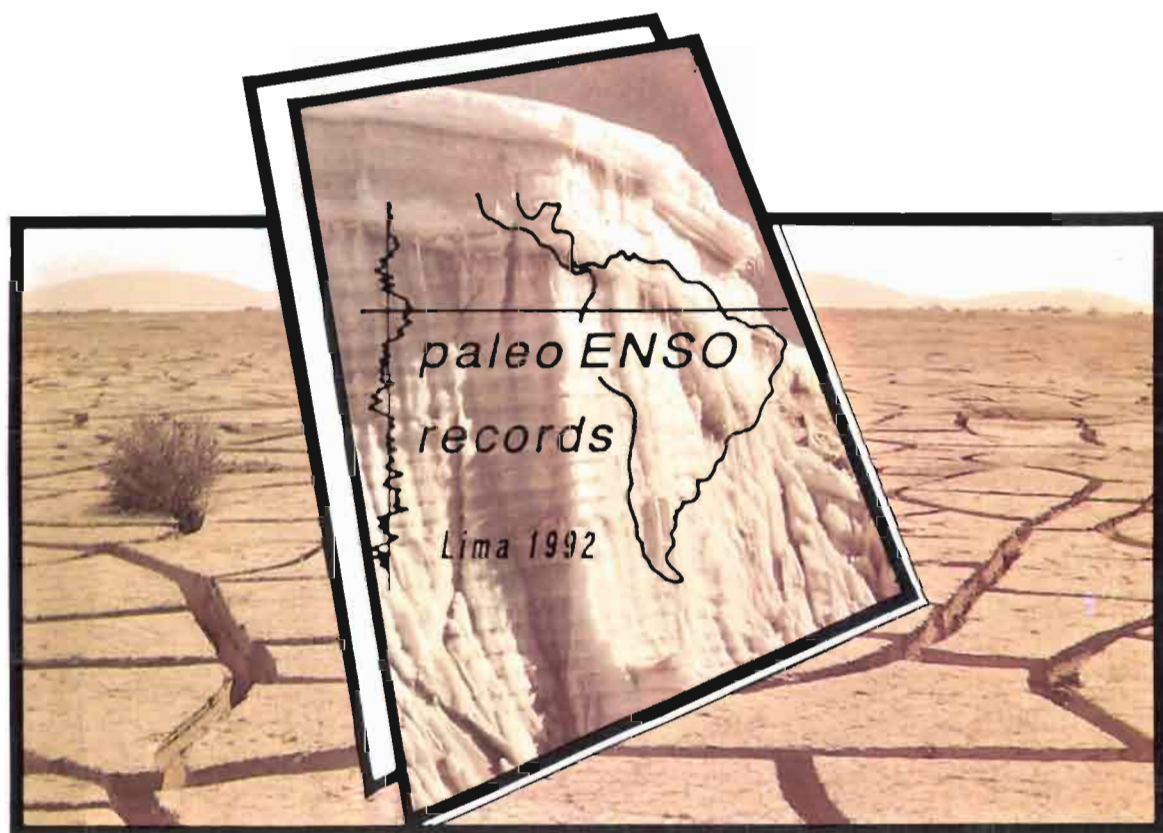


Paleo-ENSO Records international symposium

Extended abstracts

Volume prepared for the International Symposium on
Former ENSO phenomena in western South America: Records of El Niño events
organized by ORSTOM & Instituto Geofísico del Perú
Lima, 4-7 March 1992

L. Ortlieb & J. Macharé
Editors



ORSTOM

L'INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION



CONCYTEC
CONSEJO NACIONAL DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

Lima, 1992

Paleo-ENSO Records international symposium

Extended abstracts

Volume prepared for the International Symposium on
FORMER ENSO PHENOMENA IN WESTERN SOUTH AMERICA:

Records of El Niño events

(Lima, 4-7 March 1992)

Organized by



IGP
Instituto Geofísico del Perú



**L'Institut Français de Recherche Scientifique
pour le Développement en Coopération**

and

**Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología
Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología
Instituto del Mar del Perú
Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina,
Institut Français d'Etudes Andines
Universidad de Piura
Oficina Nacional de Evaluación de Recursos Naturales
Sociedad Geográfica de Lima**

Convenors:

L. ORTLIEB and J. MACHARE

Co-organizers in the United-States:

P. LAGOS (IGP & NOAA, Off. Global Programs),
L. THOMPSON (Ohio State Univ.) & **V. MARKGRAF** (INSTAAR, Boulder)

under the auspices and with the financial support of:

**Permanent Commission for the Southern Pacific (CPPS)/Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC)/
United Nations Development Program (PNUD-RLA/88/010 Vigilancia y Predicción del Fenómeno El Niño),
National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA, Office of Global Programs),
Ministère français des Affaires Étrangères & Bureau Régional de Coopération Scientifique et Technique,
Third World Academy of Sciences,
Association of Geoscientists for International Development,
Instituto Panamericano de Geografía e Historia (Comisión de Geofísica),
Institut Français d'Etudes Andines (IFEA),
INQUA Commissions of Paleoclimate, Neotectonics and Shorelines,
International Geological Correlation Program (UNESCO-IUGS) projects 274 and 281,
and:
Comité Peruano IGBP (International Geosphere-Biosphere Program).
Alliance Française de Miraflores,
Asociación Peruana para el Avance de la Ciencia APAC,
Laboratoire GEOTOP (Université du Québec à Montréal),
Facultad de Recursos del Mar de la Universidad de Antofagasta.**

Volume co-published by ORSTOM (Lima) and CONCYTEC

Cover photographs: Quelccaya ice layers (photo, L.Thompson) and Mudcracks in the Sechura Desert, after the major 1982-83 El Niño event (photo, L. Ortlieb).

© **Copyright: ORSTOM Lima & CONCYTEC,
Lima, March 1992.**

**Impreso en el Perú / Printed in Peru
Editorial y Productora Gráfica "Nuevo Mundo" eirl.
Lima, Perú.**

Avant-Propos

Le Symposium international "Paleo-ENSO Records" devait initialement se tenir en juillet 1991, mais a dû être reporté à mars 1992, à la suite d'une épidémie de choléra qui s'est déclarée début 1991 au Pérou (et qui a malheureusement effrayé de nombreux participants étrangers). Le symposium aura finalement lieu à Lima, grâce à l'enthousiasme de nombreux chercheurs qui n'ont pas cessé d'encourager les organisateurs, l'aide de divers collaborateurs péruviens, et l'appui de nombreuses institutions scientifiques et organisations internationales.

A part l'ORSTOM (L'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération, Direction de l'Information Scientifique et Technique), les principales institutions qui, par leur appui financier, ont joué un rôle majeur dans l'organisation de la réunion, notamment en rendant possible la participation de chercheurs étrangers, doivent être citées:

- Comisión Permanente del Pacífico Sur (CPPS) en liaison avec la Commission Océanographique Intergouvernementale (COI) et United Nations Development Program (PNUD-RLA/88/010 Vigilancia y Predicción del Fenómeno El Niño),
- National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA, Office of Global Programs),
- Bureau Régional de Coopération Scientifique et Technique (Ambassade de France, Caracas and Santiago),
- Third World Academy of Science,
- Association of Geoscientists for International Development,
- Instituto Panamericano de Geografía e Historia,
- Bureau des Congrès du Ministère Français des Affaires Etrangères.

Parmi les autres institutions et commissions scientifiques qui ont participé à l'organisation de la réunion, citons également:

- Institut Français d'Etudes Andines (IFEA),
- Paleoclimate Commission, ainsi que Neotectonics, et Shoreline Commissions de l'INQUA (International Union for Quaternary Studies),
- International Geological Correlation Program projects 274 (Coastal evolution in the Quaternary) et 281 (Quaternary climates of South America),
- Laboratoire GEOTOP (Université du Québec à Montréal),
- Comité Peruano IGBP (International Geosphere-Biosphere Program),
- Facultad de Recursos del Mar de la Universidad de Antofagasta,
- Byrd Polar Research Center, Ohio State University, and
- INSTAAR (Institute of Arctic and Alpine Research), University of Colorado.

Localement, outre l'Instituto Geofísico del Perú, de nombreuses institutions nationales ont pris une part active dans la préparation de la réunion :

- SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología),
- IMARPE (Instituto del Mar del Perú),
- Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina,
- Alliance Française de Miraflores,
- Universidad de Piura,
- Oficina Nacional de Evaluación de Recursos Naturales,
- Sociedad Geográfica de Lima,
- Instituto Nacional de Cultura
- Fondo de Promoción Turística (FOPTUR).

Les publications pour le symposium (présent volume et livret-guide de l'excursion) ont été préparées à Lima, avec le concours financier de l'ORSTOM (Service des Publications, DIST) et de CONCYTEC (Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología). Parmi les personnes qui ont contribué de façon essentielle à la préparation de la réunion et des publications, doivent être cités les noms de: Miriam Soto, Amanda Díaz, José Guevara, Darwin Gómez, Karina Rosales, Yuri Véliz et Liliana Arteta.

Prefacio

El simposio internacional "Paleo-ENSO Records" fue programado inicialmente para Julio de 1991, pero tuvo que ser postergado para Marzo 1992 debido a la epidemia de cólera que afectó al Perú a inicios de 1991 (y que desgraciadamente atemorizó a numerosos científicos extranjeros). Finalmente, el simposio se llevará a cabo en Lima gracias al entusiasmo de científicos que alentaron a los organizadores, a la ayuda de varios colaboradores peruanos, y a los auspicios de varias instituciones científicas y organizaciones internacionales.

Además del ORSTOM (L'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération, Direction de l'Information Scientifique et Technique), las principales instituciones que jugaron un papel determinante en la organización del evento, en particular al subsidiar los gastos de investigadores extranjeros, son:

- Comisión Permanente del Pacífico Sur (CPPS) en relación con la Comisión Oceanográfica Intergovernmental (COI) y United Nations Development Program (PNUD-RLA/88/010 Vigilancia y Predicción del Fenómeno El Niño),
- National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA, Office of Global Programs),
- Bureau Régional de Coopération Scientifique et Technique (Ambassade de France, Caracas and Santiago),
- Third World Academy of Science,
- Association of Geoscientists for International Development,
- Instituto Panamericano de Geografía e Historia,
- Bureau des Congrès du Ministère Français des Affaires Etrangères.

Entre las otras instituciones y comisiones científicas que participaron en la organización del evento, deben ser mencionadas:

- Institut Français d'Etudes Andines (IFEA),
- Paleoclimate Commission, así como Neotectonics y Shoreline Commissions of INQUA (International Union for Quaternary Studies),
- International Geological Correlation Program projects 274 (Coastal evolution in the Quaternary) y 281 (Quaternary climates of South America),
- Laboratoire GEOTOP (Université du Québec à Montréal),
- Comité Peruano IGBP (International Geosphere-Biosphere Program),
- Facultad de Recursos del Mar de la Universidad de Antofagasta,
- Byrd Polar Research Center, Ohio State University, and
- INSTAAR (Institute of Arctic and Alpine Research), University of Colorado.

Localmente, además del Instituto Geofísico del Perú, numerosas instituciones nacionales colaboraron en la preparación de la reunión:

- SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología),
- IMARPE (Instituto del Mar del Perú),
- Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina,
- Alliance Française de Miraflores,
- Universidad de Piura,
- Oficina Nacional de Evaluación de Recursos Naturales,
- Sociedad Geográfica de Lima.
- Instituto Nacional de Cultura
- Fondo de Promoción Turística (FOPTUR).

Las publicaciones para el simposio (este volumen y la guía de excursión) han sido preparadas en Lima, con el apoyo financiero de ORSTOM (Service des Publications, DIST) y CONCYTEC (Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología). Entre las personas quienes han contribuido de manera esencial en la preparación del evento y de las publicaciones, deben ser mencionados los nombres de: Miriam Soto, Amanda Díaz, José Guevara, Darwin Gómez, Karina Rosales, Yuri Véliz y Liliana Arteta.

NOTE OF THE EDITORS

The volume gathers the extended abstracts of communications (oral and posters) to be presented in the International Symposium "Former ENSO phenomena in western South America: Records of El Niño events" that will be held in Lima, March 4-7, 1992.

In the first and second circulars announcing the meeting, the organizers stressed that these abstracts should be informative, and thus include data (maps, tables, figures and photographs) that would foster discussions during the meeting. A maximum limit of six pages was recommended. Additional editorial rules were given for presentation, since it was originally planned to publish copy-ready abstracts.

As the manuscripts generally did not comply with the recommended norms, the editors decided to re-type the great majority of the abstracts. Only a few original manuscripts that were conform to the rules and laser-printed were reproduced as sent by authors (except for title, authors' name and address). The editors did not modify the texts, unless in the obvious cases of misspelling or typing mistakes. For all the re-typed abstracts, they take the responsibility for errors which may have been introduced with respect to the original ms.

The texts included in this volume are not all extended abstracts. Some are regular abstracts (about half a page) and others are short papers. It was decided to include all the material submitted, considering that the authors of some papers may finally not attend the meeting and that it was useful for the discussions to have access to this information.

The editors wish to acknowledge, first of all, the great help of Miriam Soto in all stages of the editing process. They also thank Amanda Diaz, Karina Rosales, Liliana Arteta, Yuri Veliz, Darwin Gómez, and José Guevara for their collaboration, particularly in the proof-reading. Part of the edition was realized thanks to the facilities given by IFEA (Institut Français d'Etudes Andines)

Luc Ortlieb & José Macharé
Lima, February 1992

•

CONTENTS

Aceltuno P. Anomalías de precipitación en Chile Central relacionadas con la Oscilación del Sur: Mecanismos asociados	1
Aceltuno P. & A. Montecinos Análisis de la estabilidad de la relación entre la Oscilación del Sur y la precipitación en América del Sur	7
Antunez de Mayolo S. Recurrencia del Fenómeno "El Niño" y el Titicaca	15
Balsley B. Large-scale digital signal processing for dendrochronology	21
Callenes R., E. Cárcamo & G. Florez Variabilidad de las condiciones oceanográficas en la sección de Paita (1965-1991)	25
Castillo F. & Z. Vizcalno Principales organismos fitoplanctónicos como indicadores biológicos del fenómeno El Niño en el Pacífico Colombiano	27
Chavez F. Phytoplankton, El Niño and the sedimentary record	39
Compagnucci R. Are southern South America winters surface circulation normal during ENSO events?	41
Compagnucci R. & M.A. Salles Southern South American anomalies in relation to surface circulation patterns during 1976-1977 ENSO event	47
Corte A. Present and past cryogenic conditions in South America	53
Craig A. Peruvian beach ridges: Are they a reliable ENSO indicator?	55
Dabrio C., C. Zazo, J.L. Goy, T. Bardajil, P. Silva & D. Polo Control of small-scale changes of sea level from coastal deposits in SE Spain	57
Del Carmen C. El Niño, lo complejo de su pronóstico y lo sencillo de minimizar daños y optimizar beneficios, un ejemplo milenario	61
Depetris P., W. Mook & S. Kempe The 1982 ENSO impact on the Parana River: evidence from stable isotopes	69

—	Díaz A. & L. Ortlieb El fenómeno El Niño y los moluscos en la costa peruana	73
	Dueñas H. The Paleo-ENSO Record in the lower Magdalena Basin, Colombia	81
—	Dumont J.-F., F. García & M. Fournler Registros de cambios climáticos por los depósitos y morfologías fluviales en la Amazonía Occidental	87
	Elera C., J. Pinilla & V. Vásquez Bioindicadores zoológicos de eventos ENSO para el Formativo Medio y Tardío de Puemape - Perú	93
	Espino M. El Niño y su efecto en la dinámica poblacional de los principales peces demersales del Perú	99
	Fairbanks R., J. Cole, M. Moore, L. Wells & G. Shen The variance spectra of the Southern Oscillation under different climatological boundary conditions	101
	Ferreira R. Efectos del fenómeno El Niño en la flora y vegetación de la costa peruana	103
	Francou B. Medidas de balance efectuadas sobre un glaciar en la Cordillera Central del Perú durante El Niño de 1983	107
	Gallardo I. & P. Mosiño Precipitation patterns in Mexico associated with the El Niño/Southern Oscillation (ENSO)	111
	Grados M.C., E. Llata & M. Farfán Variaciones estacionales de la temperatura, salinidad y oxígeno disuelto en la superficie del mar frente a las costas del Perú y el fenómeno ENSO 1972-1973, 1982-83 y 1987	117
	Grodzicki J. Los geoglifos de Nazca según algunos datos geológicos	119
—	Hlsard Ph. Centenaire de l'observation du courant côtier El Niño, Carranza, 1892: Contributions de Krusenstern et de Humbolt a l'observation du phénomène "ENSO"	133
—	Hocquenghem A.M. & L. Ortlieb Historical record of El Niño events in Peru (XVI-XVIIIth centuries): The Quinn et al. (1987) chronology revisited	143
	Huertas L. El fenómeno El Niño como factor desacumulante de la economía	151

Irlondo M.	
Dinámica litoral en la costa ecuatorial durante el Holoceno Superior	155
Kaulicke P.	
Evidencias paleoclimáticas en el Alto Piura durante el período Intermedio Temprano	159
Lagos P.	
ENSO research in the Tropical South America: Future directions	165
Laos G.	
Condiciones oceanográficas en la costa del Perú durante el año 1991	167
Lausent I.	
El Niño, sequías y estrategias campesinas en el alto valle de Chancay 1940-1973	171
Llnes A. & A. Mabres	
Repercusiones del fenómeno El Niño en escenarios lejanos	173
Mabres A., R. Woodman & R. Zeta	
Algunos apuntes históricos adicionales sobre la cronología de El Niño	175
Macharé J. & L. Ortlieb	
Recent research on records of former El Niño events in Peru	177
Markgraf V.	
El Niño/Southern Oscillation climate variability in South America paleo-environmental records	185
Martin L., M. Absy, M. Fournier, Ph. Mourgiart, A. Sifeddine, B. Turcq & C. Volkmer Ribelro	
Some climatic alterations recorded in South America during the last 7000 years may be expounded by long-term El Niño-like conditions	187
Martínez J.O.	
Geomorfología de la costa del Pacífico Colombiano y aspectos relativos a su estabilidad	193
Miguel E.	
Variación de la estructura térmica del mar en el área del Callao	197
Mörner N.A.	
Present El Niño-ENSO events and past super-ENSO events; effects of changes in the earth's rate of rotation	201
Moseley M., J. Tapla, D. Satterlee & J.B. Richardson III	
Flood events, El Niño events, and tectonic events	207
Norte F.	
Las nevadas en Mendoza (Argentina) y su teleconexión con el fenómeno El Niño	213

