pero sin embargo no acumuló más de 5,5 mm en Antofagasta. A estos rasgos de la distribución espacial de las lluvias se agrega el hecho que en seis de los siete casos descritos en la tabla 3 la precipitación se inició en el período nocturno, cuando el flujo catabático por la ladera andina favorece la convergencia en el sector próximo a la costa (Rutllant, 1985; Rutllant *et al.*, 1998).

#### ANOMALIAS OCEANO-CLIMATICAS Y SITUACIONES SINOPTICAS ASOCIADAS CON EVENTOS EL NIÑO

El fenómeno El Niño, que corresponde a la fase cálida de la Oscilación del Sur (ENOS), constituye un estado extremo en las condiciones océano-atmosféricas de la cuenca del Pacífico cuyas repercusiones climáticas se dejan sentir en gran parte del planeta. La Oscilación del Sur (OS) se expresa a través de un índice (IOS) que se define como la diferencia normalizada de la presión atmosférica entre los polos de la OS ubicados convencionalmente en Tahiti (polo oriental representativo del APSO) y Darwin, Australia (polo occidental representativo de la depresión indonesia-norte de Australia). Así, cuando el APSO se debilita (IOS negativo), y con él los vientos alisios (particularmente en la región occidental

del Pacífico ecuatorial), se presentan anomalías positivas en la temperatura superficial del mar en el Pacífico ecuatorial central y oriental y a lo largo de la costa oeste de Sudamérica. El otro extremo de la OS, caracterizado por valores positivos del IOS (extremo frío o La Niña) presenta un APSO reforzado, alisios intensos y anomalías negativas de la temperatura superficial del mar que reemplazan a las anomalías positivas en la fase opuesta. Durante los eventos ENOS, la irrupción de aguas subtropicales cálidas y la profundización de la termoclina y nutriclina, inducen además importantes cambios tanto en el clima como en los ecosistemas marinos costeros de la región (Arntz y Fahrback, 1996).

En el margen occidental de América del Sur, los eventos ENOS se relacionan con fuertes anomalías negativas de la precipitación en Colombia, y anomalías positivas en las regiones costeras del Ecuador, norte del Perú y Chile central. El debilitamiento del APSO y los frecuentes bloqueos en el régimen de los Oestes, ya descritos para esta última zona como mecanismos responsables del exceso de precipitación (Rutllant y Fuenzalida, 1991), están fuertemente modulados por oscilaciones intra-estacionales que explican importantes diferencias de un mes a otro dentro de un mismo invierno lluvioso (J. Rutllant y P. Aceituno)<sup>2</sup>.

#### RELACION ENTRE EVENTOS EL NIÑO Y ALUVIONES EN ANTOFAGASTA

La relación entre eventos El Niño y la ocurrencia de lluvias generadoras de aluviones o inundaciones, durante el siglo XX, en Antofagasta, es mostrada a partir de la gráfica del IOS para los meses de otoño e invierno de los años en cuestión (Fig. 8). Al igual que para las anomalías positivas de la precipitación en Chile central asociadas con El Niño (Quinn y Neal, 1983 ; Rutllant y Fuenzalida, 1991), éstas ocurren durante el invierno anterior al calentamiento estival de las aguas superficiales del mar