Ortlieb L., M. Fournier & J. Macharé	
Sequences of Holocene beach ridges in northern Peru: Chronological framework and possible relationships with former El Niño events	215
Paredes P. & J. Ramos	
Evidencias arqueológicas del "Niño" en las excavaciones de Pachacamac	225
Perota C.	
Cambios climáticos y la ocupación pre-histórica en la Amazonía	235
Perrler C., L. Ortlieb & C. Hillaire-Marcel	
Coastal evolution and El Niño impact in Santa area, NW Peru, based on isotopic composition of Holocene mollusk shells	237
Perrler C., C. Hillaire-Marcel & L. Ortlieb	
Isotopic record of recent and paleo-El Niño events on mollusk shells from NW Peru	245
Pizarro L.	
Características de la atmósfera frente al Perú durante 1990	251
Pourrut P.	
ENSO en Equateur: Incidence sur les pluies, les écoulements et le milieu	253
Prleto M.R. & J. BonInsegna	
Dendrochronological and historical evidences of climatic anomalies related to ENSO in south South America during the XVIII and XIX centuries	263
Quinn W.	
The large-scale ENSO event, the El Niño and other important regional features	265
Quispe J.	
La temperatura del mar en Puerto Chicama y el IOS 1925-1991	267
Richardson III, J. & J. Tapia	
The Holocene beach ridges of the Piura River and El Niño	273
Rodriguez R., A. Mabres, R. Woodman, B. Balsley & R. Phipps	
Avances sobre estudios dendrocronológicos en la región costera norte del Perú, para obtener un registro pasado del fenómeno El Niño	275
Sánchez A.	
Evidencia del fenómeno El Niño en los datos arqueológicos: avance de investigación	281
Sandwelss D.	
An archaeological perspective on the prehistory of "El Niño"	283
Schaedel R.	
Paleotechnology and flood control on the Peruvian north coast	285

Shen G., L. Linn, M. Price, J. Cole, R. Fairbanks, D. Lea, T. McConnaughey Paleochemistry of reef corals: Historical variability of the Tropical Pacific	287
Steinitz M., M. Nienaber & M. Riedinger The fossil diatoms of lake Yambo, Ecuador; a 2500 year record of intense El Niño events	295
Tarazona J. & C. Paredes Impacto de los eventos El Niño sobre las comunidades bentónicas de playa arenosa durante 1976-1986	299
Teves N. Erosion and accretion processes during El Niño phenomenon of 1982-83 and its relation to previous events	305
Thompson L. Reconstructing the Paleo Enso records from tropical and subtropical ice cores	311
Tomicic J. Evidencias de eventos "El Niño-Oscilación del Sur" (ENOS) medianos y fuertes: Aparición de moluscos tropicales y subtropicales en bahías del norte de Chile	313
Uceda S. Evidencias de grandes precipitaciones en diversas etapas constructivas de la Huaca de La Luna, costa norte del Perú	315
Valverde M. & I. Trebejo Fenómeno "El Niño" en los últimos setenta años	319
Villagrán C. & R. Villa Historia de la vegetación de Chile Central: su relación con el clima cuaternario de la costa pacífica de Sudamérica	323
Vreeland J., Jr. Indigenous response mechanisms to periodic climatic disasters on the Peruvian north coast: Paleotechnological repertory in 1578	329
Woodman R. & A. Mabres Formación de una nueva línea de costa en Máncora durante El Niño de 1983	331
Late abstract :	
Cornejo M.H. Distribución y abundancia de quetognatos en aguas ecuatorianas durante febrero y diciembre de 1991	333

ANOMALIAS DE PRECIPITACION EN CHILE CENTRAL RELACIONADAS CON LA OSCILACION DEL SUR: MECANISMOS ASOCIADOS

Patricio ACEITUNO

Departamento de Geofísica. Universidad de Chile
Casilla 2777. Santiago - Chile

SO RELATED RAINFALL ANOMALIES IN CENTRAL CHILE: ASSOCIATED MECHANISMS

Mechanisms explaining rainfall anomalies in Central Chile during the negative phase of the Southern Oscillation are described. Perturbations at the intraseasonal and synoptic scales in the atmospheric circulation in the central Pacific seem to play a key role in the anomalously wet conditions during El Niño episodes. The eastward displacement of the deep convection in the western equatorial Pacific during those episodes goes along with the establishment of particular teleconnection patterns favoring precipitation in Central Chile. The occurrence of individual rainfall episodes is modulated by synoptic and intraseasonal atmospheric perturbations in the central Pacific and at midlatitudes.

1. Introducción

La Oscilación del Sur (OS) ha sido identificada desde la descripción original de este fenómeno (Walker y Bliss, 1932) como un factor importante de la variabilidad interanual de la precipitación en Chile Central. Durante la fase negativa de la OS, especialmente en los episodios de El Niño, la precipitación excede el valor normal mientras que durante la fase positiva suele ocurrir un déficit pluviométrico. Una revisión general sobre este tema se puede encontrar en Rutllant y Fuenzalida (1990).

El objetivo de este trabajo es describir los resultados de las investigaciones recientes desarrolladas en el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile acerca de los mecanismos que explican esta teleconexión climática.

2. Resultados

El periodo de lluvias en Chile Central (30-37°S, aproximadamente) se concentra durante los meses de invierno del Hemisferio Sur, particularmente durante Junio, Julio y Agosto. Las lluvias se asocian a sistemas frontales fríos que ocasionalmente alcanzan esta región cuando el anticiclón subtropical del Pacífico suroriental es anormalmente débil. En términos generales el régimen pluviométrico de esta región refleja su condición de transición entre una zona de extrema aridez más hacia el norte y la región con lluvias abundantes en latitudes más altas. Como resultado de esta condición geográfica, el régimen pluviométrico se caracteriza por una alta variabilidad interanual, parte de la cual se asocia a la OS.

La Fig. 1 muestra el régimen hidrológico en el sector andino del río Maipo (33.5°S, 70.4°W, 850 m s.n.m) durante años con valores extremos, de presión en Darwin (12.4°S, 130.9°E) en el periodo 1912-87. Estos años fueron seleccionados considerando al 15% superior e inferior de la distribución de los valores medios de presión durante Jun-Jul-Ago.. Se puede apreciar que durante la fase negativa de la OS, caracterizada por valores anormalmente altos de presión en Darwin, los caudales de deshielo durante la primavera y el verano superan en forma significativa los valores esperables, si la muestra fuera organizada al azar, reflejando una precipitación invernal anormalmente alta. Por otra parte, la fase positiva de la OS se caracteriza por caudales considerablemente más bajos que el promedio, indicando condiciones invernales de déficit pluviométrico. En un análisis similar para una serie de 12 ríos andinos chilenos se concluyó que el impacto de la OS sobre la precipitación se extiende preferentemente entre 30 y 35° S (Aceituno y Vidal, 1990).

Las anomalías en el campo de radiación infrarroja emergente (RIE) en el Pacífico central durante meses particularmente lluviosos o secos en Chile Central son en general coherentes con las observadas durante los extremos negativos y positivos de la OS, respectivamente (Aceituno et., al 1989). La Fig. 2 muestra la diferencia de radiación infrarroja entre dos muestras, una de meses lluviosos y otra de meses anormalmente secos. La extensa área con valores negativos en el Pacífico Central, que se extiende hasta la costa subtropical de América del Sur, indica una mayor nubosidad y actividad convectiva durante los meses lluviosos comparados con los meses anormalmente secos. Esto sugiere que el exceso pluviométrico en Chile Central durante los eventos de El Niño está relacionado con el desplazamiento hacia el este de la actividad convectiva en el Pacífico Central y de la banda de convergencia del Pacífico Sur.

Los aspectos sinópticos de las tormentas invernales durante los episodios de El Niño han sido analizadas en detalle por Rutllant y Fuenzalida (1990). Un factor que favorece su ocurrencia es el desarrollo de bloqueos al suroeste del extremo austral del continente que desvían hacia el norte el intenso flujo de los oestes en latitudes medias. Los bloqueos en esa región parecen responder a esquemas de teleconexiones que típicamente se producen durante los eventos de El Niño (Karoly, 1989). En un estudio más reciente se ha podido comprobar que estas anomalías en la circulación atmosférica de latitudes medias es parte de una actividad intraestacional que se caracteriza por un lento desplazamiento hacia el este de los centros de bloqueo (Rutllant y Aceituno, 1991). La comprobación de una eventual relación con perturbaciones intraestacionales a lo largo del Ecuador es materia de estudio adicional.

Los eventos de precipitación en Chile Central suelen coincidir con periodos de vientos alisios anormalmente débiles en el Pacífico central (Aceituno y Rutllant, 1991). La Fig. 3 muestra resultados parciales de este estudio. Las anomalías en la circulación de los alisios reflejan fluctuaciones de escala intraestacional y sinóptica en la circulación atmosférica en el Pacífico Central. La simultaneidad entre los episodios de vientos débiles y los periodos con lluvia en Chile Central, que es más notoria durante los episodios de El Niño, sugiere que el

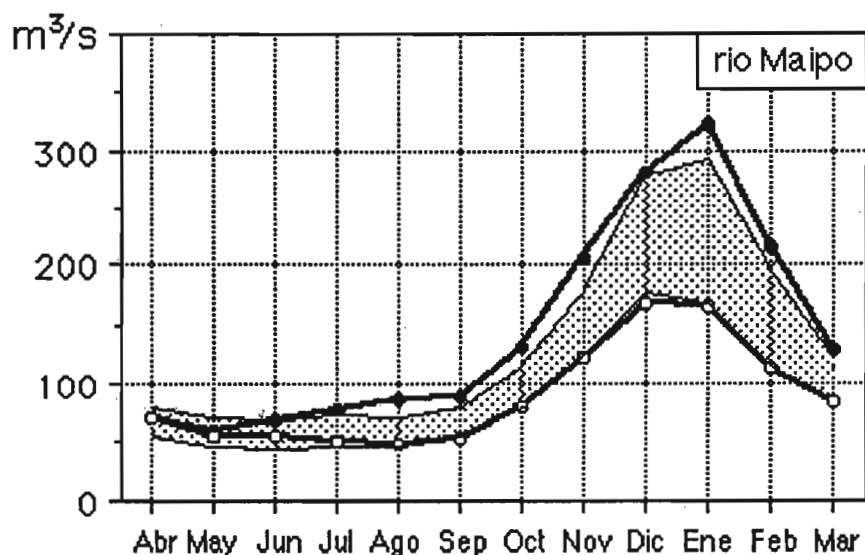


Fig. 1: Caudal del río Maipo (33.5°S, 70.4°W, 850 m s.n.m) durante los 11 años con presiones más altas (círculos cerrados) y los 11 años con presiones más bajas (círculos abiertos) en Darwin (12.4°S, 130.0°E) durante Junio-Julio y Agosto en el periodo 1912-87. Los puntos fuera del área sombreada son significativamente distintos del promedio, con un índice de confianza de 95%, de acuerdo a un test de Monte Carlo basado en agrupamientos aleatorios de 11 años.

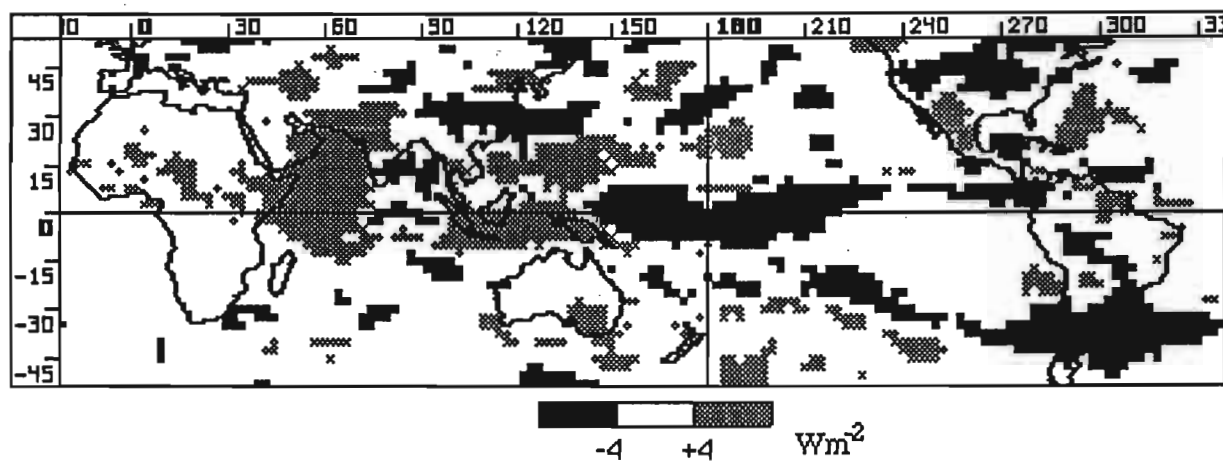


Fig. 2. Diferencias de radiación Infrarroja emergente, promediada para meses anormalmente lluviosos, menos el valor equivalente para meses anormalmente secos en Chile Central. Los meses lluviosos son: Jun. 74, Jul. 77, Ago. 79, Jun. 82, Ago. 82, Jul. 84, Jul. 87 y Ago. 87. Los años secos son: Jul. 74, Jul. 76, Jun. 79, Ago. 84, Ago. 85, Jul. 86, Jun. 88 y Jul. 88.

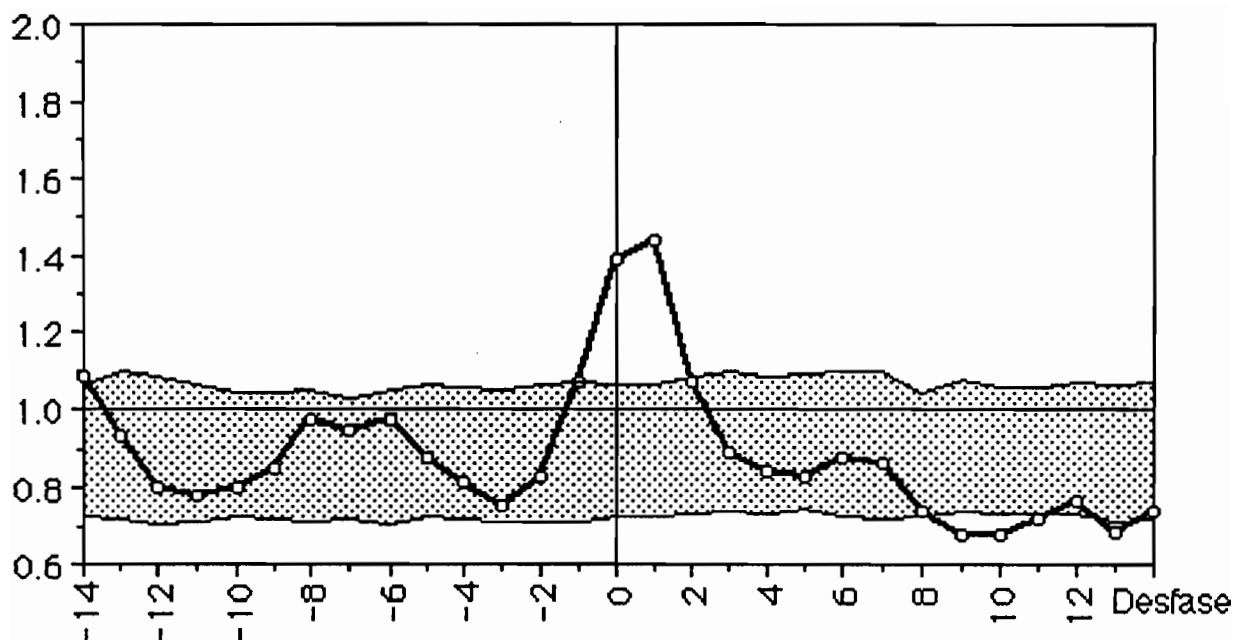


Fig. 3 Cuociente entre el número de días con lluvia en Chile Central en los cuales se presentaron anomalías positivas en el viento zonal en el Pacífico Central (vientos alisios relativamente débiles) y el número de días con lluvia cuando se observaron anomalías negativas (vientos alisios anormalmente intensos). La anomalía en el viento zonal se definió como el residuo resultante luego de aplicar un filtro de baja frecuencia a la componente zonal del viento a 850 hPa en la región 160°E-180°, 0-20°S, tomada de análisis hemisféricos del ECMWF durante mayo-agosto en el periodo 1980-1987. El desfase, expresado en días, indica para los valores positivos, que la lluvia precede al viento en la comparación respectiva. Los valores en el interior del área sombreada pueden ser obtenidos al azar, de acuerdo a un test de Monte Carlo basado en 500 experimentos.

desplazamiento hacia el este de la actividad convectiva en el Pacífico Central y de la Zona de Convergencia del Pacífico Sur induce cambios casi inmediatos en la circulación atmosférica en latitudes más altas. En todo caso no se descarta la posibilidad que esta teleconexión climática casi instantánea refleje una influencia de las perturbaciones de escala sinóptica en latitudes medias sobre la circulación atmosférica cerca del Ecuador.

3. Conclusiones

Las perturbaciones en el sistema océano-atmósfera en el Pacífico Central durante los extremos de la OS constituyen un factor importante de las anomalías pluviométricas en Chile Central, tanto a escala interaño, como intraestacional y sinóptica. Las anomalías intraestacionales en la circulación atmosférica de latitudes medias ejercen también un impacto significativo. La relación entre estas anomalías y las perturbaciones intraestacionales en el Pacífico Central es materia de un estudio adicional.

4. Agradecimientos

Los estudios cuyos resultados aquí se discuten fueron financiados principalmente por el proyecto DTI E2830e-8922 de la Universidad de Chile y el proyecto 89-1140 del Fondo Nacional de Investigación Científica y Tecnológica.

5. Referencias bibliográficas

- Aceituno, P., A. del Río y J. Rutllant, 1989: Rainfall anomalies in the subtropical west coast of South America. Part I: Relationships with SST and Convective activity over the Central Pacific. p. 162-166 en Extended Abstract: Third International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. B.Aires, 13-17 Noviembre, 1989, 444 pp.
- Aceituno, P. y F. Vidal, 1990: Variabilidad interaño del caudal de ríos andinos en Chile Central en relación con la temperatura de la superficie del mar en el Pacífico Central. *Rev. Soc. Chilena de Ing. Hidráulica*, 5, 7-19.
- Aceituno, P. y J. Rutllant, 1991: Westerly wind anomalies in the central Pacific and rainfall episodes in Central Chile. Proceeding of the 16th Climate Diagnostics Workshop, 28 Oct - 1 Nov., 1991, Los Angeles, EE-UU (en prensa).
- Karoly, D.J., 1989: Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño-Southern Oscillation events. *J. Climate*, 2, 1239-1252.
- Rutllant, J. y H. Fuenzalida, 1991: Synoptic aspects of the Central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *Int. J. of Climatology*, 11, 63-76.
- Rutllant, J. y P. Aceituno, 1991: Southern Hemisphere circulation signals in connection with winter rainfall forecasting in Central Chile. Int. Centre for theoretical physics. Trieste, Italia. Report IC/91/64, 20 pp.
- Walker, G.T. y E.W. Bliss, 1932: World Weather V. *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, 4, 53-84.

ANALISIS DE LA ESTABILIDAD DE LA RELACION ENTRE LA OSCILACION SUR Y LA PRECIPITACION EN AMERICA DEL SUR

Patricio ACEITUNO & Aldo MONTECINOS

Departamento de Geofísica. Universidad de Chile
Casilla 2777. Santiago - Chile

STABILITY ANALYSIS OF THE RELATIONSHIP BETWEEN THE SOUTHERN OSCILLATION AND RAINFALL IN SOUTH AMERICA

The Southern Oscillation (SO) partially determines the interannual rainfall variability in South America, particularly in the northern portion of the continent, the coastal sector of northern Peru, Northeast Brazil, the southern part of the Paraná basin, and the subtropical Pacific coast. Using sea level pressure at Darwin as an index for the SO, it is determined that its relationship with rainfall in these regions has varied significantly during the present century, suggesting changes in the functioning of the SO whose origin has yet to be determined. This lack of stability in the relationship drastically limits the potential of this SO index as a predictive tool. Moreover, the changes in the significance level of the relationships involving the SO make even harder the interpretation of SO-related climate anomalies during past times.

1. Introducción

La Oscilación del Sur (OS) constituye un factor significativo de la variabilidad climática interanual en América del Sur, aunque su impacto es regionalmente dependiente y varía considerablemente a lo largo del ciclo anual. En relación a la precipitación, el rasgo más notable es la ocurrencia de intensas precipitaciones en la costa norte de Perú durante episodios de El Niño, en la fase negativa de la OS. Esta fase de la OS se caracteriza también por una tendencia a un déficit pluviométrico en el sector norte del continente (Ropelewski y Halpert, 1987; Rogers, 1988; Aceituno, 1988). Por otra parte, otros estudios han mencionado la coincidencia entre sequías en el nordeste brasileño y episodios de El Niño (Caviedes, 1973, Hastenrath y Heller, 1977), así como la tendencia a un exceso pluviométrico en el sector suroriental de la cuenca del río Paraná (Kousky et al., 1984) y en Chile Central (Quinn et al., 1978, Rutllant y Fuenzalida, 1991). El desarrollo de esquemas de pronóstico climático ha incluido en algunos casos el análisis de la estabilidad de estas relaciones (Aceituno et al., 1989; Hastenrath, 1990a).

El objetivo de este trabajo es analizar con más detalle la estabilidad temporal de la relación OS-precipitación, considerando series pluviométricas largas en estaciones representativas de las regiones antes mencionadas.

2. Datos

La presión en Darwin (12° 26'S, 130° 52'E) durante el periodo 1876-1989 se ha utilizado como un índice de la OS, el cual es comparable en calidad con otros índices propuestos (Trenberth y Shea, 1987; Elliott y Angell, 1988), cumpliendo además con las condiciones de extensión temporal y homogeneidad para el objetivo propuesto. La información inicialmente

disponible a partir de 1882, fue extendida hasta 1876 según datos publicados en Allan et al. (1991).

La ubicación de las estaciones pluviométricas consideradas y las características de los registros correspondientes se presentan en la Fig. 1 y en la Tabla 1, respectivamente.

Tabla 1

estación	latitud	longitud	periodo
Georgetown	6°49' N	58°11' W	1894-1980
Bogotá	4°38' N	74°05' W	1876-1985
Quixeramobim	5°12' S	39°18' W	1896-1989
Corrientes	27°28' S	65°46' W	1876-1988
Ceres	29°53' S	61°57' W	1896-1988
La Serena	29°54' S	71°15' W	1876-1987
Santiago	33°27' S	70°42' W	1876-1989

3. Resultados

El análisis de correlación cuyos resultados se presentan a continuación se realizó en cada estación para periodos trimestrales, cuando de acuerdo a estudios anteriores se observa una correlación significativa entre la OS y la precipitación. Así, durante el invierno austral se analiza esta relación en Chile Central (Santiago y La Serena) y en el sector norte del continente (Bogotá y Georgetown); durante el otoño la estación de Quixeramobim, en el nordeste de Brasil; a fines de primavera las estaciones en la cuenca del río Paraná (Ceres y Corrientes) y durante el verano las estaciones de Bogotá y Georgetown. Estos trimestres no necesariamente coinciden con el periodo de lluvias en cada estación.

La Fig. 2 muestra la evolución de la correlación entre la presión en Darwin y la precipitación durante el invierno austral (Jun-Jul-Ago) en dos estaciones del sector norte del continente y dos en Chile Central. Siguiendo una convención usual para estudios climatológicos los valores de correlación se han calculado sobre un conjunto de 30 años consecutivos. En el caso de Bogotá y Georgetown (Fig. 2.a) la correlación negativa más significativa se advierte a principios del presente siglo, alcanzando valores cercanos a -0.7 en Bogotá. Luego la relación se hace progresivamente más débil, alcanzándose valores mínimos de correlación entre 1920 y 1960, aproximadamente. En el caso de Chile Central (Fig. 2.b) prevalece durante todo el periodo una correlación positiva, la cual, sin embargo, es significativamente más alta a mediados del presente siglo cuando se alcanzan en ambas estaciones valores cercanos a +0.60.

La Fig. 3. resume los resultados de un análisis similar para otros trimestres. Nuevamente aquí se observan fluctuaciones importantes en el grado de asociación entre la OS y la precipitación. En Bogotá y en Georgetown (Fig. 3.a), considerando el trimestre Dic-Ene-Feb, la correlación varía entre -0.10 y -0.60 a lo largo del registro. En particular los niveles de correlación más altos en Bogotá se presentan a principio y final del registro disminuyendo a valores que no alcanzan el nivel de 5% de significancia estadística entre 1920 y 1950, de acuerdo un test convencional. Estos resultados son particularmente relevantes en relación al

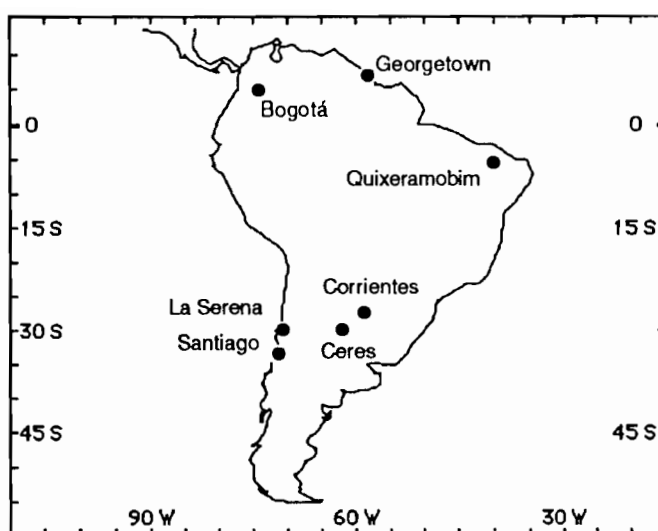


Fig. 1. Ubicación de las estaciones pluviométricas

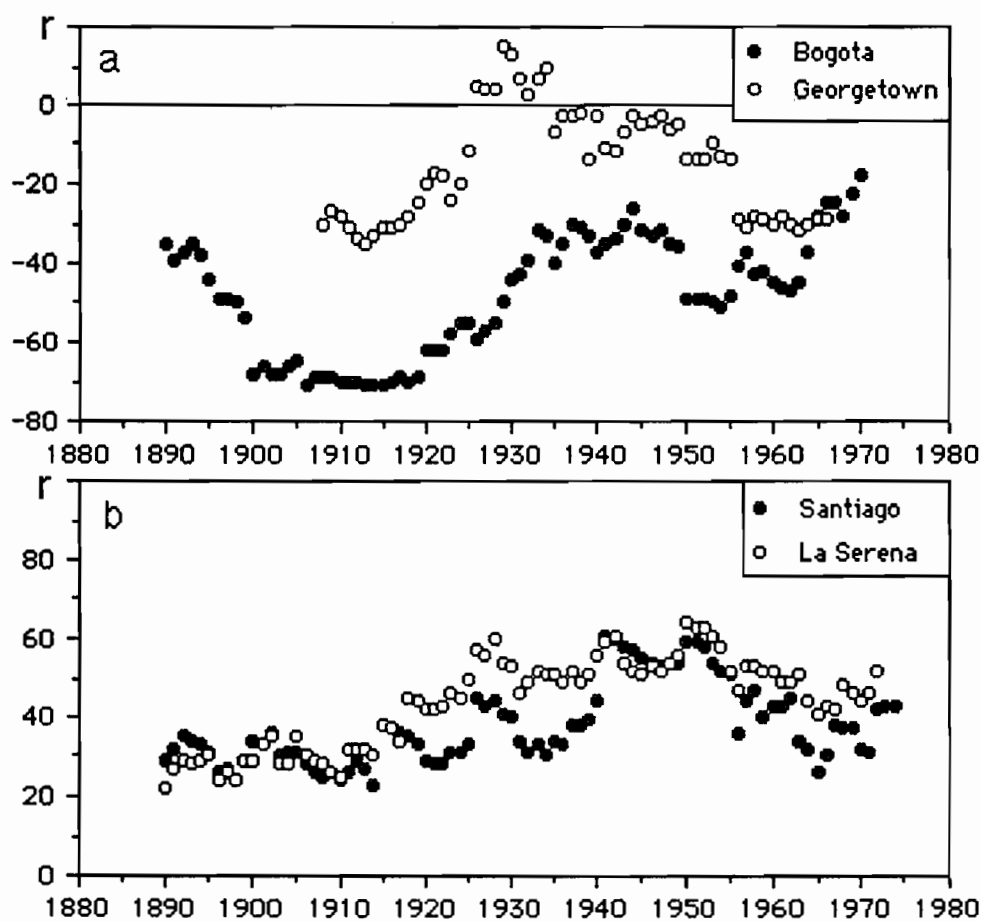


Fig. 2. Correlación móvil de 30 valores, en centésimos, entre la presión media en Darwin y la precipitación, durante Junio-Julio-Agosto. Los valores se asignan al año central del período correspondiente de 30 años. La ubicación de las estaciones se indica en la Fig. 1.

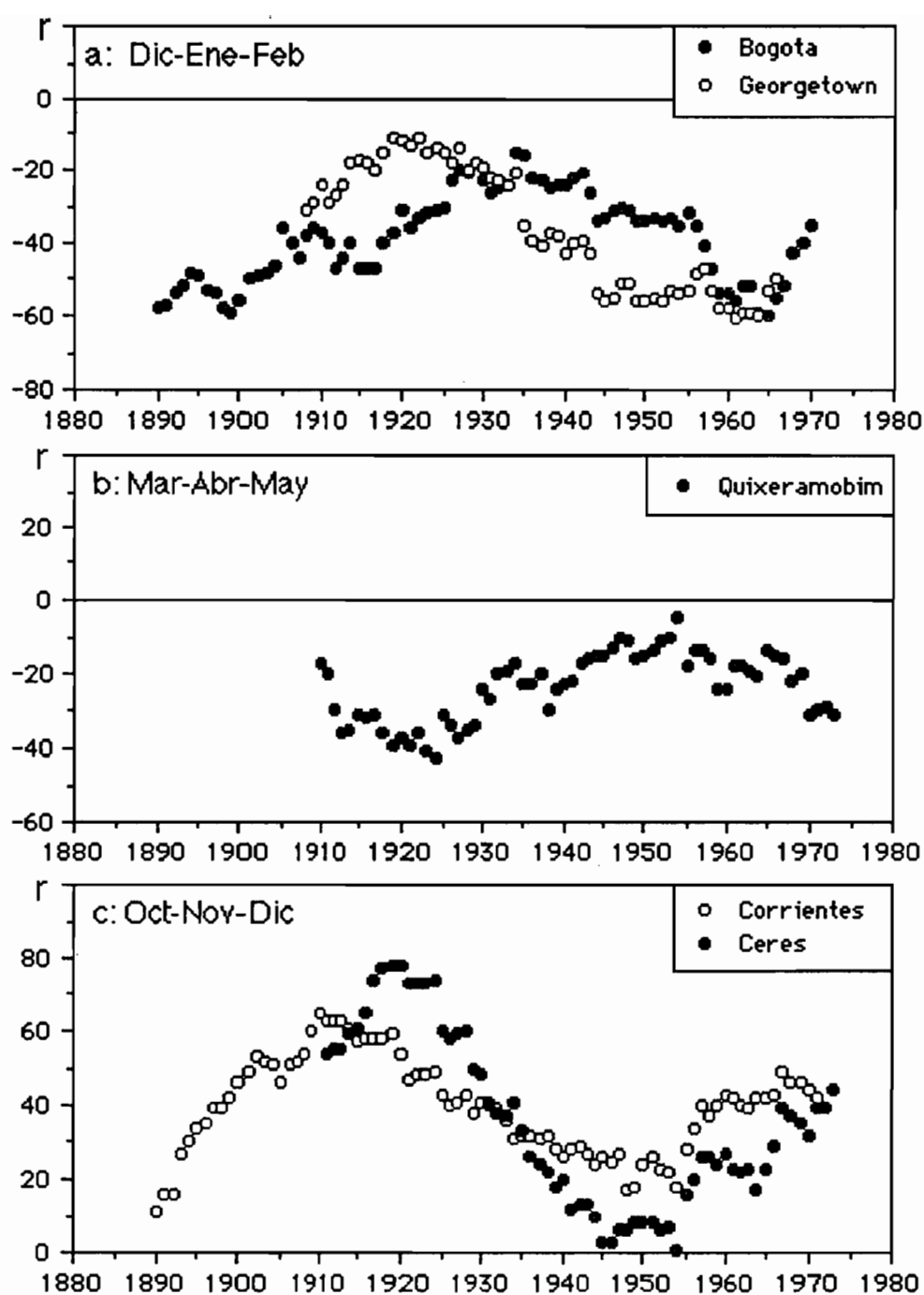


Fig. 3. Correlación móvil de 30 valores, en centésimos, entre la presión media en Darwin y la precipitación, durante periodos de tres meses. Los valores se asignan al año central del período correspondiente de 30 años. La ubicación de las estaciones se indica en la Fig. 1.

uso de variables relacionadas con la OS en pronóstico climático para esta región (Hastenrath, 1990b).

En el caso del nordeste brasileño (Fig. 3.b), durante el trimestre Mar-Abr-May, la correlación negativa durante todo el periodo y sólo a principios de este siglo alcanza el nivel de 5% de significancia estadística.

Las estaciones de la cuenca del río Paraná (Fig. 3.c), en los meses de Oct-Nov-Dic, son las que muestran las fluctuaciones más dramáticas en la correlación OS-precipitación. Esta oscila entre +0.10 y +0.70 en Corrientes y entre 0 y + 0.80 en Ceres. El periodo con una correlación relativamente débil a mediados de siglo es el mismo observado en el caso de Quixeramobim (Fig. 3.b) y Bogotá (Figs. 2.a, 3.a). Es interesante notar que durante este periodo se ha detectado una disminución en el grado de asociación de la temperatura superficial del mar observada en el Pacífico ecuatorial oriental con la presión en Darwin y con otros índices de la OS (Elliot y Angell, 1988), lo cual sugiere un cambio en su funcionamiento.

El análisis de correlación fue complementado con un estudio de la diferencia de precipitación media entre años con anomalías positivas de presión en Darwin (fase negativa de la OS) y años en que la presión fue anormalmente baja en esa estación (fase positiva de la OS). Para esto se consideraron periodos sucesivos de 30 años, estratificando el registro pluviométrico de acuerdo a los años con valores de presión altos y bajos (20 % superior e inferior de la distribución, respectivamente). La diferencia de precipitación entre los años con presión anormalmente alta menos aquellos con presión relativamente baja se muestran en la Fig. 4. La significancia estadística de las diferencias de precipitación se determinaron mediante un test de Monte Carlo (ver leyenda de la Fig. 4).

En el caso de Bogotá (Fig. 4.a) la diferencia de precipitación durante el verano austral alcanza significancia estadística sólo al comienzo y al final del periodo de estudio. En Santiago (Fig. 4.b), la diferenciación de precipitación entre los extremos de la OS según la presión en Darwin, es estadísticamente significativa sólo durante la segunda mitad del registro. Este resultado en general concuerda con la tendencia creciente en la correlación móvil presentada en la Fig. 2.b. Sin embargo, es necesario hacer presente que la relación entre la precipitación en Chile Central y la temperatura del mar en el Pacífico central es más estable (Aceituno et al., 1989). La técnica de estratificación aplicada a la estación de Ceres (Fig. 4.c) confirma los resultados descritos en relación al análisis de correlación (Fig. 3.c).

4. Conclusiones

Los cambios en la relación entre la presión en Darwin y la precipitación en estaciones sudamericanas durante un periodo superior a 100 años, sugiere que la relación OS-precipitación en esta región no es estable. Esta condición que se extiende también a otras regiones del planeta (Pittock, 1984), puede indicar cambios en el funcionamiento de la OS, cuyo origen no ha sido aún determinado (Elliot y Angell, 1988; Trenberth y Shea, 1987).

El análisis de la estabilidad de esta relación es un factor que debe ser considerado cuando se plantea el uso de la OS como un elemento de pronóstico climático. Por otra parte, los cambios en el grado de significancia de las relaciones que involucran la OS añade un grado de incerteza en la extrapolación a tiempos remotos de las relaciones actuales entre la OS y la variabilidad climática interanual a nivel regional.