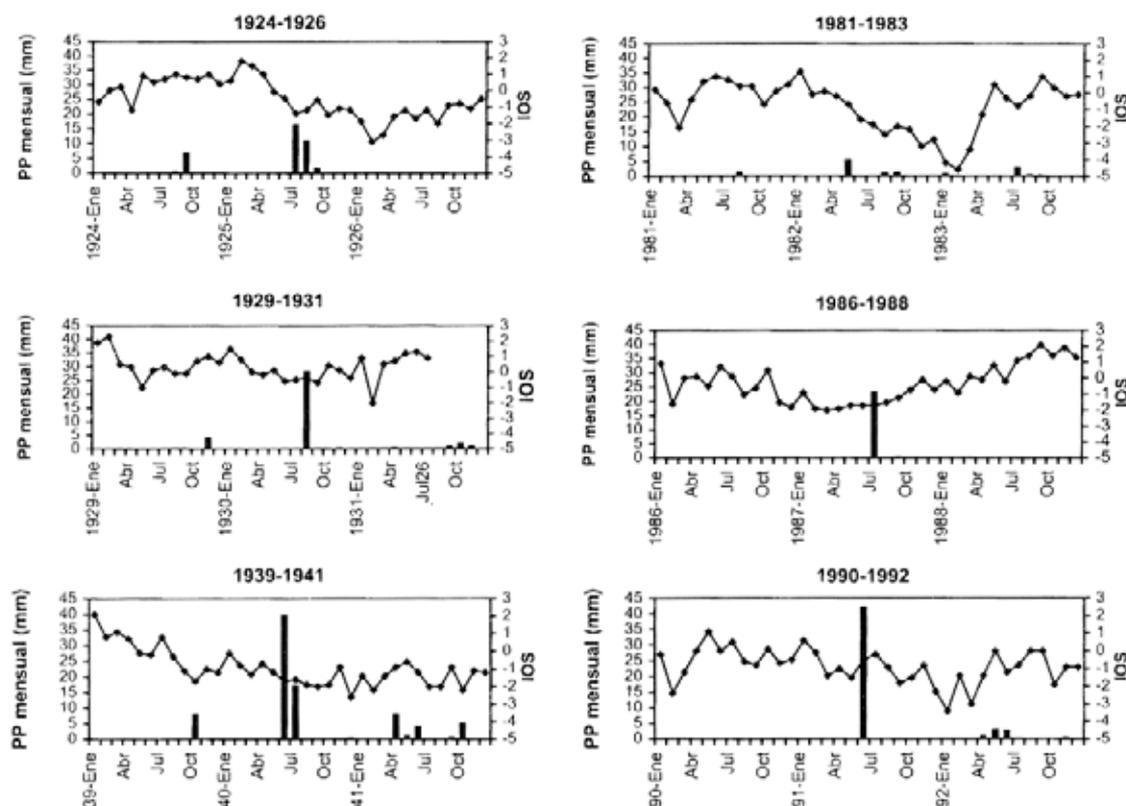


FIG. 8. Relación entre precipitaciones mensuales en Antofagasta e Índice de Oscilación del Sur (IOS), para los años en que ocurrieron aluviones o inundaciones en la ciudad. Las precipitaciones han ocurrido durante el invierno de la fase de desarrollo de eventos ENOS de moderada a fuerte intensidad (valores negativos de IOS). Simbología de los gráficos: ■ Pp —◆ IOS

<sup>2</sup> 1991. Southern Hemisphere circulation signals in connection with rainfall forecasting in central Chile. Internal Report IC/91/64. *International Center for Theoretical Physics*, 20 p.

en la costa oeste de América del Sur, y previo a la culminación del evento, por lo que, exceptuando el caso de 1987, los valores negativos del IOS siguen descendiendo hasta el verano austral siguiente. Como muestra la figura 8, en términos del IOS el evento de 1987 culminó en forma poco habitual a mediados de ese año, habiendo comenzado a fines de 1986 (Rutllant *et al.*, 1992). Sin embargo, si se consideran las temperaturas superficiales del mar en el Pacífico ecuatorial centro-oriental (Niño 3-4), el evento termina en febrero de 1988 (Trenberth, 1997).

La observación de los datos permite señalar que en los casos en que han ocurrido tormentas importantes, éstas han coincidido con el desarrollo de un evento El Niño de moderada o gran intensidad. En las dos oportunidades de mayor impacto en la ciudad, coincidentes con los eventos aluviales más importantes de este siglo (junio de 1940 y junio de 1991), el IOS mantuvo valores negativos durante varios meses antes y después del fenómeno (Fig. 8). Durante el evento El Niño de 1940, la costa del Norte Grande fue afectada por severas tormentas en dos oportunidades (Tabla 3). En junio de 1940 las lluvias cayeron sobre Antofagasta, causando aluviones de magnitud considerable en la ciudad, mientras que en julio de ese mismo año las lluvias afectaron principalmente la costa ubicada al norte de Antofagasta, hasta Tocopilla, causando graves aluviones en instalaciones mineras (Tabla 3).

Tomando en cuenta que un evento lluvioso basta para elevar el total anual de precipitaciones en la zona, el registro de las precipitaciones anua-

les en Antofagasta, a partir de 1904, permite señalar que no todos los eventos El Niño han implicado años de elevada precipitación en la ciudad, aunque si todos estos años han ocurrido durante el desarrollo de un episodio El Niño (Fig. 9a). También es posible observar que los años de elevada precipitación, y en particular la ocurrencia de tormentas generadoras de aluviones e inundaciones, no se sucedieron con una frecuencia constante a lo largo del sigloXX, sino que se concentraron principalmente entre los años 1925-1941 y 1982-1991. Ambos períodos coinciden también con las mayores anomalías globales en la temperatura superficial del mar luego de sostenidos períodos de calentamiento, aproximadamente entre 1910-1940 y 1975-1990 (IPCC, 1995). La tabla 4 muestra los promedios de precipitación para los períodos en los cuales han ocurrido aluviones o inundaciones, como también para el resto de los intervalos. El promedio de precipitación anual para los períodos 1925-1941 y 1982-1991 es de 13,1 mm/año y 8 mm/año, respectivamente, mientras que para los intervalos sin ocurrencia de flujos detríticos, éste varía entre 1,1 mm/año y 5 mm/año. La distribución de las precipitaciones anuales a lo largo del siglo sugiere un patrón interdecadal de las lluvias en Antofagasta.

Datos históricos sobre precipitaciones en el Desierto de Atacama durante los últimos dos siglos, sugieren también una fuerte dependencia de los episodios lluviosos con eventos El Niño. La mayoría de los eventos de precipitación de los siglos XIX (6 de 8) y XX (15 de 24), en el Norte Grande de Chile, ocurrieron durante años El Niño de modera-

**TABLA 4. PROMEDIOS DE PRECIPITACION ANUAL, PARA PERIODOS CON Y SIN OCURRENCIA DE ALUVIONES O INUNDACIONES EN ANTOFAGASTA, ENTRE 1904 Y 1997.**

Período (años)	Promedio (mm/año)	Aluviones o inundaciones por período	Estación meteorológica
1904-1913	5	0	Portezuelo
1914-1918	Sin datos	0	
1919-1924	2,7	0	Portezuelo
1925-1941	13,1	3	Portezuelo
1942-1967	1,5	0	Portezuelo
1968-1981	1,3	0	U. Católica del Norte
1982-1991	8,0	3	U. Católica del Norte
1992-1998	1,1	0	U. Católica del Norte

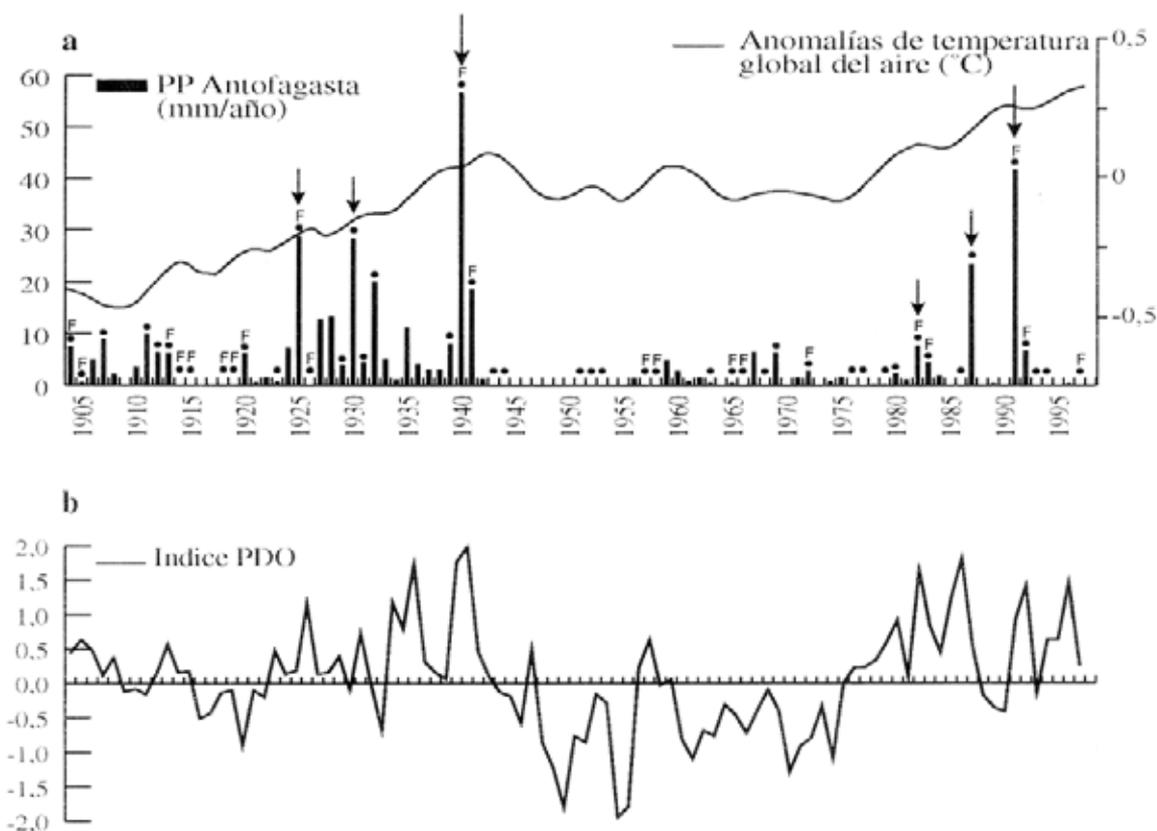


FIG. 9. Totales anuales de precipitación en Antofagasta durante el siglo XX, en relación a la ocurrencia de años El Niño y variaciones interdecadales así como tendencias globales de la temperatura del aire y de la superficie del mar. Los eventos ENOS de intensidad moderada se señalan mediante puntos negros, mientras que los eventos ENOS fuertes a muy fuertes se indican con punto negro y letra 'F' (según Quinn (1993), y revisado según Trenberth (1997) para los eventos posteriores a 1950. Se indican, además, los años en que ocurrieron aluviones o inundaciones en la ciudad (flechas negras) (1904-1913 y 1919-1967: datos estación Portezuelo, 1914-1918: carencia de información, 1968-1998: datos de la estación de la Universidad Católica del Norte). PDO: Pacific Interdecadal Oscillation Index.

da o gran intensidad (Ortlieb, 1995). Entre éstos destacan las lluvias acaecidas durante los eventos fuertes (F) o muy fuertes (MF) de 1877-78 (MF), 1884-85 (F), 1918-20 (F), 1925-26 (F), 1940-41 (MF), 1972-73 (F), 1982-83 (MF) y 1991-92 (F).

Lluvias acaecidas durante eventos El Niño de intensidad moderada ocurrieron los años 1796, 1819, 1852, 1859, 1868, 1911, 1918, 1929-30, 1932, 1939, 1944, 1976, 1980, y 1987.

## DISCUSION Y CONCLUSIONES

### RASGOS GEOMORFOLOGICOS ASOCIADOS A LA OCURRENCIA E INTENSIFICACION DE LOS FLUJOS ALUVIALES EN ANTOFAGASTA.

Los datos relativos a la geomorfología y clima de la zona permiten señalar que, además de los factores necesarios para la ocurrencia de flujos aluviales

en Antofagasta (fuerte desnivel topográfico entre el bloque montañoso y la franja costera, ocurrencia esporádica de intensas lluvias, disponibilidad de material para ser transportado por los flujos), existen otros factores que eventualmente intensifican el fenómeno. En este sentido, el fuerte aumento de pendiente de las quebradas asociado al Escarpe