En todo caso, es necesario considerar que en cada una de las regiones analizadas existen otros factores que contribuyen junto con la OS a la variabilidad interanual, de modo que no se

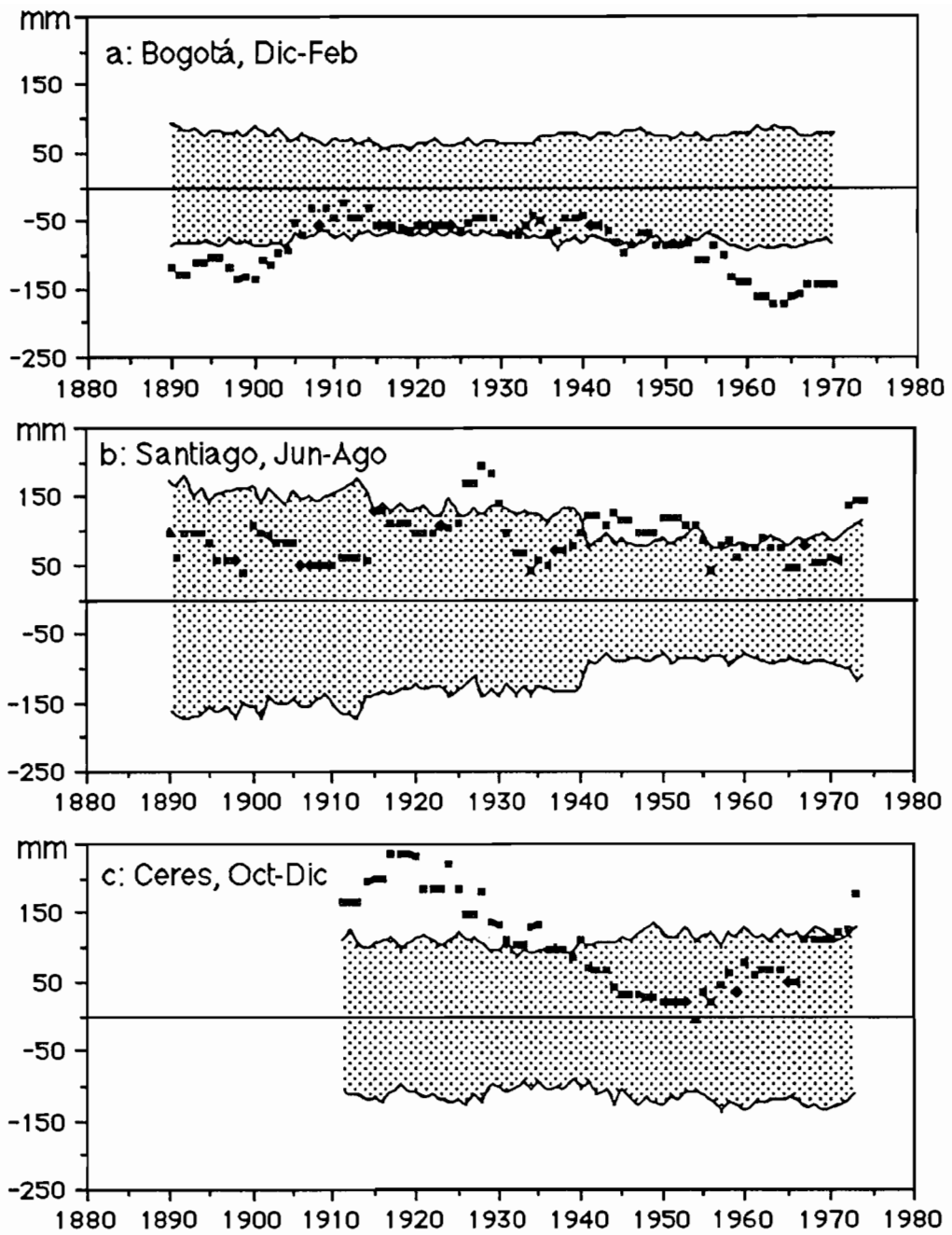


Fig. 4. Diferencia de precipitación entre los 6 años con valores más altos de presión media en Darwin y los 6 años con valores más bajos, en el período indicado, considerando muestras sucesivas de 30 años. Los valores se asignan al año central de la secuencia de años correspondiente. La zona sombreada señala los límites de 5% y 95% de las distribuciones empíricas de 500 diferencias entre dos muestras de 6 elementos c/u, seleccionadas al azar en cada período de 30 años. La ubicación de las estaciones se indica en la Fig. 1.

excluye la posibilidad que los cambios observados en la relación OS-precipitación puedan ser causados por aquellos.

5. Agradecimientos

Este estudio fue financiado por el Proyecto Fondecyt 1245-90. Los autores agradecen los comentarios y sugerencias de José Rutllant, así como la colaboración de Carlos Nobre y Silvia Nuñez en la obtención de series pluviométricas homogéneas de las estaciones de Quixeramobim, Ceres y Corrientes.

6. Referencias bibliográficas

- Aceituno, P., 1988: On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 505-524.
- Aceituno, P., A. del Rio y J. Rutllant, 1989: Rainfall anomalies in the subtropical west coast of South America. Part I: Relationships with SST and Convective activity over the Central Pacific. p. 162-166 en Extended Abstract: Third International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. B.Aires, 13-17 Noviembre, 1989, 444 pp.
- Allan, R.J., N. Nicholls, P.D. Jones, y I.J. Butterworth, 1991: A further extension of the Tahiti-Darwin SOI, early ENSO events and Darwin pressure. *J. Climate*, **4**, 743-749.
- Caviedes, C.N., 1973: Sêcas and El Niño: two simultaneous climatical hazards in South America. *Proc. Assoc. Amer. Geogr.*, **5**, 44-49.
- Elliott, W.P., y J.K. Angell, 1988: Evidences for changes in Southern Oscillation relationships during the last 100 years. *J. Climate*, **1**, 729-737.
- Hastenrath, S., y L. Heller, 1977: Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **103**, 77-92.
- Hastenrath, S., 1990a: Prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies. *J. Climate*, **3**, 893-904.
- Hastenrath, S., 1990b: Diagnostics and prediction of anomalous river discharge in northern South America. *J. Climate*, **3**, 1080-1096.
- Kousky, V.E., M.T. Kagano, y I.F.A. Cavalcanti, 1984: A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus*, **36A**, 490-504.
- Pittock, A.B., 1984: On the reality, stability, and usefulness of southern hemisphere teleconnections. *Aust. Met. Mag.*, **32**, 75-82.
- Quinn, W.H., D.O. Zopf, K. S. Short, y R.T.W. Kuo Yang, 1978: Historical trends and statistics of the Southern Oscillation, El Niño, and Indonesian droughts. *Fish. Bull.*, **76**, 663-678.
- Rogers, J.C., 1988: Precipitation variability over the Caribbean and tropical Americas associated with the Southern Oscillation. *J. Climate*, **1**, 172-182.
- Ropelewski, C.F., y M.S. Halpert, 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1606-1626.
- Rutllant, J. y H. Fuenzalida, 1991: Synoptic aspects of the Central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *Int. J. of Climatology*, **11**, 63-76.
- Trenberth, K.E. y D.J. Shea, 1987: On the evolution of the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 3078-3096.

RECURRENCIA DE EL FENOMENO "EL NIÑO" Y EL TITICACA

Santiago E. ANTUNEZ de MAYOLO R.

Banco Central de Reserva del Perú

Apartado 100-1958 - Lima

RECURRENCIA DEL NIÑO

Quinn demostró la relación entre la oscilación del Sur y la ocurrencia del fenómeno de El Niño; empero conocer los efectos de "El Niño" nos llevó al análisis de los caudales de cada uno de los ríos costeros, para lo cual adoptamos como normal (100%) el promedio de la descarga entre los años 1951/52 a 1981/82 se fijo zonas homogéneas, cuyos valores se promediaron (Tabla N° 1).

Al ordenar los valores por años con tres años de precedencia y tres de seguimiento a El Niño, obtuvimos la Tabla N°1 que muestra que el año del Niño las descargas en el Norte son varias veces mayor que la normal, en cambio en el Sur bajan al 86%. Empero dos años antes y después de El Niño mientras en el Sur hay abundancia de agua en el Norte los valores son inferiores (Antunez, 1984).

Tabla 1. Recurrencia del Niño. Promedio de los índices de descarga de los ríos agrupados por zonas, y años que anteceden a El Niño y siguientes

- 3	- 2	- 1	NIÑO	+ 1	+ 2	+ 3
1913	1914	1915	1916	1917	1918	1919
1921	1922	1923	1924	1925	1926	1927
1928	1929	1930	1931	1932	1933	1934
1937	1938	1939	1940	1941	1942	1943
1944	1945	1946	1947	1948	1949	1950
1949	1950	1951	1952	1953	1954	1955
1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959
1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967
1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974
1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978
1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985

Zonas	- 3	- 2	- 1	Niño Pico	+ 1	+ 2	+ 3
1	21	13	125	442	313	24	10
2	76	94	88	278	127	95	68
3	92	96	107	204	112	113	96
4	101	113	121	150	117	108	93
5	72	111	108	129	112	105	64
6	88	119	99	104	108	111	81
7	83	130	82	102	95	115	74
8	84	135	104	86	132	133	91

Este fenómeno de alternancia, lo tratamos de explicar, como consecuencia del proceso de aridización y por la acción de la corriente peruana que determina un abanico de efectos (Antunez, 1976, 1985).

RECURRENCIA DE "EL TITICACA"

En 1982 al analizar estadísticamente los promedios mensuales de los niveles del lago, solo obtuvimos del análisis espectral la existencia de 2 ciclos bien definidos, uno de 5 años y otro de veinte años empleado 10, 25, 30 y 35 retardos (lags).

Empero al ordenar las series de amplitud en quinquenios sus promedios acusaban un valor alto de 814 y el inmediato inferior de 793. Es decir una diferencia del 3%.

Al ordenar la serie en sexenios (Tabla Nº 2) hallamos que cada seis años en desfases de un año antes o un año después se registraba los altos niveles del Lago que representa cuando menos 25% sobre el valor promedio inmediato inferior, y de 55% si es que se considera los años de recurrencia.

Ordenando la serie en otros lapsos, incluso de once años no se obtuvo mejor explicación.

Los niveles del Lago aparentemente adoptan la forma de una parábola, cuya tendencia señala 0,12 m de elevación anual del nivel del lago. Cifra inaceptable por estar distorsionada por la crisis pluvial última.

Tabla 2. Amplitud de la recarga del lago expresado en milímetros de elevación de su espejo de agua en el Sexenio

SEXENIO	1	2	3	4	5	6	
1914/15 - 19/20	685	386	840 N	1328 P	518	1623 T	(6 años)
1920/21 - 25/26	1084	313	1044	157	1102 TN	341 P	(6-1 años)
1926/27 - 31/32	571	396	801	1045	829	1489 TN	(6 años)
1932/33 - 37/38	1030 P	918	567	146 N	702 T	218	(6-1 años)
1938/39 - 43/44	639	57	294 N	313	198	856 T	(6 años)
1949/45 - 49/50	669	878	1427	634 N	1332 PT	800	(6-1 años)
1950/51 - 55/56	747	600	633	1399 P	914 T	491	(6-1 años)
1956/57 - 61/62	257 N	766	554	1165	548	1215 T	(6 años)
1962/63 - 67/68	190	346	455 N	279 P	330	750 T	(6 años)
1968/69 - 73/74	496	633	939	867 N	1017 P	1339 T	(6 años)
1974/75 - 78/80	969	950 N	558	51	997 T	448	(6-1 años)
1980/81 - 85/86	952	504	0 N	1456 P	1051	1863 T	(6 años)
1986/87 - 99/92	441	746	397	143	335		(6+1 años)
P R O M E D I O	672	576	655	691	759	953	

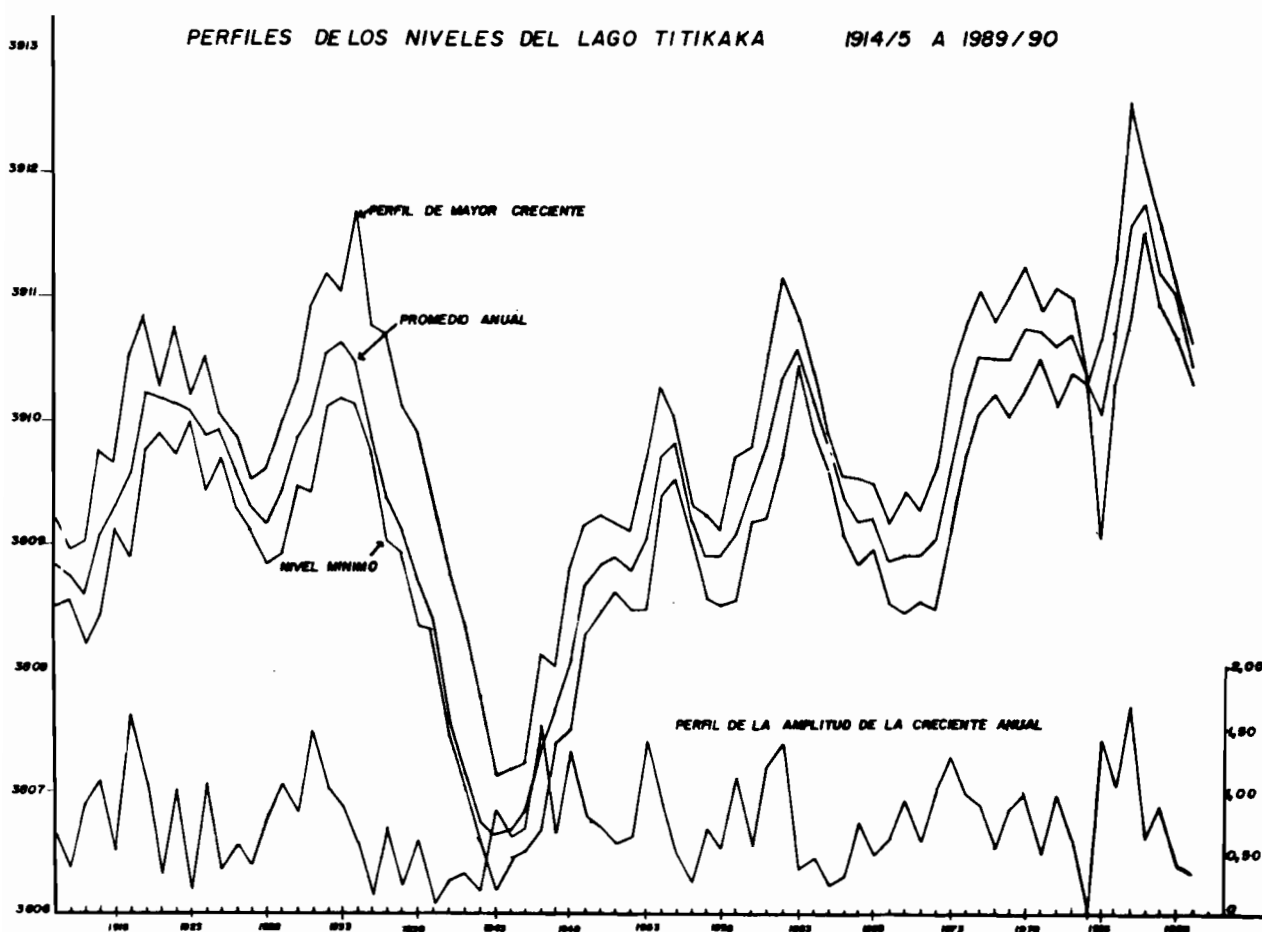
T Recurrencia del Titicaca N Recurrencia del Niño P Recurrencia del Pico

Nota: Sumando los valores de recurrencia de el "El Titicaca" se obtiene 1,181 mm de elevacion del Lago en promedio.

En la Tabla N° 3 puede observarse cómo después de la gran crisis de 1985/86 se inicia un período de sequías que probablemente continuará por una década.

En la Tabla N° 3 se presentan los promedios mensuales de los niveles del Lago su Promedio anual (X), El índice de quantum (IQX) de los niveles anuales, la Amplitud anual (AMPL), que consiste en valor anual en milímetros obtenido al restar al máximo nivel el mínimo nivel que antecedió a su elevación. El Índice de Quantum de la Amplitud (IQAMP) permite relacionarla con el IQX del nivel anual.

En la Gráfica N° 1, se presentan en la parte superior los promedios anuales de máxima, mínima y media. El perfil inferior muestra las amplitudes anuales.



Santiago E. Antúnez de Mayolo. Enero 1992

Tabla 3. Niveles del Lago "TITICACA"

AÑO	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	X_AÑO	I_Q	IQ AMP	AMPL.
1914.15	8804	8683	8579	8510	8545	8810	8805	8879	9163	9195	9110	8956	8837	94	95	685
1915.16	8855	8758	8664	8631	8579	8549	8708	8881	8935	8886	8813	8695	8746	93	54	386
1916.17	8561	8440	8353	8269	8181	8221	8381	8678	8922	9021	8941	8815	8565	91	117	840
1917.18	8723	8609	8495	8451	8501	8538	8709	9286	9648	9779	9706	9645	9008	96	184	1328
1918.19	9548	9405	9312	9206	9146	9131	9184	9204	9649	9455	9416	9276	9328	100	72	518
1919.20	9200	9134	9028	8879	8881	8996	9367	9796	10181	10502	10445	10294	9559	102	225	1623
1920.21	10173	10067	9946	9854	9757	9770	9952	10293	10643	10841	10762	10594	10221	109	150	1084
1921.22	10451	10322	10200	10087	10013	9944	10058	10167	10257	10248	10247	10144	10178	109	43	313
1922.23	10013	9903	9819	9735	9693	9748	10079	10540	10737	10691	10613	10476	10171	109	145	1044
1923.24	10330	10217	10121	10043	9994	9997	10060	10083	10145	10151	10068	9950	10097	108	22	157
1924.25	9835	9724	9605	9538	9411	9387	9543	9950	10272	10489	10422	10286	9872	105	153	1102
1925.26	10167	10059	9937	9816	9726	9737	9764	9869	9985	10067	10004	9858	9916	106	47	341
1926.27	9746	9632	9537	9409	9293	9279	9272	9492	9672	9843	9751	9644	9548	102	79	571
1927.28	9507	9397	9292	9186	9112	9034	9131	9274	9447	9508	9444	9338	9306	99	55	396
1928.29	9203	9085	9003	8971	8886	8826	8900	9086	9453	9627	9519	9420	9165	98	111	801
1929.30	9324	9228	9130	9031	8928	8905	9137	9430	9835	9944	9950	9899	9395	100	145	1045
1930.31	9803	9710	9652	9599	9536	9473	9626	9973	10290	10302	10198	10039	9850	105	115	829
1931.32	9983	9793	9703	9643	9480	9431	9625	10093	10626	10920	10907	10774	10082	108	207	1489
1932.33	10623	10482	10363	10260	10185	10113	10189	10470	10918	11143	11044	10891	10557	113	143	1030
1933.34	10726	10578	10439	10312	10222	10165	10243	10653	11049	11083	10968	10814	10604	113	127	918
1934.35	10679	10533	10418	10336	10237	10148	10185	10456	10684	10715	10569	10417	10448	112	79	567
1935.36	10274	10045	10013	9902	9792	9710	9744	9816	9856	9751	9654	9532	9841	105	20	146
1936.37	9417	9285	9168	9120	9058	9006	9154	9404	9708	9708	9646	9531	9350	100	97	702
1937.38	9412	9288	9180	9070	8958	8898	8892	8988	9039	9116	9056	8941	9070	97	30	218
1938.39	8846	8731	8639	8516	8404	8333	8393	8691	8922	8972	8906	8793	8679	93	89	639
1939.40	8668	8577	8530	8443	8357	8344	8358	8401	8348	8272	8169	8039	8376	89	8	57
1940.41	7924	7800	7683	7590	7506	7461	7504	7713	7755	7729	7707	7571	7662	82	41	294
1941.42	7421	7300	7176	7130	7039	7022	7089	7235	7307	7335	7300	7163	7210	77	43	313
1942.43	7052	6937	6854	6760	6668	6596	6609	6631	6705	6794	6784	6697	6757	72	27	198
1943.44	6593	6483	6420	6328	6248	6230	6381	6697	6972	7086	7055	6947	6620	71	119	856
1944.45	6846	6751	6631	6586	6510	6470	6624	6750	6918	7139	7066	6937	6769	72	93	669
1945.46	6816	6700	6624	6590	6560	6532	6672	6858	7139	7210	7185	7080	6831	73	94	678
1946.47	6969	6862	6786	6712	6680	6765	7174	7656	8052	8107	8072	7971	7317	78	198	1427
1947.48	7852	7743	7629	7555	7443	7390	7431	7543	7782	8018	8024	7939	7696	82	88	634
1948.49	7855	7747	7649	7602	7521	7507	7748	8293	8691	8839	8767	8675	8075	86	185	1332
1949.50	8591	8486	8388	8354	8337	8345	8558	8900	9085	9137	9089	8963	8686	93	111	800
1950.51	8842	8750	8648	8550	8540	8467	8558	8921	9214	9205	9146	9037	8823	94	104	747
1951.52	8927	8819	8756	8659	8613	8595	8634	9026	9195	9189	9091	8967	8873	95	83	600
1952.53	8855	8760	8710	8628	8522	8484	8475	8742	8994	9108	9011	8884	8764	94	88	633
1953.54	8768	8656	8568	8482	8488	8550	8754	9084	9499	9828	9881	9790	9029	96	194	1399
1954.55	9764	9556	9450	9390	9356	9361	9402	9714	10047	10270	10224	10116	9721	104	127	914
1955.56	9999	9879	9806	9767	9646	9577	9783	10068	10060	9949	9812	9653	9833	105	68	491
1956.57	9520	9386	9299	9204	9099	9012	9049	9187	9269	9249	9209	9109	9216	98	36	257
1957.58	9004	8873	8764	8675	8622	8552	8735	8980	9227	9258	9186	9082	8913	95	98	706
1958.59	8981	8854	8757	8696	8608	8558	8558	8628	8909	9112	9099	9019	8815	94	77	554
1959.60	8919	8794	8686	8614	8508	8495	8915	9476	9637	9673	9621	9509	9071	97	162	1165
1960.61	9377	9255	9220	9269	9196	9248	9251	9468	9658	9730	9744	9691	9426	101	76	548