Costero, imprime mayor energía a los flujos antes de la depositación en los abanicos aluviales de la franja costera, mientras que el fuerte fracturamiento y disposición espacial (fuerte manteo al oeste) de los estratos de la Formación La Negra, puede potenciar la generación de bloques disponibles para ser transportados. Estrechamientos locales de los cauces, junto con la presencia de laboreos de extracción de áridos pueden también intensificar el impacto de los flujos. Hauser (1997) señaló, además, que una escasa infiltración de las aguas de lluvia en las rocas de la Formación La Negra facilitaría la generación de deslizamientos en la cubierta detrítica de las laderas de los montes.

La diferencia en el tipo de material disponible para movilizar, tanto en las hoyas hidrográficas como en las zonas altas de la franja costera, produce diferencias en la composición granulométrica de los depósitos generados. Entre las quebradas Farellones y El Toro, en el sector central de la ciudad, los flujos movilizan detritos más gruesos y con menor porcentaje de matriz, lo cual les confiere un mayor poder destructivo.

La sedimentación aluvial en el área ocurre principalmente en las zonas proximales de los abanicos aluviales holocenos de la franja costera, y sólo parcialmente en las quebradas.

#### EVENTOS EL NIÑO Y ALUVIONES EN LA COSTA DE LA REGIÓN DE ANTOFAGASTA

Los datos muestran una importante relación entre ocurrencia de lluvias intensas generadoras de aluviones en la región de Antofagasta y eventos ENOS de moderada a gran intensidad, tanto durante el siglo XX, como también durante el siglo XIX. El análisis meteorológico del fenómeno de 1991 (Garreaud y Rutllant, 1996), sugiere que la ocurrencia de precipitaciones en el norte de Chile es producto de la conjunción de varias condiciones atmosféricas relacionadas al desarrollo de eventos El Niño. Estos factores constituyen manifestaciones típicas de eventos ENOS, que debieron repetirse también en los otros casos de precipitaciones intensas en Antofagasta, tal como se desprende de la información histórica (Tabla 3), así como de los datos de IOS y de temperatura superficial del mar (Fig. 8). Las lluvias, tanto en Antofagasta, en particular, como en el Desierto de Atacama, en general,

ocurren durante los meses de invierno de la fase de desarrollo de eventos El Niño (Fig. 8). Esta misma relación entre anomalías positivas de precipitación y fases cálidas de ENOS, ha sido también mostrada para Chile central (Rutllant y Fuenzalida, 1991).

El fuerte carácter convectivo de los sistemas frontales que marginalmente afectan la costa del norte del país, es responsable de la gran zonación, tanto a nivel local como regional (ciudad y región de Antofagasta respectivamente), de las lluvias. Esto a su vez origina que en determinadas ocasiones las precipitaciones afecten más intensamente a ciertas localidades respecto de otras, o que la región pueda ser afectada por fuertes precipitaciones en más de una oportunidad durante un mismo período invernal, tal como ocurrió en 1940.

#### VARIACION INTERDECADAL DE PRECIPITACIONES

La ocurrencia de precipitaciones en Antofagasta, y en particular de períodos de años con mayor frecuencia de ocurrencia de precipitaciones durante el siglo XX, parece haber estado asociada a condiciones de orden interdecadal, de escala global y local, de la temperatura superficial del mar, de la temperatura del aire y de otros parámetros atmosféricos. Rutllant *et al.* (1998) señalaron un calentamiento brusco, de 0,9 hasta 0,5°C, de las aguas del litoral chileno desde fines de 1976 (entre 19° y 40°S), concomitantes con debilitamientos esporádicos de la inversión de subsidencia, debilitamiento de la cobertura nubosa y vientos más energéticos a la hora de mayor insolación. Mayores valores de temperatura del aire y presión atmosférica en Antofagasta, a partir de 1977, han sido también descritos por Romero (1985). A una escala global, la ocurrencia de períodos con mayores precipitaciones en Antofagasta coincide con tendencias globales de aumento de la temperatura del aire (Parker *et al.*, 1994; Jones, 1994; Nicholls *et al.*, 1996) (Fig. 9a), y con tendencias globales de mayores temperaturas de la superficie del mar (Zhang *et al.*, 1997; Mantua *et al.*, 1997) (Fig. 9b). Al respecto de esto último, Zhang *et al.* (1997), mediante análisis de series de temperatura superficial del mar entre 1900 y 1993, muestran que los períodos comprendidos entre los años 1925-1942 y a partir de 1977 en adelante, se han caracterizado por valores mayores que los períodos precedentes. En

este mismo sentido, Mantua *et al.* (1997) mostraron, a partir de análisis integrados de series de temperatura del aire y del mar en la cuenca del océano Pacífico tropical y en el Hemisferio Norte, inversiones de orden interdecadal de la tendencia de anomalías de temperatura, ocurridas alrededor de los años 1925, 1947 y 1977, en relación con cambios en la dinámica de los ecosistemas marinos de la región (Fig. 9b).

Así, la variación interdecadal de la precipitación anual en Antofagasta, parece reflejar condiciones regionales y globales de aumento sostenido de la temperatura superficial del mar y del aire. Esto podría traducirse como una mayor posibilidad, durante estos períodos, de ocurrencia de intensas lluvias generadoras de aluviones en la región, tal como sucedió durante el siglo XX. La observación anterior resulta relevante al momento de interpretar, a partir de análisis lineales de datos instrumentales, probabilidades de ocurrencia a futuro de eventos aluviales en la zona. Hauser (1997), por ejemplo, ha calculado un período de retorno de 50 años para lluvias generadoras de aluviones (suponiendo un mínimo de 30 mm/24 h). Si bien este cálculo coincide con los dos eventos más importantes del siglo recién pasado en Antofagasta, es decir, las tormentas del 13 de junio de 1940 y del 18 de junio de 1991, no considera la ocurrencia de eventos locales, como el ocurrido en mayo de 1982 al sur de la ciudad, debidos en parte al carácter convectivo de las tormentas. En el mismo sentido, y debido probablemente a esta misma característica de las lluvias, los dos importantes eventos acaecidos en un mismo año en la región (el 13 de junio y el 24 de julio de 1940), demuestran que la factibilidad de ocurrencia de lluvias en la zona está relacionada a condiciones océano-atmosféricas vinculadas a la ocurrencia de eventos El Niño, y depende de la conjunción de una serie de factores meteorológicos, en general difíciles de anticipar a escala de días o semanas (Garreaud y Rutllant, 1996).

Consideraciones similares a las descritas anteriormente para la costa del Desierto de Atacama, en relación a variabilidad interanual e interdecadal de ENOS, debieran ser tomadas en cuenta al momento de analizar la variabilidad de las lluvias en relación con ocurrencia de aluviones, inundaciones o sequías en Chile central, tal como lo han mostrado Rutllant y Fuenzalida (1991).