.../... Continuacion Tabla 3

AÑO	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	X_AÑO	I_Q	IQ AMP	AMPL.
1961.62	9574	9449	9374	9320	9261	9299	9619	9934	10235	10476	10400	10305	9771	104	169	1215
1962.63	10141	9967	9863	9790	9724	9719	9969	10432	10884	11109	10272	10932	10234	109	26	190
1963.64	10775	10655	10586	10556	10470	10426	10457	10478	10582	10772	10709	10557	10585	113	48	346
1964.65	10397	10279	10179	10076	9976	9915	9899	10120	10337	10354	10306	10195	10169	109	63	455
1965.66	10015	9885	9815	9713	9607	9603	9702	9724	9882	9835	9849	9668	9775	104	39	279
1966.67	9539	9413	9434	9356	9271	9257	9216	9221	9423	9546	9436	9280	9366	100	46	330
1967.68	9183	9065	9013	8986	8881	8815	8921	9095	9465	9565	9491	9395	9156	98	104	750
1968.69	9298	9183	9106	9005	8972	9009	9054	9346	9442	9468	9328	9122	9194	98	69	496
1969.70	9013	8921	8805	8713	8598	8534	8531	8795	9015	9164	9153	9012	8855	95	88	633
1970.71	8885	8780	8688	8612	8514	8451	8534	8922	9390	9384	9292	9155	8884	95	130	939
1971.72	9032	8904	8800	8696	8612	8590	8611	8885	9141	9257	9198	9074	8900	95	93	667
1972.73	8948	8833	8754	8682	8581	8593	8770	9132	9398	9594	9598	9482	9030	96	141	1017
1973.74	9377	9279	9209	9192	9105	9031	9140	9742	10338	10370	10308	10182	9606	103	186	1339
1974.75	10070	9992	9967	9895	9797	9720	9805	10163	10585	10689	10662	10580	10160	109	134	969
1975.76	10454	10332	10231	10170	10080	10082	10366	10682	10963	11018	11030	10835	10520	112	132	950
1976.77	10724	10591	10517	10454	10314	10212	10223	10286	10624	10770	10650	10589	10496	112	77	558
1977.78	10449	10301	10216	10134	10094	10102	10284	10663	10901	10975	10945	10824	10491	112	118	851
1978.79	10649	10527	10416	10306	10238	10310	10630	10975	11115	11235	11185	11085	10723	115	138	997
1979.80	10921	10794	10665	10589	10492	10407	10537	10574	10819	10855	10731	10637	10668	114	62	448
1980.81	10487	10370	10335	10270	10202	10123	10103	10502	10881	11055	11016	10915	10522	112	132	952
1981.82	10745	10624	10517	10455	10412	10371	10600	10790	10907	10975	10901	10745	10670	114	84	604
1982.83	10618	10509	10407	10337	10319	10316	10248	10236	10209	10163	10080	9928	10281	110	0	0
1983.84	9783	9546	9551	9510	9519	9323	9489	10137	10721	10966	10911	10801	10021	107	202	1456
1984.85	10670	10539	10398	10310	10281	10333	10533	10763	11096	11266	11332	11273	10733	115	146	1051
1985.86	11151	11009	10918	10807	10681	10955	11331	11656	12244	12544	12520	11981	11483	123	258	1863
1986.87	11958	11879	11747	11618	11462	11421	11636	11902	11862	11728	11626	11457	11691	125	61	441
1987.88	11101	11172	11054	10935	10854	10815	10850	11043	22238	11555	11561	11425	12050	129	103	746
1988.89	11279	11134	10988	10881	10753	10624	10720	10828	10925	11021	10980	10870	10917	117	55	397
1989.90	10748	16873	10509	10412	10275	10183	10267	10344	10287	10225	10122	10062	10859	116	20	143
1990.91	9977	9840	9731	9692	9715	9747	9789	9850	9934	10047	10034	9949	9859	105	49	355
1991.92	9866	9725	9615	9514	9439	9373	9475						9572	102	0	
PROMED.	9507	9467	9295	9217	9142	9120	9239	9489	9875	9820	9754	9639	9464	101	100	721

COMPROBAR 9463

“EL NIÑO” Y “EL TITICACA”

Existe interacción entre el fenómeno de “El Niño” y el de “El Titicaca”, como puede observarse en la siguiente tabla de promedios de los episodios de “El Niño” de “El Pico” o año siguiente al de “El Niño”, y “El Titicaca”.

T	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun
TTCC	-118	-96	-76	-66	4	205	377	341	168	-55	-168
Pico	-137	-91	-77	-72	-34	173	274	304	138	-44	-119
Niño	-125	-97	-81	-108	-42	83	268	247	112	-52	-189

En los años de "El Niño" la vaciante del Lago es más rápida en los meses de Julio a Diciembre, pero los niveles son los que menos suben de Enero a Abril.

El Pico observa una situación intermedia. En la Tabla N° 2 se anotan los años de "El Titicaca", "El Pico" y "El Niño".

Erupciones Solares y "El Titicaca"

Análisis de correlación con desfases entre las manchas del sol y los niveles del Lago proporcionaron valores de R muy bajos.

Ordenando las series en períodos de once años, se obtuvo que el promedio de los niveles más bajos del Lago siguen en dos años al promedio del menor número de manchas solares.

REFERENCIAS

Antunez de Mayolo, Santiago E.

1976 ¿Será posible pronosticar las variaciones del nivel de las aguas del Lago?. *En*: Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima, tomo CIII, pp.26-33, 1983.

1977 Meteorología Inca. Epoca de siembra y selección de cultivar. *En*: Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima, tomo CIV, pp.26-62, 1977.

1984 "El Niño" event at Peru. *En*: EOS transactions, Amer. Geophys. Union V 64:52 p.1045, 1983. Ocean Sciences Meeting. January 24, 1984, New Orleans.

1985 Regeneración de agua y suelo y sus efectos en la alimentación. ESAN 1985. CONCYTEC 1988.

LARGE-SCALE DIGITAL SIGNAL PROCESSING FOR DENDROCHRONOLOGY

Ben B. BALSLEY

CIRES Campus Box 216
University of Colorado
Boulder, Colorado 80309-0216, USA

We present results of a study that demonstrates the potential for improving the measurement accuracy of tree growth characteristics using state-of-the-art digital analysis techniques.

The measurement of tree growth characteristics by standard tree-coring techniques has been an invaluable tool for dendrochronology for more than three decades. Unfortunately, the accuracy of the results is limited by inaccuracies inherent to the sampling process: the values of growth variables (i.e., tree ring width, cell densities, intensity, etc.) obtained from a single—or at most a few—radial cores do not necessarily represent the average values of those variables around the entire tree circumference. Improvements in the accuracy of current measurements would be of considerable importance in enhancing our understanding of the relationship between tree growth and climate, or in multivariate analyses involving, for example, ring width and a variety of other (external) variables.

One possible way to increase accuracy without increasing analysis time would be to use state-of-the-art digital techniques to examine the entire tree cross-section. There are a number of obvious advantages to this idea: (1) computers are extremely fast and the use of computer-based techniques would obviate the lengthy hand analysis of many radial cores, (2) the resulting digitized values would be accurate and consistent over the sample, and (3) by averaging growth variables over the entire tree cross-section one would obtain the true mean value of the variables for that cross-section. While this technique clearly cannot be used for analyzing living trees, it would have considerable utility in the analysis of existing cross-sections, as well as in future studies using felled trees.

In this note we present results of a preliminary study in which we used large-scale digital processing in the analysis of the cross-section of a Virginia Pine. Our analysis system incorporated a Sparc II work station and digital imaging processor originally designed to take high-resolution, full-earth pictures from satellites. While our results do not provide any significant new dendrochronological information *per se*, they demonstrate the basic principles of a technique that could be developed to provide a new and useful adjunct to current analysis procedures.

A schematic representation of the complete digital analysis system appears in Fig. 1. In this figure, a visual image of the (evenly-illuminated) sample tree cross-section is obtained via an imaging camera. This image is then digitized and stored in system memory so that it can be transferred subsequently to the work station by either magnetic tape or directly by modem. The work station memory is sufficient to analyze the entire 4096 x 4096

image matrix essentially on-line. Finally, graphic results of the various analyses can be printed on hardcopy output.

One major advantage of this technique lies in the analysis speed. One-time-only digitization of a cross-section, once the technique becomes standardized, will require less than an hour in the worst case. Given that such a digitized image exists, any given analysis takes only a few minutes of computer time.

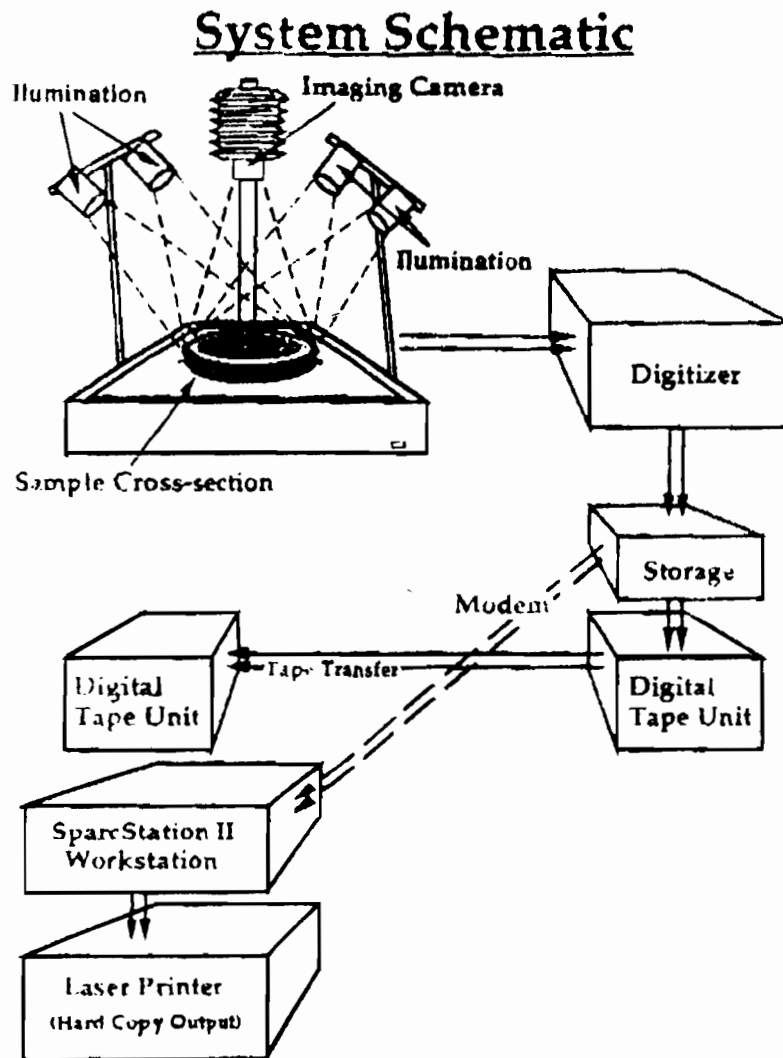


Figure 1. Schematic diagram of the optical image processor and work station used in the present analysis.

A second advantage lies with the accuracy of the "average tree" characteristics relative to the accuracy of a single core. For example, the use of computer-averaged ring widths in multivariate analyses should provide greatly improved results relative to the use of single-core width measurements.

In addition to providing improved ring width accuracies, computer-averaging techniques also provide an accurate means of determining intra-annual variations of the average structure (e.g., darkness/lightness, cell size, etc.) of the regions between annual rings. With the caveat that the pixel increments correspond to linear increments of growth (i.e., not directly to time increments) these intensity variations could be studied in terms of interannual variations of cell size or nutritional changes, or any other climatologically relevant variable.

With regard to future studies/directions, there are a number of immediate possibilities:

1. It would be interesting to examine intensity variations under other than white light.
2. It appears feasible to examine tree cross-section structure down to cell size by the digital averaging techniques discussed above. Thus, it might prove possible to identify annual and/or seasonal boundaries in tropical trees statistically by average cell size.
3. Implementation of more esoteric analysis schemes should enhance ring detection of diffuse ring boundaries. Thus, it may be possible to study tropical trees where ring-like structure may represent climatic wet/dry periods, and not annual changes.

The last two points outlined above are particularly pertinent to this conference. A preliminary study of tropical tree rings obtained from the vicinity of the Sechura Desert in northern Peru indicate that large-scale digital analysis of ring-like structures found in these tree cross-sections may contain significant information on past climate variations along the north Peruvian coast.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research was partially supported by NSF's Climate Dynamics Division under Grant ATM 8812126.

VARIABILIDAD DE LAS CONDICIONES OCEANOGRÁFICAS EN LA SECCIÓN DE PAITA (1965 - 1991)

R. CALIENES Z. , E. CARCAMO A. & G. FLOREZ G.

Instituto del Mar del Perú
Apartado 22 Callao, Perú

El área de Paita se caracteriza por una variedad y abundancia de recursos biológicos en cuyas fluctuaciones parecen desempeñar un papel importante las variaciones estacionales e interanuales del frente ecuatorial, el flujo costero de la Corriente Cronwell y el afloramiento costero, así como otros procesos relacionados con la interacción océano-atmósfera de macroescala como los eventos ENSO.

En este trabajo se analizaron la estructura termo-halina y series de tiempo estacionales de fosfatos y clorofila "a" de 0-150 m para el período 1965-1991 en el área comprendida entre los 04°30' - 05°30' S y los 81° - 84°W. La información incluye 73 cruceros nacionales y extranjeros y 17 Operaciones del Monitoreo Oceanográfico Pesquero en Areas Seleccionadas-MOPAS.

Los resultados del análisis indican la influencia de las aguas ecuatoriales en la capa de 30 m y la estructura térmica caracterizada por presentar divergencia de isotermas cerca de la costa debido al hundimiento originado por la presencia de la Corriente Cronwell cuya intensidad varía mensualmente. El patrón de distribución de nutrientes y clorofila sigue la misma tendencia de los parámetros físicos afectando la productividad del área.

PRINCIPALES ORGANISMOS FITOPLANCTONICOS COMO INDICADORES BIOLOGICOS DEL FENOMENO EL NIÑO EN EL PACIFICO COLOMBIANO

Francisco A. CASTILLO

Jefe Proyecto ERFEN

CIOH, Apartado Aéreo 374 Cartagena (Bolívar), Colombia.

&

Zenaida VIZCAINO

Coinvestigadora - CIOH

El presente documento/trabajo se enmarca dentro de los objetivos del proyecto de investigación del Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas-CIOH- denominado "Monitoreo de las condiciones Oceanográficas del Pacífico Colombiano como apoyo al Programa del Estudio del fenómeno El Niño-ERFEN", especificándose en el estudio de los indicadores biológicos del fenómeno "El Niño".

El estudio se llevó a cabo en el área geográfica para el ERFEN comprendida entre los 2° Lat. N a los 6° Lat. N y 82°W, específicamente en las zonas al norte del Pacífico Colombiano (Cabo Corrientes), Perfil B/Ventura-Malpelo, Perfil de aguas profundas (82°W) y Perfil Tumaco, estudiándose el fitoplancton superficial en las dos épocas características del Pacífico y tomándose como referencia los datos históricos existentes.

INTRODUCCION

El fenómeno "El Niño", conocido como una condición oceánica anómala que se presenta a intervalos de tiempo irregulares y frente a las costas occidentales de América del Sur y en una extensión que puede alcanzar hasta los 180 grados de longitud Oeste, es responsable de una compleja y variada serie de efectos meteooceanográficos de profundas implicaciones en la dinámica normal de las especies que habitan en las aguas, afectadas por el fenómeno y que además proyectan efectos de carácter socioeconómico importante sobre los países de la costa occidental suramericana.

El fenómeno produce un impacto directo sobre las pesquerías de los países del área como consecuencia de modificaciones en aspectos tales como tamaño y distribución de los "stocks" de las especies sujetas del esfuerzo pesquero.

Otros efectos relacionados con los desórdenes ambientales que se han corroborado con "El Niño", por ejemplo las lluvias o sequías anormales en regiones con impacto directo sobre la agricultura, están aún en proceso de ser explicadas mediante investigación. En el caso colombiano pueden citarse las sequías presentadas en el norte, como La Guajira, que en el caso del evento de El Niño 1982-83 presentó una de las más largas y actualmente presenta la misma situación.

Existe un obvio interés científico por establecer las causas relacionadas al fenómeno, el cual es acentuado por los efectos deletéreos que sobre la economía de los pueblos ribereños genera la presencia de "EL NIÑO"; como fue el caso del nivel de afectación a

la costa sur de Colombia, el último evento anómalo más drástico en los últimos años ocurrido en la población de Tumaco (CIOH-1991).

La presente investigación se enmarca dentro del programa vertical "Ecosistemas Marinos" y en el área "Ambiental y Desastres Naturales" de acuerdo al Plan de Desarrollo y Tecnologías del Mar en Colombia (PDCTM) y que es desarrollado por el Centro de Investigaciones Oceanográfico e Hidrográfico de la Armada Nacional (CIOH) en el programa de investigación titulado "Monitoreo de las Condiciones Oceanográficas del Pacífico Colombiano" como apoyo al programa ERFEN componente oceanográfico fase III.