#### EVENTOS EL NIÑO, ANOMALÍAS DE PRECIPITACIÓN Y ALUVIONES EN OTRAS ÁREAS DEL DESIERTO DE ATACAMA

El análisis de los datos instrumentales de precipitaciones en Perú para la segunda mitad del siglo XX, no muestra, salvo para la costa del norte del país, una relación clara entre determinadas fases de ENOS y anomalías de precipitación (Minaya, 1994; Rome-Gaspaldy y Ronchail, 1998). Por el contrario, el análisis de datos mensuales muestra que tanto anomalías positivas como fuertes déficits de precipitaciones, en particular en el sur de Perú, pueden estar asociadas a ambas fases, cálida y fría, de ENOS (Rome-Gaspaldy y Ronchail, 1998). A pesar de esto, los importantes flujos acaecidos en septiembre de 1997 en la costa del sur de Perú ('El Correo', 16 de septiembre de 1997), contemporáneamente al evento El Niño más fuerte del siglo recién pasado, justifican mayores estudios de detalle respecto de la relación causa-efecto en la generación de flujos de detritos en esta zona.

Una relación más clara parece darse en la costa del norte de Perú, en la región de Piura, en donde anomalías positivas de precipitación ocurren durante fases cálidas (El Niño), mientras que anomalías negativas de precipitación ocurren durante fases frías (La Niña) de ENOS (Rome-Gaspaldy y Ronchail, 1998). Inundaciones y anomalías positivas de precipitación en esta región durante eventos El Niño (particularmente durante el evento 1982-1983), estarían asociadas a un desplazamiento hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical, acompañado de un debilitamiento de los alisios sobre el Pacífico tropical este (Aceituno, 1988).

Por otro lado, tendencia a un aumento de las precipitaciones en el Altiplano durante fases frías de ENOS, y a una disminución de las mismas durante fases cálidas, ha sido señalada por diferentes autores (Aceituno y Montecinos, 1993; Rome-Gaspaldy y Ronchail, 1998). Esto último puede constituir una fuente de error en la interpretación climática de flujos de detritos en quebradas que conectan el Altiplano con la costa, principalmente al analizar fuentes históricas, ya que la observación de flujos aluviales en esta última zona puede muchas veces corresponder a anomalías de precipitación ocurridas en zonas altas de la cordillera.

### EVENTOS EL NIÑO DURANTE EL HOLOCENO

El conjunto de datos expuestos muestra que los depósitos recientes de las secuencias aluviales de la costa de la región de Antofagasta, bien preservados gracias al clima de aridez imperante en la zona, son representativos de la ocurrencia de eventos El Niño, y de condiciones de escala interdecadal de la atmósfera y de la superficie del océano. Sin embargo, esta representatividad es válida sólo para el último periodo de tiempo en el cual la dinámica del clima ha sido similar a la que se conoce en la actualidad. Recientemente, Rodbell *et al.* (1999), sobre la base a estudios de testigos lacustres en Ecuador, han señalado que la dinámica actual de los eventos El Niño, con una periodicidad de ocurrencia de 2 a 8,5 años, habría comenzado a manifestarse después de los 7.000 años B.P., instalándose definitivamente alrededor de los 5.000 B.P. Sandweiss *et al.* (1999) sugieren que el Holoceno medio, entre 8.000 y 3.000 B.P., se habría caracterizado, en forma global, por un progresivo incremento de la variabilidad climática y cambios arqueológicos y culturales, instalándose la variabilidad climática actual a partir de los 5.800 B.P. Al respecto, Vargas y Ortlieb (1998), muestran que la dinámica actual de sedimentación aluvial en la costa de la región de Antofagasta se instaló en algún momento del Holoceno, después de los 9.000 B.P., y probablemente después de los 7.000 B.P. Durante el Pleistoceno tardío, y hasta comienzos

del Holoceno, la dinámica de los eventos aluviales habría estado caracterizada, al menos por períodos, por una frecuencia e intensidad distinta de las precipitaciones, posiblemente en relación a una distinta organización, o intensidad de fenómenos, del sistema océano-atmósfera en la cuenca del Pacífico, lo cual podría a su vez implicar una distinta relación causa efecto entre lluvias y flujos aluviales (Vargas y Ortlieb, 1998). Esto último podría cuestionar las interpretaciones de ocurrencia de eventos El Niño a partir de registros aluviales de los períodos glacial y tardiglacial, como por ejemplo en la región del sur de Perú (Keefer *et al.*, 1998).

Considerando que la información en relación a la dinámica a diferentes escalas de tiempo de los eventos ENOS es aún incompleta, así como el gran impacto ecológico y socio-económico de los eventos El Niño, la dinámica y variaciones climáticas asociadas con ENOS ameritan de mayores investigaciones. En este sentido, estudios de la interacción actual océano-atmósfera y su impacto en el continente han sido recientemente implementados en la costa del Desierto de Atacama (Rutllant *et al.*, 1998). Por otra parte, primeros resultados de investigaciones en sedimentos marinos de la Bahía de Mejillones (23°S), muestran un gran potencial para estudios paleoceanográficos, junto con el registro de situaciones climáticas de escala decadal, entre los cuales es también susceptible de encontrar aquellos asociados a situaciones de tipo ENOS (Valdés, 1998; Ortlieb *et al.*, 2000).

### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado en el marco de un convenio de cooperación entre los Departamentos de Geología y Geofísica de la Universidad de Chile y el IRD (ex-ORSTOM) (Programa Paleoclimatología y Variabilidad Climática).

Los autores quisieran agradecer, de manera especial, a la Dirección del periódico 'El Mercurio de Antofagasta' el haber facilitado el acceso a sus archivos. A la Sección Meteorología del Departamento de Física de la Universidad Católica del Norte (Universidad Católica del Norte) se agradece el haber proporcionado los datos de precipitación de su estación meteorológica. Varias personas

ayudaron también a la obtención de datos, discusiones, apoyo de terreno o acceso a equipamiento. Entre ellos destacan: R. Zuleta y R. Espejo (Universidad Católica del Norte), A. Montecinos, S. Rebolledo y S. Elgueta (Universidad de Chile), G. Hérial, P. Roperch y A. Lavenu (IRD), C. Marquardt y V. García (Universidad de Chile), N. Guzmán (Universidad de Antofagasta), N. Leiva y S. Villagrán (IRD).

Los autores agradecen también las constructivas sugerencias de los revisores, Dr. Mario Pino (Universidad Austral de Chile), Dr. R. Thorson (University of Connecticut) y un revisor anónimo.

## REFERENCIAS

- Aceituno, P. 1988. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part 1: Surface climate. *Monthly Weather Review*, Vol. 116, No. 3, p. 505-524.
- Aceituno, P.; Montecinos, A. 1993. Análisis de la estabilidad de la relación entre la Oscilación del Sur y la precipitación en América del Sur. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, Vol. 22, No. 1, p. 53-64. Lima.
- Arntz, W.; Fahrbach, E. 1996. El Niño, experimento climático de la naturaleza. *Fondo de Cultura Económica*, 309 p.
- Ferrans, F.; Di Biase, F. 1978. Hoja Antofagasta. Región de Antofagasta. *Instituto de Investigaciones Geológicas. Carta Geológica de Chile*, No. 30. 48 p.
- Fuenzalida, H. 1966. Clima. *In Geografía económica de Chile. Corporación de Fomento de la Producción (CORFO)*, p. 98-152. Santiago.
- García, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. *In Simposium sobre Geosinclinal Andino*, No. 3. *Sociedad Geológica de Chile*, 138 p.
- Garreaud, R.; Rutllant, J. 1996. Análisis meteorológico de los aluviones de Antofagasta y Santiago de Chile en el período 1991-1993. *Atmosfera*, No. 9, p. 251-271.
- Hauser, A. 1997. Los aluviones del 18 de junio de 1991 en Antofagasta: un análisis crítico, a 5 años del desastre. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín*, No. 49. 47 p.
- Jones, P.D. 1994. Hemispheric surface air temperature variations: a reanalysis and update to 1993. *Journal of Climate*, Vol. 7, p. 1794-1802.
- Keeler, D.K.; de France, S.D.; Moseley, M.E.; Richardson, J.; Sattenee, D.R.; Day-Lewis, A. 1998. Early maritime economy and El Niño events at Quebrada Tacanuy, Peru. *Science*, Vol. 281, p. 1833-1835.
- Lettau, H.H.; Costa, J.R. 1978. Characteristic winds and boundary layer meteorology of the arid zones in Peru and Chile. *In Exploring the world's driest climates* (Lettau, H.H.; Lettau, K.; editors). *Center for Climatic Research, University of Wisconsin*, p. 163-181. Madison.
- Mantua, N.J.; Hare, S.R.; Zhang, Y.; Wallace, J.M.; Francis, R.C. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *American Meteorological Society, Bulletin*, Vol. 78, p. 1069-1079.
- Minaya, N.A. 1994. El Niño/Oscilación del Sur y las precipitaciones en la Costa central y sur del Perú. *Pontificia Universidad Católica del Perú, Instituto Geofísico del Perú*, 118 p. Lima.
- Nicholls, N.; Gruza, G.V.; Jouzel, J.; Karl, T.R.; Ogilvie, L.A.; Parker, D.E. 1996. Observed climate variability and change. *In Climate Change 1995* (Houghton, J.T.; Meira Filho, L.G.; Callander, B.A.; Harris, N.; Kattenberg, A.; Maskell, K.; editors). *The IPCC Second Assessment, Cambridge University Press*, p. 133-192. Cambridge.