AREA DE ESTUDIO

Las muestras superficiales de fitoplancton, se obtendrán en cuatro (4) zonas del Pacífico colombiano como se indica en el presente informe; así (Figura N° 1)

Zona Norte: Compreendida entre la Latitud 05° 00 y 06° 30 N y Longitud 77° 40 a 79° 30 W, con las siguientes estaciones: 17, 25, 10, 34, 20.

Zona Central: Conformada por el perfil perpendicular a la costa entre Buenaventura-Isla Malpelo, limitado por la Latitud 04° N entre los 78° y 81° 30 W, con las siguientes estaciones: 14, 22, 37, 53, 69.

Zona Oceánica: Compreendida por el perfil vertical entre los 04° y 02° Latitud N y el meridiano de los 82° W con las estaciones: 77, 78, 79, 80, 81.

Zona Sur: Compreendida por el perfil perpendicular a Tumaco desde los 82° W y Latitud 02° N, con las siguientes estaciones: 81, 73, 65, 57, 49, 41, 33.

MATERIALES Y METODOS

Las muestras han sido colectadas a bordo de los dos buques oceanográficos de la Armada Nacional, el ARC "Malpelo" y el ARC "Providencia", en las dos épocas características del Pacífico colombiano (marzo-abril y setiembre-octubre).

Para la toma de las muestras superficiales se utilizará una red cónica simple (ojo de malla de 60 micras) siguiendo la recomendación N° 2 del Plan de Observaciones Biológicas, del programa ERFEN donde se fijó la metodología para este tipo de estudio. El muestreo se efectuará en forma circular a una velocidad de 2 nudos, durante un tiempo aproximado de 10 minutos.

Posteriormente, las muestras se vaciarán en probetas de 1 litro, dejándose decantar el volumen de sedimento y posteriormente pasándolas a frascos de vidrios de 130 ml., preservándose en una solución de formol-lugol al 5% (Balech, 1977), cerrándolos con sus respectivas tapas y rotulándolos con los respectivos datos de estación.

En cada estación simultáneamente, se obtendrán datos de salinidad (p.p.m.), temperatura (grados centígrados) y oxígeno (mg/lt). En el caso de la temperatura y la salinidad tanto superficial como profunda, se tomarán con un perfilador de Conductividad

-Temperatura CTD así como con un Equipo Hewlett Packard 85B Bathy Systems Modelo SA-810 XBT Controller.

RESULTADOS Y DISCUSION

Componente Oceanográfico:

- Temperatura Superficial del Mar (TSM):

Para septiembre/1991, el comportamiento de la TSM se consideró normal, resaltándose la existencia de una lengua de agua fría proveniente del sur, como se observa en la Figura N°2; esta lengua de agua alcanza los 3°N y longitudinalmente se desplaza hasta 81°W, ésto sobre el paralelo 2°N.

En octubre/1991, la TSM en el centro del área estudiada se conservó constante. Al norte de la región se observó un calentamiento de las aguas, debido a su característica ecuatorial superficial, registrándose sus valores máximos en la zona costera (28°C), y un núcleo térmico con centro en 78°W y 6°N, lo cual a su vez demarca el límite de aumento de temperatura que va paralelo a la costa (Figura N° 3). Se nota claramente la influencia de los vientos NW, que transportan aguas oceánicas más cálidas acercándolas al centro del área observada.

En la época seca del año 1991 (marzo-abril) se registró un calentamiento en las aguas de superficie con incremento de 1 a 1.5°C; el frente térmico estuvo demarcado por la isoterma 27.5°C que en latitud 2°N alcanzó los 82°W; este calentamiento disminuyó en intensidad durante el crucero de septiembre/1991.

Paralelo a la costa y en dirección norte, el gradiente térmico es negativo hacia las aguas oceánicas, observándose un máximo de temperatura de 29.2°C en 81°W y 4°N (Figura N° 3).

El incremento de la TSM, en abril/1991, estuvo acorde a la información a nivel global del Pacífico Central y Sudeste. Se registró un núcleo de baja temperatura (26.0°C), sobre los 5°N como producto de la surgencia de aguas frías reportadas para esta época del año.

- Salinidad:

En cuanto al comportamiento de este parámetro en superficie se conservaron las características ya conocidas. En la época húmeda (Figura N° 4), la lengua salina proveniente del sur alcanza el SW de la orilla observada con valores de 34o/oo.

Al norte y paralelo a la costa se registran los valores mínimos por los fenómenos ya conocidos como son los aportes fluvial y pluviométrico.

En la época seca (abril/1991) se registró la lengua salina en dirección sur-norte hasta alcanzar los 4°N, con un ancho aproximado de 30 millas y con valor de 34% promedio (Figura N° 4).

Indicadores Biológicos (Fitoplancton):

- Fitoplancton marzo-abril/1991

Diatomeas:

Se encontraron en menor cantidad; representadas en su mayoría por especies planctónicas, las más frecuentes y presentes en casi todas las estaciones o al menos en

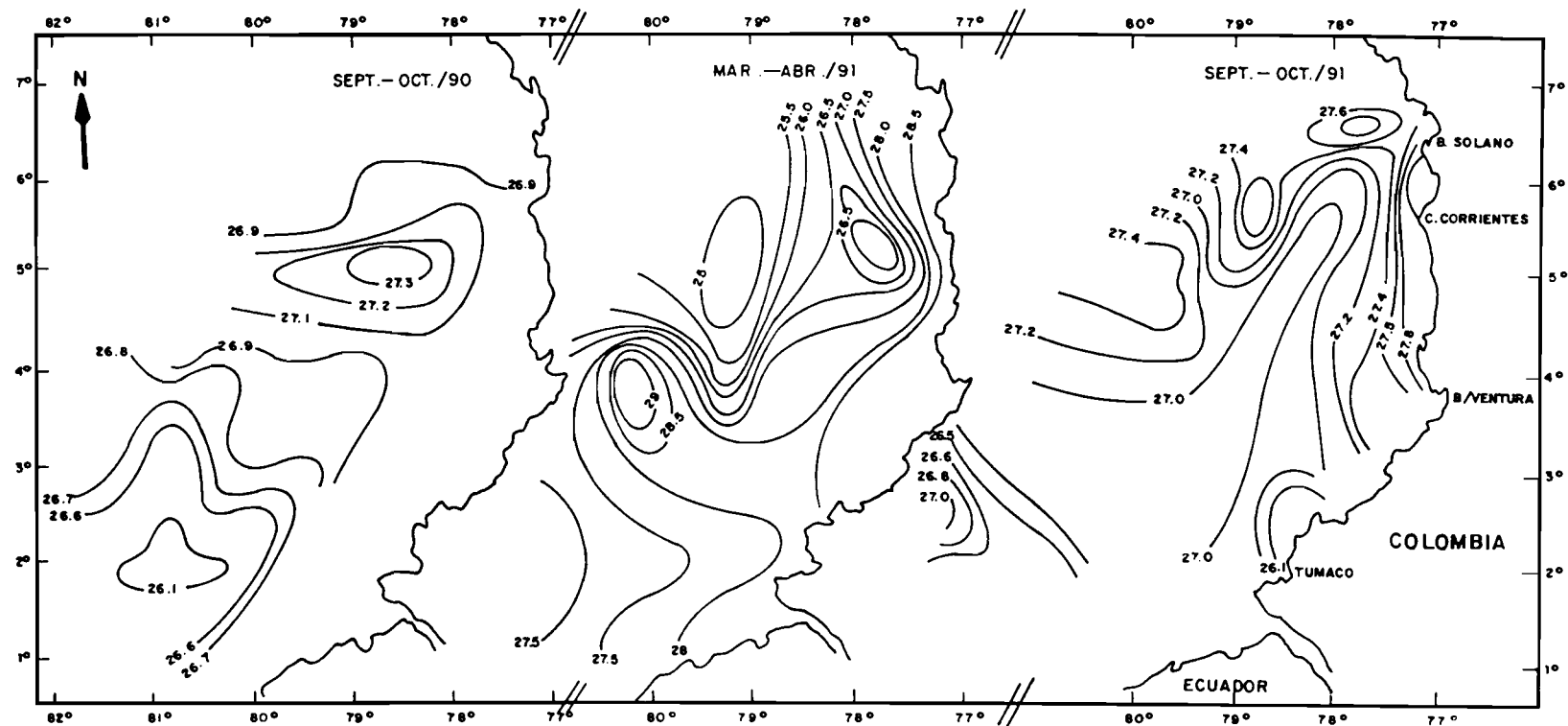


Figura N° 2 TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR DURANTE LOS CRUCEROS ERFEN XV.
 (Sept. Oct./90); XVI (Mar. Abr./91). XVII (Sept. Oct./91).
 (MEJORADO DE CABRERA, 1991). FUENTE: VIZCAINO / CASTILLO.1992.

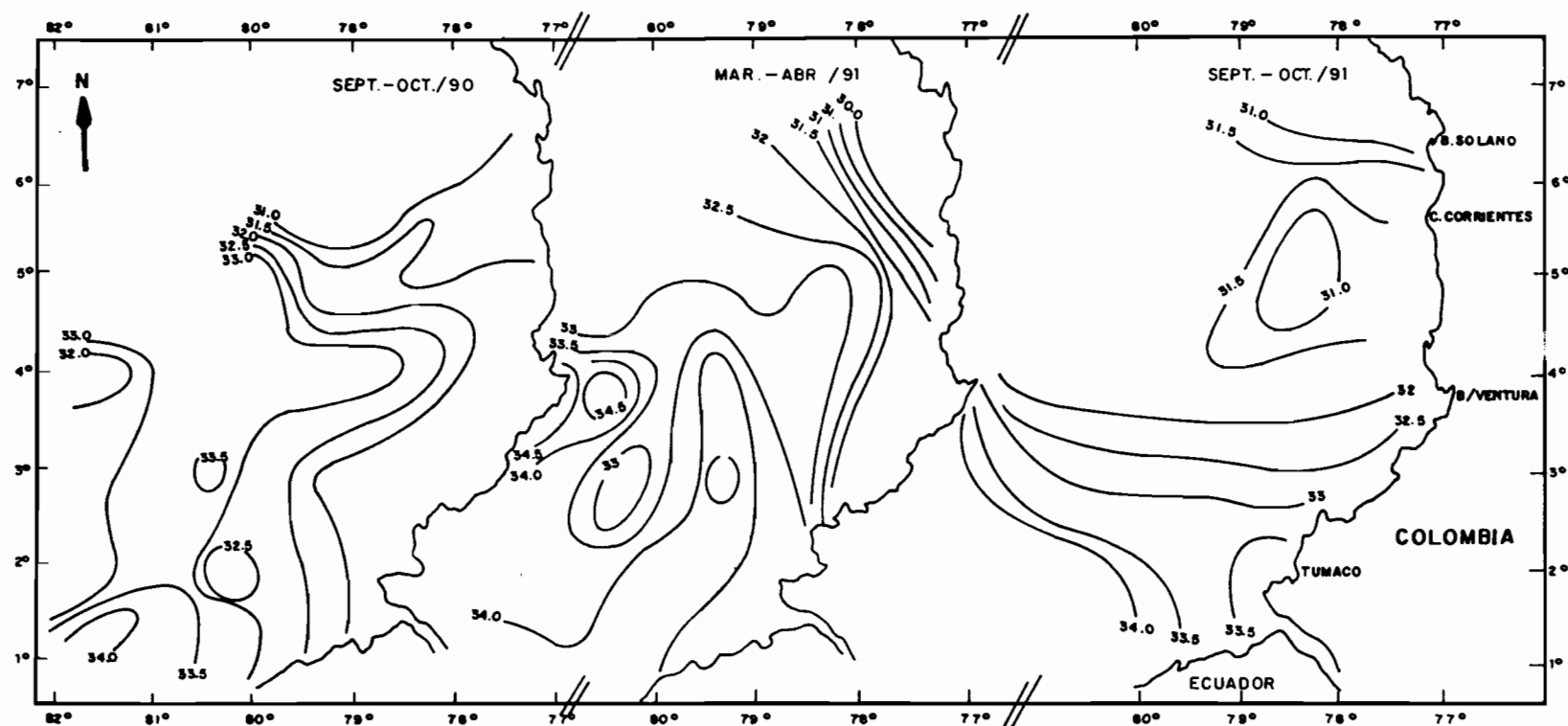


Figura N° 4 SALINIDAD SUPERFICIAL DEL MAR EN EL PACIFICO COLOMBIANO DURANTE LOS CRUCEROS ERFEN XV (Sept. Oct. / 90) , XVI (Mar. / 91) , Y XVII (Sept. Oct. / 91) (MEJORADO DE CABRERA , 1991) . FUENTE : VIZCAINO / CASTILLO 1992 .

el 50% de ellas y con un buen número de ejemplares; son en su orden de mayor a menor frecuencia: *Planktoniella sol*, *Rhizosolenia styliformes*, *Rh. imbricata*, *Coscinodiscus radiatus*, *Coscinodiscus excentricus*, *Rhizosolenia setigera*, *Hemidiscus* sp, *Coscinodiscus coneinnus*, *Guinardia flaccida*, *Thalassiosira pacifica*, *Thalassiothrix framenfelchi*, *Thalassiosira eccentrica*, *Thalassiothrix* sp, *Skeletonema costatum*, *Skeletonema* sp, *Hemiaulus hauckii*, *Actinocyclus octonaria*, *Odontella* sp, *Bacteriastrum hyalinum*, *Gymnodinium* cf *costatum*, *Rhizosolenia calcaravis*, *Ceratulina* sp, *Asterionella glacialis*, *Asterimphalus heptactis*, *Triceratium* sp, *Hemidiscus cuneiformis*, *Chaetoceros cinctus*, *Amphora* sp. Son las especies más frecuentes aunque sólo se presentan en forma continua las especies *Planktoniella sol*, *Rhizosolenia styliformis* y *Coscinodiscus radiatus*, entre otras.

Dinoflagelados:

Comparados con las Diatomeas fueron muy abundantes y casi todos oceánicos.

Las especies más frecuentes, presentes en casi todas las estaciones o al menos en el 50% de ellas y con un buen número de ejemplares son en su orden: *Ceratium tripos*, *C. massiliense*, *C. fusus*, *C. concilians*, *C. furca*. Silicoflagelados, *Dynophysis caudata*, *Dynophysis* sp, *Podolampas palmipes*, *Asterolompra marylandico*, *Cymatocylis subrotundata*, *Undella hyalina*, *Protoperidinium elegans*, *Protoperidinium brochi*, *Protoperidinium divergens*, *Pleurosigma strigosum*, *Pyrocistis fusiformis*, *Pyrocistis robusta*, *Spyroulas* sp; las otras especies son menos frecuentes, raras y algunas excepcionales como el caso de: *Pyrophacus holologicum*, *Pyrophacus* sp, *Protoperidinium* sp, *Protoperidinium globulos*, *Ceratium* sp, *Ceratium massiliense* (formando cadena), *Coxiella intermedia*, *Ceratium furca* var *eugrammun*, *Ceratium falciforme*, *Ceratium macroceros*, *Ceratium contortum*, *Estyliformis* var *oceanica*, *Dicmosphoro* sp, *Ceratium extensum*, *Cymatocylis conualloria* (Figuras 5 y 6).

- Fitoplancton setiembre - octubre/1991:

En las muestras recolectadas en septiembre-octubre/91 se encontraron especies pertenecientes a 66 géneros entre diatomeas y dinoflagelados, siendo el grupo de las diatomeas el más representativo del componente fitoplanctónico analizado. Igualmente se encontraron 8 especies de tintínidos pertenecientes a 3 géneros.

Diatomeas:

Las especies más frecuentes, presentes en casi todas las estaciones o al menos en el 50% de ellas, y con un buen número de ejemplares son en su orden de más a menos frecuentes: *Chaetoceros laciniosus*, *Coscinodiscus kurzii*, *C. radiatus*, *Rhizosolenia alata*, *R. calcaravis*, *R. imbricata*, *R. styliformis*, *Skeletonema costatum*, *Thalassiothrix fravenfildii*, *Clomacodium glomas*, *Leptocylindrus donicus*, *Chaetoceros peruvianus*, *C. laevis*, *Bacteriastrum elegans*.

Las demás especies fueron menos frecuentes y raras y algunas excepcionales como el caso de: *Coscinodiscus perforatum*, *C. pacificus*, *C. concinus*, *Planktoniella sol*, *Rhizosolenia stoltherforthii*, *Rh. delicatula*, *Rh. fragilisima*, *Rh. imbricata* var *shrubsolei*, *Rh. acuminata*, *Chaetoceros taenuis*, *Chaetoceros borealis*, *Ch. lorenzianus*, *Ch. dydymus*, *Ch. affinis*, *Nitzschia* sp., *Biddulphia regia*, *Hemiaulus sinensis* y *Navicula* sp.