- Ortlieb, L. 1995. Eventos El Niño y episodios lluviosos en el Desierto de Atacama: el registro de los dos últimos siglos. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, Vol. 24, No. 3, 519-537.
- Ortlieb, L.; Escribano, R.; Follegati, R.; Zúñiga, O.; Kong, I.; Rorriguez, L.; Valdés, J.; Guzmán, N.; Iratchet, P. 2000. Recording of ocean-climatic changes during the last 2,000 years in a hypoxic marine environment of northern Chile (23°S). *Revista Chilena de Historia Natural*, Vol. 73, p. 221-242.
- Pettijohn, F.G.; Potter, P.D.; Siever, R. 1972. Sand and sandstones. *Springer-Verlag*, 618 p. New York.
- Parker, D.E.; Jones, P.D.; Bevan, A.; Folland, C.K. 1994. Interdecadal changes of surface temperature since the late 19th century. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, p. 14373-14399.
- Quinn, W.H. 1993. The large-scale ENOS event, the El Niño, and other important features. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, Vol. 22, No. 1, p. 13-34.
- Quinn, W.H.; Neal, V.T. 1983. Long-term variations in the Southern Oscillation, El Niño, and Chilean subtropical rainfall. *Fishery Bulletin*, Vol. 81, No. 2, p. 363-374.
- Rodbell, D.T.; Seltzer, G.O.; Anderson, D.M.; Abbott, M.B.; Enfield, D.B.; Newman, J.H. 1999. An ~15000-Year Record of El Niño-Driven Alluviation in Southwestern Ecuador. *Science*, Vol. 283, 516-520.
- Rome-Gaspaldy, S.; Ronchail, J. 1999. La Pluviométrie au Pérou Pendant les Phases ENOS et LNSO. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, Vol. 27, No. 1, p. 675-685.
- Romero, H. 1985. Geografía de los Climas. Geografía de Chile, Tomo XI. *Instituto Geográfico Militar*, 243 p.
- Rutllant, J. 1977. On the Extreme Aridity of Coastal and Atacama Deserts in northern Chile. Tesis Ph.D. (Unpublished). *University of Wisconsin*, 169 p. Madison, U.S.A.
- Rutllant, J. 1985. Natural desertification mechanisms along the and west coast of South America. *In Proceedings of the International Workshop on Sand Transportation and Desertification in Arid Lands*, p. 235-252. Khartoum, Sudan.
- Rutllant, J.; Fuenzalida, H. 1991. Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, Vol. 11, p. 63-76.
- Rutllant, J.; Aceituno, P.; Montecinos, A. 1992. Análisis comparativo de aspectos atmosféricos para los eventos El Niño/Oscilación del Sur de 1982-83, 1986-87 y 1991-92. *Investigaciones Pesqueras*, Vol. 37, p. 45-54. Chile.
- Rutllant, J.; Fuenzalida, H.; Torres, R.; Figueroa, D. 1998. Interacción océano-atmósfera-tierra en la Región de Antofagasta (Chile, 23°S): Experimento DICLIMA. *Revista Chilena de Historia Natural*, Vol. 71, p. 405-427.

- Sandweiss, D.H.; Maasch, K.A.; Anderson, D.G. 1999. Transitions in the Mid-Holocene. *Science*, Vol. 283, p. 499-500.
- Schwerdtfeger, W. 1976. Climates of Central and South América. *World Survey of Climatology*, Vol. 12, 532 p. Elsevier, Amsterdam.
- Trenberth, K.E. 1997. The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 78, No. 12, p. 2771-2777.
- Valdés, J. 1998. Evolución paleoceanográfica reciente de la Bahía Mejillones del Sur (23°S). Evidencia geoquímica en sedimentos marinos. Tesis de Doctorado en Ciencias Ambientales (Inédito), *Universidad de Concepción, Centro EULA*, 113 p. Chile.
- Vargas, G. 1996. Evidencias de cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario en la zona de Antofagasta, II Región. Magister en Geología (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 174 p.
- Vargas, G.; Ortlieb, L. 1997. Registro de aluviones históricos en Antofagasta. In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas*, Vol. 1, p. 400-404. Antofagasta.
- Vargas, G.; Ortlieb, L. 1998. Patrones de variaciones climáticas durante el Cuaternario tardío en la costa de la Región de Antofagasta, Chile. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, Vol. 27, No. 3, p. 385-394.
- Zhang, Y.; Wallace, J.; Battisti, D.S. 1997. ENOS-like Interdecadal Variability: 1900-1993. *Journal of Climate*, Vol. 10, p. 1004-1020.