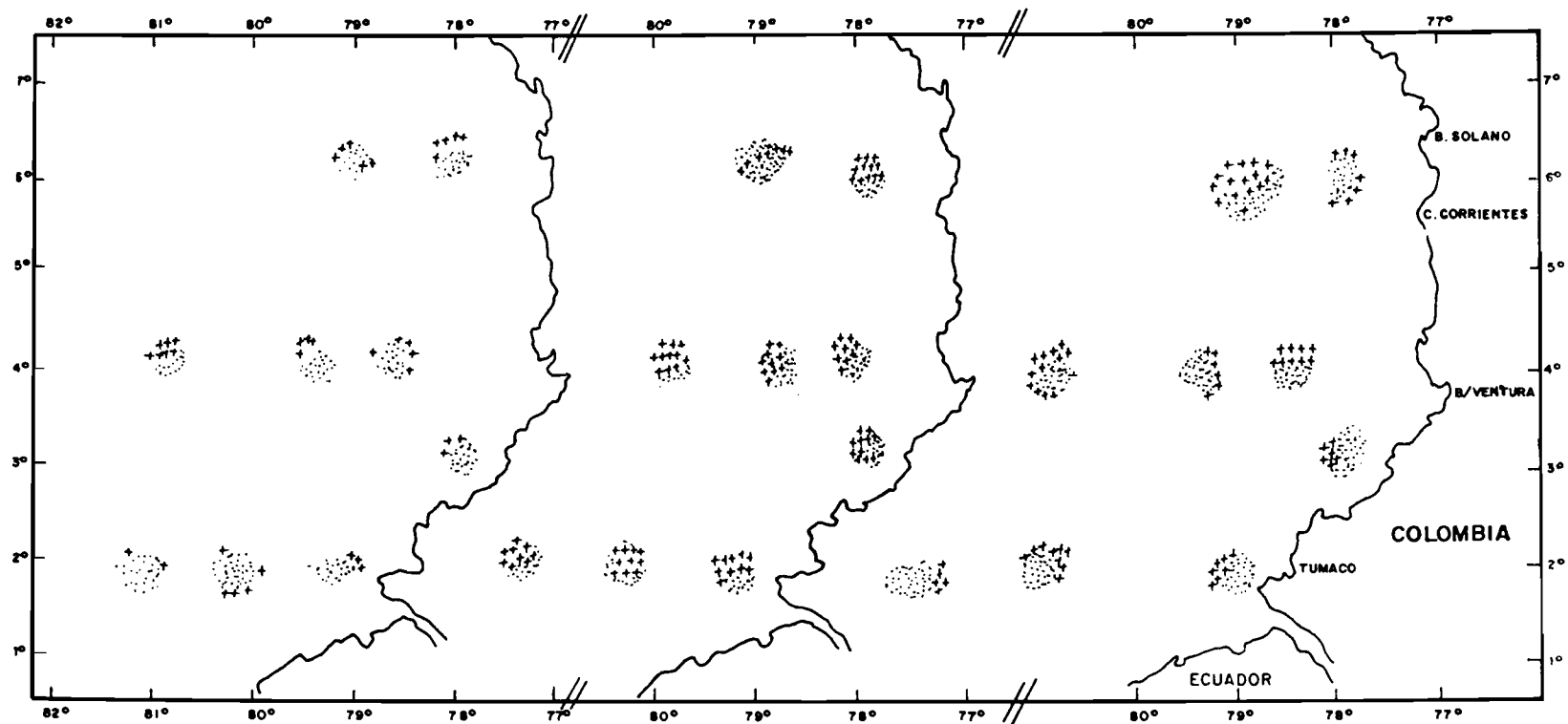


Figura N.º 5 DISTRIBUCION DE LOS DIATONEAS (·) Y DINOFLAGELADOS (+) DURANTE LOS CRUCEROS ERFEN XV (Sept. Oct. /90); XVI (Mar. Abr. /91). Y XVII (Sept. Oct. /91).
FUENTE : VIZCAINO / CASTILLO. 1992 .

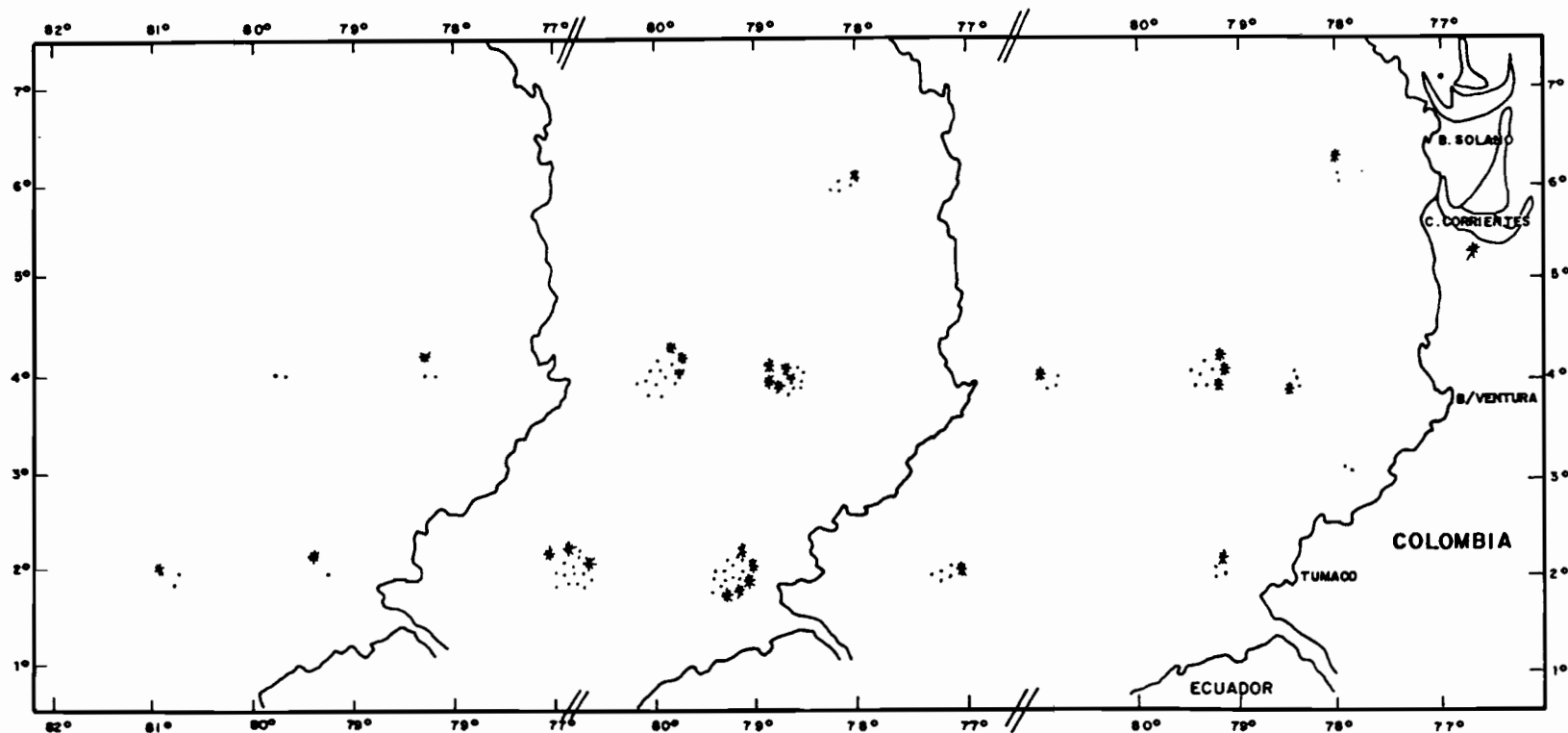


Figura N° 6 DISTRIBUCION DE *Ceratium breve* (·) Y *Ceratium tripos* (*) DURANTE LOS CRUCEROS ERFEN XV. (Sept. Oct. /90); XVI (Mar. Abr. /91) Y XVII (Sept. Oct. /91).
FUENTE : VIZCAINO / CASTILLO. 1992 .

Es importante destacar la abundancia y diversidad de especies de diatomeas en la estación 24 (Isla Gorgona), representadas por: *Chaetoceros tacinosus*, *Ch. lorenzianus*, *Skeletonema costatum*, *Ditylum brightwellii*; las cuales se asocian como indicadoras de aguas de temperaturas de 26.0 grados centígrados y que correspondieron a la zona donde las temperaturas fueron más bajas comparadas con todas las demás regiones muestreadas; lo que puede indicar la posible surgencia que se presenta en dicha área y que puede estar asociada a la aparición de ballenatos, para dicha época en el Pacífico Colombiano.

Dinoflagelados:

Fueron muy escasos, representados en su mayoría por especies oceánicas como: *Ceratium deflexum*, *C. furca* var *furca*, *C. fusus*, *C. massiliense* var *armatum*, *Ornithocercus thumii*, *Podolampas bipes* var *bipes*, *Pyrocystis robusta*, *Salpingella* sp, *Amphyzolenia bidentata*, *Prorocentrum compressum*, *Pr. gracile*, *Pyrophacus teinii*, *Ceratocorris horrida*, *Ceratium breve* var *parallelum*, *C. tripos* var *atlanticum*. Estas especies concuerdan con las temperaturas observadas en la región del Pacífico por ser indicadoras de aguas tropicales y oceánicas para valores de 27 grados centígrados en adelante.

Entre otras especies observadas pero con menor frecuencia se tiene: *Ceratium breve* var *breve*, *Ceratium breve* var *schmidtii*, *C. massiliense* var *massiliense*, *C. setaceum*, *C. vultur* var *japonicum*, *C. macrocerum*, *Protoperidinium grande*, *Oxytoxum challengeroides*, *Pyrocystis fusiformis*, *Py. noctiluca*, *Salpgello minitissima*, *Rhodonella chiliensis*, *Amphysolenia bispinosa*, *Dinophysis* sp. y *Peridiniopsis asimetrica*.

Durante los meses de septiembre-octubre / 91 se registraron temperaturas entre 26.0 y 27.5 grados centígrados en el área del Pacífico colombiano, y de acuerdo con Cabrera y Nafiez 1991, se nota claramente el área de acción de los vientos NW que traen aguas oceánicas más cálidas acercándolas al centro del área estudiada. Esto es confirmado por la presencia de gran variedad de especies fitoplanctónicas del género *Ceratium*, indicando influencias de aguas oceánicas cálidas como fue el caso de las especies: *Ceratium massiliense* var *massiliense*, *Ceratium deflexum*; mientras que las especies de *Ceratium tripos* var *atlanticum*, *Ceratium trichoceros*, *Ceratium vultur* var *japonicum*, *Ceratium breve* var *parallelum* son propias de aguas cálidas y costeras (Balech, 1964 - Mendiola, 1980).

La presencia del 65% de los dinoflagelados observaron los cuernos antapicales recortados y en mal estado, debido posiblemente a que estas especies se encontraron en un medio o cuerpo de agua que no es su habitat normal, aunque el registro de la temperatura no presentó gradientes de más de un grado. (Fig. N°. 8).

El mayor número de diatomeas se presentaron en la estación 24 con 2824 individuos y 39 especies, seguido de las estaciones 33 y 81 con 622.258 individuos y 35.20 especies.

Igualmente, el mayor número de especies e individuos de dinoflagelados se presentó en la estación 24 con 555 individuos y 13 especies seguida de la estación 81 y 37 donde se obtuvo una mayor diversidad y menor abundancia de organismos dinoflagelados.

La estación 1 en el perfil "A" frente a Bahía Solano, presentó especies de diatomeas como: *Guinardia flaccida*, *Rhizosolenia stoltherforthii*, *Ditylum brightwellii* que indican la presencia de una masa de agua influenciada por aportes de aguas costeras, en vista que estas especies son propias de aguas neríticas.

CONCLUSIONES

La observación de los resultados de tres cruceros de monitoreo PACIFICO-ERFEN (septiembre 90 - marzo 91 - octubre 91), efectuados por el Centro de Investigaciones Oceanográficas y su correlación con información a nivel global, permiten presentar las siguientes consideraciones a manera de conclusiones:

Para la época húmeda de 1990, las condiciones de temperatura y salinidad se reportaron normales.

El comportamiento de la TSM, al igual que las variaciones atmosféricas a nivel global (presión atmosférica y cambio de régimen de vientos), indicaron la evolución de un evento ENSO, que tuvo tendencia a disminuir en las observaciones de octubre-91; pudiéndonos encontrar en un proceso de madurez del evento.

Con base en los datos obtenidos sobre indicadores biológicos, para la época de marzo-abril / 91, se presentó el inicio de anomalías térmicas indicando la evolución de un evento cálido, por la presencia de algunas especies características como: *Ceratium trichoceros*, *C. extensum*, *C. breve*, *Omithocercus quadratus*, entre otras.

Las especies *Amphysolenia bidentata*, *Ceratium furca* var *furca*, *Ceratium trichoceros*, tienden a incrementar su abundancia a temperaturas más altas; hecho también registrado por Constain y Delgado en 1985 y Montagut y Castillo en 1989.

Para esta época húmeda en septiembre/91, los dinoflagelados se presentaron con mayor abundancia en aguas oceánicas mientras que en aguas costeras se observaron en menor proporción; indicativo para el fitoplancton de tender a condiciones normales ya que el componente de las diatomeas predomina en la costa y no se ha replegado a la costa como ha sucedido en condiciones "El Niño".

Desde el punto de vista de indicadores biológicos del fenómeno El Niño, la posibilidad de presentarse un evento cálido en los próximos meses es muy posible, al aumentar las especies como *Amphysolenia bidentata*, *Ceratium furca* var *furca*, *Ceratium fusus* var *seta*, *Ceratium tripos* var *atlanticum*, *Ceratium breve* var *breve*, *C. trichoceros*, *Omithocercus cuadratus* y *Ceratocorys horrida*, que para la época del último fenómeno El Niño (Noviembre-diciembre/82) fueron sustancialmente incrementadas y deprimieron a las diatomeas al sector costero.

Bibliografía

- ANDRADE C, 1986. Estudio geostrofico del Pacífico Colombiano durante los Cruceros Pacífico años 1982-1985, tesis de grado. Facultad de Oceanografía Física, Escuela Naval de Cadetes; 87 pp.
- AMERICAN GEOPHYSICAL UNION, 1987, El Niño An AGU Chapman Conference (Reprinted from the Journal of Geophysical Research, Volumen 92, Number C 13, December 15 1987.

- AGUILERA, J., E. CUCALON, A. CEDEÑO, R. ROJAS, R. CALIENES, J. CHAVARRIA, 1983. Condiciones oceánicas durante el segundo semestre de 1987. Boletín Erfen 21: 5-6.
- AVARIA, S. 1975. Estudios de ecología fitoplanctónica en la Bahía de Valparaíso, II fitoplancton 1970-1971 Rev. Biol. Mar. Valparaíso, 15 (2): 131-148.
- BALECH, E. 1944. Contribución al conocimiento del plancton de Lennón y Cabo de Hornos. Boletín 19: 423-446.
- , 1958, Plancton de la campaña Antártica Argentina, 1954-1955, Physis. Vol. XXI (60): 15-108.
- , 1962. Tintinoidea y dinoflagelados del Pacífico según material de las expediciones norpac y donwind del Instituto Scripps de Oceanografía. Rev. Mus. Arq. Cienc. Nat. "B. Rivadavia", Cienc. Zool. Vol. VII (1): 1-253 y XXVI lám.
- CALDERON, E. 1979. Contribución al conocimiento del fitoplancton nerítico de Tumaco y sus alrededores. Tesis Universidad Jorge Tadeo Lozano. Facultad de Biología Marina, Bogotá.
- CASTILLO, F. A. VIDAL. 1982. Fitoplancton del Pacífico Colombiano como indicadores de masas de agua. Fase I. Cen. Inv. Oce. Hidrg., Cartagena.
- CONSTAIN, L. F. y L.F. DELGADO. 1985. Dinoflagelados del Pacífico Colombiano como indicadores del fenómeno El Niño, Crucero P. VIII-ERFEN V, nov-dic. 1982. Tesis de grado UJTL, 44 p, 40. fig., 40 tabl.
- IMARPE, SENAMHI, IDHNM. 1979. Condiciones Bio-oceanográficas y Meteorológicas frente a la Costa Peruana en el otoño de 1979. Vol. Inf. agosto. Est. Reg. Fen. El Niño. Vol. III: 1-10.
- MENDIOLA, F., N. OCHOA y O. GOMEZ. 1980. Dinoflagelados como indicadores biológicos de masas de agua. Fenómeno El Niño 1972. Mem. Sem. Ind. Biol. Planc. UNESCO: 45-73.
- MENDOZA L., 1988. Las Condiciones Oceanográficas del Pacífico Colombiano durante 1987-88, Tesis de grado Facultad Oceanografía Física. Escuela Naval de Cadetes.
- MILLER, F. 1983. El Fenómeno El Niño de 1982-83. Ponencia de Taller sobre el fenómeno El Niño, 1982-83. Guayaquil dic. 12-16 de 1983 (mimeo) 5 p.
- SOURNIA, A. 1967. Le genre *Ceratium* (Peridinium) planctonique dans le Canal de Mozambique. Contribution a une revision mondiale (2 partes) collec. red. int. indian oc. Exp. VI Ser. 39 (2): 417-418.
- VIZCAINO Z. et al 1991. El Plancton superficial durante set-oct. / 90 en el perfil Buenaventura-Isla Malpelo (Colombia) durante el Crucero Henry Von Prah! Erfen XIV. (En prensa Rev. Inv. Marinas Univ. Católica Valparaíso-Chile).
- VIZCAINO Z. & CASTILLO F. 1991. El Plancton Superficial Observado durante oct/90 entre Malpelo y Buenaventura (En prensa Mem. XVI Congreso de C. Biológicas - Barranquilla oct./91).
- VIZCAINO Z. & CASTILLO F. 1991. Temperatura Superficial del Mar y su relación con algunas especies fitoplanctónicas durante marzo/90 en el Pacífico Colombiano (En prensa Mem. XIV Congreso Nacional de Física set/91).
- WOLFF, A., et al. 1985. El Niño: su impacto en la Fauna Marina. Boletín del Instituto del Mar del Perú -IMARPE-. Volumen Extraordinario 218 pp.

PHYTOPLANKTON, EL NIÑO AND THE SEDIMENTARY RECORD

Francisco CHAVEZ

Monterey Bay Aquarium Research Institute
160 Central Avenue
Pacific Grove, CA 93950, USA

In this contribution I present a conceptual model of phytoplankton abundance and community structure in the southeastern tropical Pacific. The primary physical factors affecting phytoplankton community structure are the depth of the water column, distance from shore, the strength of upwelling and/or mixing and horizontal currents. The abundance of the major groups and therefore their spatial distribution is regulated by the depth of the nutricline and the strength of upwelling. Several community types have been identified from observations in the Pacific Ocean from low to high latitudes. The two principal groups are neritic bloom forming diatom communities and oceanic communities composed primarily of small solitary phytoplankton including picophytoplankton, prymnesiophytes, small diatoms and dinoflagellates and also including very rare large diatoms and dinoflagellates. A third community type is characterized by red tide dinoflagellates and organisms like *Mesodinium rubrum* that form dense blooms. Bloom-forming prymnesiophytes (ie. *Emuliana huxleyi*) may possess characteristics of all three groups. The effects of El Niño on the abundance and distribution of these groups and the potential effects on the sedimentary record are discussed.

ARE SOUTHERN SOUTH AMERICAN WINTERS SURFACE CIRCULATIONS NORMAL DURING ENSO EVENTS?

Rosa Hilda COMPAGNUCCI

UBA-CONICET, Ciudad Universitaria. Pab. II, F.C.E. y N..
Dpto. Cs. de la Atmósfera, 1428 Nuñez, Bs. As.. ARGENTINA

Los campos de presión de superficie diarios (1200 TMG) del sur de Sudamérica para los inviernos 1972 a 1983, fueron estudiados usando análisis de componentes principales (CPs) no-rotadas con matrices de entrada del modo-T.

La primer CP cuyo modelo es similar al campo medio de presión de superficie a nivel del mar, explica bajos valores de varianza en los inviernos con IOS positivos. Además, en esos casos, los modelos que muestran frentes fríos y sistemas de baja presión que cruzan el continente explican altas varianzas. Por otra parte, los inviernos con IOS negativos muestran la situación inversa.

INTRODUCTION:

ENSO events are those where both a Southern Oscillation(SO) extreme (Darwin pressure high and Tahiti low) and El Niño (major increase in sea surface temperatures (SSTs) in the Tropical Pacific (occur together. These events are also referred to as "Warm Events" by van Loon and Shea (1985).

Many recent studies characterize the features of ENSO events (v.g.- Rasmusson and Carpenter, 1982; van Loon and Shea, 1985). Spatial teleconnections between the tropical phenomena and middle latitudes were well defined by Horel and Wallace(1981) and the components of ENSO temporal variability were examined by Rasmusson and others(1989) observing a strong biennial component. Therefore, the anomalies in the ocean-atmospheric systems during one year set up the conditions for a transition to the opposite state during the following year (Kiladis and van Loon, 1988).

Rainfall anomalies related to the SO in extratropical South America have been documented (v.g. Caviedes, 1973; Quinn and Neal, 1982; Compagnucci,1989) and a comprehensive overview of the SO functioning as mechanisms responsible for climate variations in the area was provided by Aceituno (1988).

During 1972 to 1983 three ENSO episodes, two large events: 1972 and 1982, and one smaller: 1976, occurred and all of them had different characteristics. Besides in 1979 above normal SSTs happened without an SO swing (Trenberth, 1989)and for the other hand during 1977 SO occurred without abnormally higher SSTs.

This investigation is an attempt to inquire into the general winters circulation behavior in Southern South America with the object of explaining the observed climate anomalies.

Through the daily surface pressure fields we analyzed the twelve winters for 1972 to 1983 period. The results are compared with the Wright (1989) homogenized SO and SSTs indices.

DATA and METODOLOGY:

Surface pressure fields (1200 GMT) for 123 days from May to August-observed in 81 meteorological stations in the South American Cone were used.

Each of the twelve winters (1972 to 1983) were studied by unrotated PCs analysis with a T-mode input matrix, (123 123, correlations between days). Performing PCs analysis we calculated two sets of results, first the component scores and from them we obtained the models of the pressure fields (see Fig.). Each model involved two synoptic possibilities, the patterns with low pressures in the shadow areas and the inverses with high pressures, this is known as the PCs flip-flop. Second, we got the factor loadings from which we specify the variance of the patterns explained for each of the two synoptic possibilities.

More additional information about principal components analysis and their algebraic properties are given by Green (1978).

RESULTS and CONCLUSIONS:

Patterns of the first six PCs are showed in the figure and the shaded areas could be alternatively interpreted as low or high pressure systems given two different synoptic situations. These components account for nearly 90% of the whole variance as can be seen in the table where the explained variance for each of the first components and their possible models with low or inversely high pressures in the shaded areas are displayed. Not all the variances are presented because some of the patterns were impossible to recognize.

There is only one possibility as an actual synoptic situation for pattern A which is low pressures in the shaded zone. Explained variances are insignificant in the inverse case. There is a marked resemblance between this map type and the mean sea level pressure field shown in Taljaard and others (1969). It displays zonal westerlies to the south 40°S and the subtropical anticyclones of the South Pacific and Atlantic Oceans over the coast while a relatively flat field north 40°S is in the continent. Besides, this situation involves wet and warm advections in the NE area of Argentina.

We could think about the surface circulations like a disturbed flow if this pattern explained variance is low and as stable when it is higher. Considering this point of view, the other patterns give the possible perturbations to the mean general circulation since pattern A explains more than 50% of the whole variance.

In the winters 1982, 1977 and 1972, we observed the highest SOI values (Darwin minus Tahiti pressure, Wright, 1989) that mean atmospheric anomalies in the Tropical Pacific zone and in the Walker circulation. These winters are also those which have explained variance less than 58.6% for the first pattern.

On the other hand, winters 1975, 1973 and 1983 have the lowest negative SOI and account for more than 60% of the variance for this model. Winter 1976 does not obey the rule arisen above because the highest value of the explained variance (65.6%) occurs simultaneously with SOI-positive. This can be one of the reasons for the untypical behaviour for this event and the associated anomalies during the winter 1976 because the middle latitude circulation wasn't disturbed in South America.

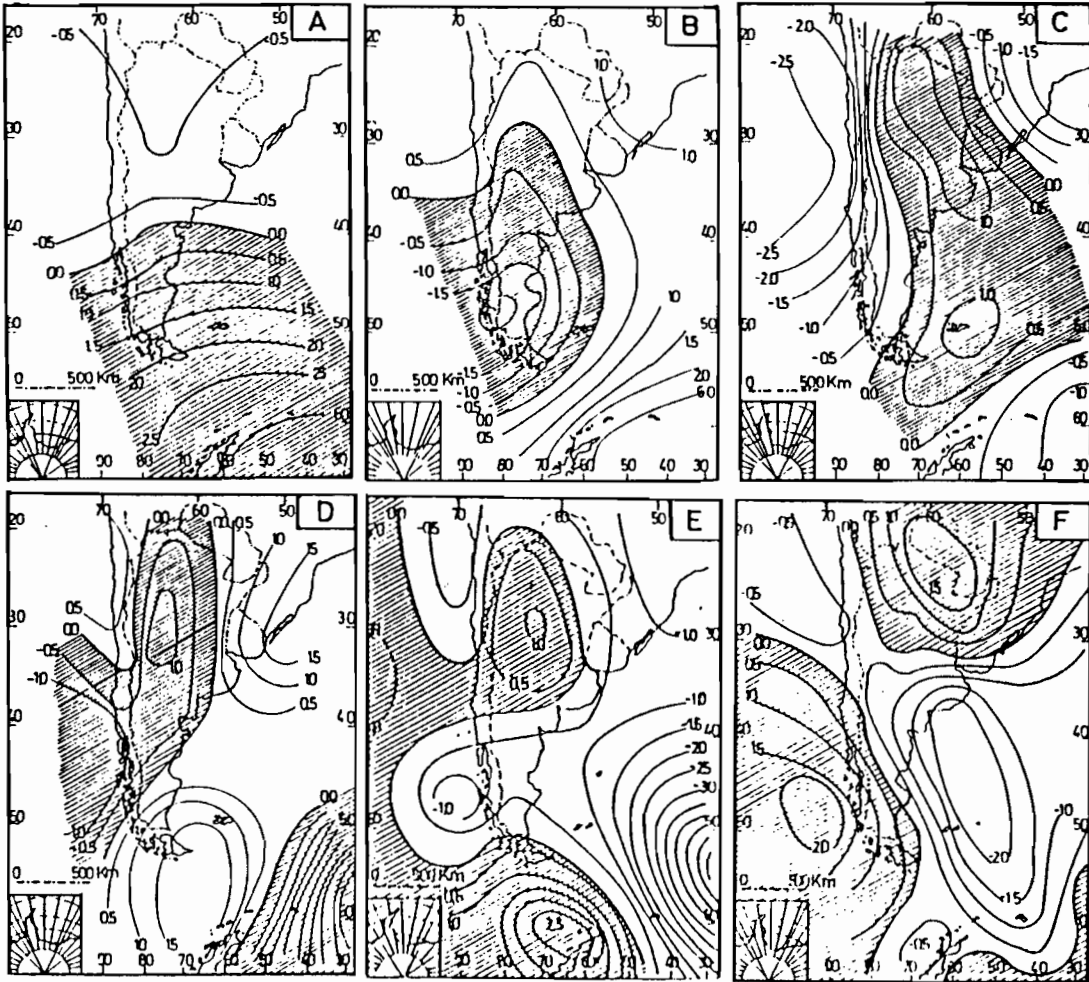


Fig. A to F: The patterns obtained from factor scores by principal component analysis of each winter (May to August) for 1972 to 1983.

WINTERS

YEARS	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983
P mm.	549,2	137,2	405,3	167,9	129,7	343,6	336,9	175,6	293,6	259,2	548,3	294,8
LOW A HIGH	51,60 0,42	60,96 0,54	58,46 0,00	51,03 0,00	65,66 0,22	58,59 0,46	54,39 0,76	61,96 0,09	57,55 0,11	59,45 0,02	52,96 0,03	58,81 0,67
LOW B HIGH	6,32 10,28	4,14 9,24	5,83 8,44	7,18 9,98	4,88 8,07	7,36 7,19	8,88 6,45	5,78 7,35	4,46 7,63	6,46 8,61	7,62 10,73	6,53 9,90
LOW C HIGH	4,60 3,55	3,58 3,06	3,76 3,68	3,35 3,75	2,79 2,42	4,47 1,54	5,51 2,35	2,77 2,65	4,25 3,75	3,87 2,43	4,90 2,30	4,39 2,38
LOW D HIGH	4,01 1,92	3,21 1,51	2,74 2,23	2,70 2,34	2,27 1,98	4,11 1,48	4,89 1,72	4,08 1,83	5,68 1,52	3,51 1,58	5,13 2,94	3,16 1,23
LOW E HIGH	1,70 2,38	1,29 2,10	2,64 1,87	0,91 1,50	1,83 1,20	1,84 1,69	1,20 1,97	1,89 1,75	2,26 1,70	1,66 1,77		1,11 2,21
LOW F HIGH	1,77 1,42	1,09 0,84	1,76 0,81	0,95 1,01		1,52 1,10	1,03 0,83	0,67 1,09	2,12 1,06	1,25 1,14		1,37 0,86
S MAY	122	108	104	93	129	119	73	111	130	112	139	93
S JUNE	130	83	101	101	132	105	78	120	127	128	107	160
S JULY	148	37	122	80	138	131	72	99	118	69	154	142
S AUGUST	159	79	85	66	150	119	73	108	133	103	197	106
D	19	13	-9	-26	14	23	-5	-5	4	11	32	7

Table: Total precipitation (P) for May to August in Santiago of Chile. Explained variance for six first patterns (A to F) (low pressure in the shadow of the fig.) and the inverse (high pressure) during the winters for 1972 to 1983. The --- Wright(1989) index of SSTs for May to August (S May, S June, S July, S August) and SOI (Darwin minus Tahiti) (D) averaged over June to August.

The other outstanding exception is the winter 1977 because, on the other side, it had a perturbed circulation, since pattern A only accounts for 58.6% of the variance, while the SOI is higher than 1976 - but 1977 was colder than 1976 as shown in the table. Total winter precipitation in Santiago of Chile confirms this hypothesis because it is clearly higher in 1977 than in 1976.

Furthermore, SSTs above normal occurred in the winters 1972, 1976, - 1977, 1979, 1982 and 1983 but the precipitation in Santiago showed --- closer relationship for the SOI than the SSTs index. Negative or weak-SOI is a signal of a semipermanent anticyclone in Pacific Ocean with -- Strong intensity, and a smaller frequency of cold fronts north of 40°S in South America.

The following patterns can be analyzed like perturbations of the -- mean circulation. Patterns B, C and D for low pressures in the shaded areas corresponding to cold fronts and low pressure systems crossing - the continent with lower zonal circulation indices which implied advection of vorticity norther 40°S.

In the winters 1978, 1982, 1977 and 1972 these patterns account for the greatest values of the variance while in 1976 and 1973 the smallest-value were explained.

There is clearly a close inverse relationship between the frequency of cold fronts and low pressure systems and the explained variance by the first pattern. These were confirmed computing the number of actual synoptic situations and confronting it with the variance.

In addition, the second and third PCs patterns represent the inverse situations in case that high pressure centers are over the southern part of the continent (pattern B) and in the Argentina northeast - (pattern C) both post frontal situations with advection of cold air -- masses. These situations were more frequent during 1972, 1976 and --- 1982 than in 1973, 1977 and 1983 winters.

The remained significant patterns represent low frequency situations and explain less than 3% of the variance.

Briefly, with high values of SOI generally the surface circulation - in South America middle latitudes is disturbed and frequent cold --- fronts cross the continent norther 40°S and consequently there are --- great values in Santiago of Chile precipitations and vice versa.

REFERENCES:

- Aceituno, P., 1988: On the functioning of the Southern Oscillation in - the South American Sector. Part I: Surface Climate Mon. Wea. Rev., 116, 505-524.
- Caviedes, C., 1973: Secas and El Niño: two simultaneous climatical hazards in South America. Proc. Assoc. Amer. Geogr., 5, 44-49.
- Compagnucci, R.H., 1989: Climatología sinóptica de las precipitaciones en Cuyo. Tesis Doctoral, UBA, FCEYN, Arg. 238p.

- Green, P.E., 1978: Analyzing Multivariate Data.
Dryden Press., Illinois, U.S., 519p..
- Horel J.D. and J.M. Wallace, 1981: Planetary-Scale atmospheric Phenomena associated with the Southern Oscillation.
Mon. Wea. Rev., 109, 813-829.
- Kiladis, G.N. and H. van Loon, 1988: The Southern Oscillation. Part - VII: Meteorological anomalies over the Indian and - Pacific sectors associated with the extremes of the Oscillation.
Mon. Wea. Rev., 116, 120-136.
- Quinn, W.H. and V.T. Neal, 1982: Long-term variations in the Southern - Oscillation, El Niño and the Chilean Subtropical -- rainfall.
Fishing Bull., 81, 363-374.
- Rasmusson, E.M. and T.H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea - surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño.
Mon. Wea. Rev., 110, 354-384.
- Rasmusson, E.M., X. Wang and C.F. Ropelewski, 1989: The Biennial component of ENSO variability.
Proc. of the 21st. Int. Liège Colloquium on Ocean - Hydrodynamics.
- Taljaard, J.J., H. van Loon, H.L. Crutcher and R.L. Jenne, 1969: Climate of the upper air Southern Hemisphere.
Env. Data Serv. U.S., Vol.1.
- Trenberth, K., 1989: Toga and atmospheric processes.
Geophys. Mon., 52, IUGG, Vol. 7, 117-125.
- van Loon H. and D.J. Shea, 1985: The southern Oscillation. Part IV: The precursors south of 15°S to extremes of the oscillation.
Mon. Wea. Rev., 113, 2063-2074.
- Wright, P.B., 1989: Homogenized long period Southern Oscillation indices.
Int. J. Clim., 9, 33-54.

SOUTHERN SOUTH AMERICAN ANOMALIES IN RELATION TO SURFACE CIRCULATION PATTERNS DURING 1976-1977 ENSO EVENT

Rosa Hilda COMPAGNUCCI & Maria Alejandra SALLES

UBA-CONICET, Ciudad Universitaria, Pab. II, FCE y N..
Dpto. de Cs. de la Atmósfera, 1428 Nuñez, Bs. As., ARGENTINA

Mediante los valores de presión y temperatura medios y los totales de precipitación mensuales se calcularon las anomalías estacionales para el sur de Sudamérica de los años 1976 y 1977. Los inviernos muestran anomalías de distinto signo año a año mientras que los veranos no presentan diferencias tan marcadas. Los resultados del análisis por componentes principales de los campos diarios de presión de superficie para el mismo período y área de estudio, revelan que el invierno de 1976 fue más persistente que el de 1977, siendo esto confirmado mediante el análisis espectral de las series de tiempo de los factores de carga.

INTRODUCTION:

The name El Niño was originally applied to a warm coastal current which runs southward along the coast of Ecuador around Christmas time (Mears;1943). The term is now taken to be synonymous with more heal extremes as the Central Equatorial Pacific Ocean and along the coast of South America and not the annual warming in the eastern Pacific from which the name was derived (Wyrтки;1979). Strictly speaking, El Niño(EN) only refers to the oceanic phenomenon but it is closely linked to changes in the South Oscillation(SO). It was originally described by Walker(1923) and represents the sea level pressure anomalies in the low pressure belt over Australia and Indonesia which tend to be directly contrary to the pressure anomalies in the South Pacific anticyclone. Thus ENSO events are those in which both a SO extreme (Darwin pressure high and Tahiti low) and EN occur together and are also referred to as "Warm Events" by van Loon and Shea(1985). Although, according to Trenberth and Shea(1987) the SO and EN are not necessarily linked on a one to one basis, since above normal SSTs(sea surface temperature) can occur without a SO swing.

Using the Darwin pressure as index of SO and the SSTs along the Tropical Pacific Ocean, Trenberth(1989) examined the extent to which the phenomenon is phase-locked to the annual cycle and the extent to which the events are similar or differ from one took as another through this life cycle which is considered as the year before(year -1), during(year 0) and after(year +1) the event. He considered 1976 as a smaller ENSO event and we can see in the figures typical behavior in the SSTs life cycle with positive values during 1976 (year 0) and negative for 1977 (year +1). But, it had atypical SO behavior because Darwin pressure anomalies were moderately high during 1976 (year 0) abnormally falling at the minimum of 1976 and 1977 atypically returned to anomalies higher than occurred in 1976. This ENSO event life cycle wasn't linked on a one-to-one basis between EN and SO almost during 1977 where we could have expected negative Darwin pressure anomalies and besides, the sequence shown in 1976

a moderated maximum. Additionally, other investigations showed unusual behavior in the same climatological parameters for instance: Fu and others(1986) obtained SSTs annual cycle in Tropical Pacific Ocean showed different pattern in 1976 than the others two typical behavior for ENSO events; Compagnucci(1989), Central Andes (30°S-40°S) winter precipitations are normally largest during ENSO events and was in 1976 below normal; and Schonher and Nicholson(1989), studied Californian rainfall which was generally wet or normal in the ENSO events and observed reduced precipitation in the 1976 values. Their results suggest that these anomalies were associated with atypical ENSO event.

The present paper displayed winters and summers precipitation, temperature and mean pressure anomalies for 1976 and 1977 and the analysis of surface general circulation through daily surface fields for January 1976 to December 1977 period with the attempt to improve the understand the 1976 ENSO event effects in Southern South American area.

In this way, Bischoff and Fernandez(1987) analyzed middle troposphere and lower stratosphere informations for the 1976 and 1977 winters and 1976/1977 summer. This results proposed more perturbed circulation during 1977 than 1976 in other words higher explained variance due short waves in 1977 than 1976 winter for the same research area taken on this study.

DATA and METODOLOGY:

Monthly mean pressure and temperature in addition to precipitation data for the 1976-1977 period and the 1930-60 using as reference period for obtained the anomalies were extracted from the Wold Weather Records. Daily surface pressure fields(1200 TMG) observed in 81 meteorological stations in South American Cone were used.

The annual periods January-December 1976 and 1977 and each winter (June, July and August) and summer (January, February and March) were studied by unrotated principal component (PCs) analysis with a T-mode input matrix. Performing PCs analysis we calculated two sets of results, first component scores and from them we obtained the models of the pressure fields. Each model involved two synoptic possibilities, the patterns with low pressure in the shaded areas (SA) and the inverse with high pressure, this is know as the PCs flip-flop. Second, we got the factor loadings from which we specify the variance of the patterns explained for each of two synoptic possibilities.

More additional information about PCs analysis and their algebraic properties is given by Green(1978).

Besides, using the factor loadings time series the espectral analysis by Tukey with Parzen window (Jenkins and Watts,1968) were obtained in order to study the circulation behavior.

RESULTS and CONCLUSIONS:

Winter anomalies fields are displayed in Fig.(1) and the shaded areas corresponds to positive desviations of values for the 1930-60 reference periods. Briefly, the results shown oposite sign from 1976 to 1977 in other words the area which have negative anomalies during

one winter present positive anomalies in the another being the same for pressure(1), temperature(2) and precipitation(3).

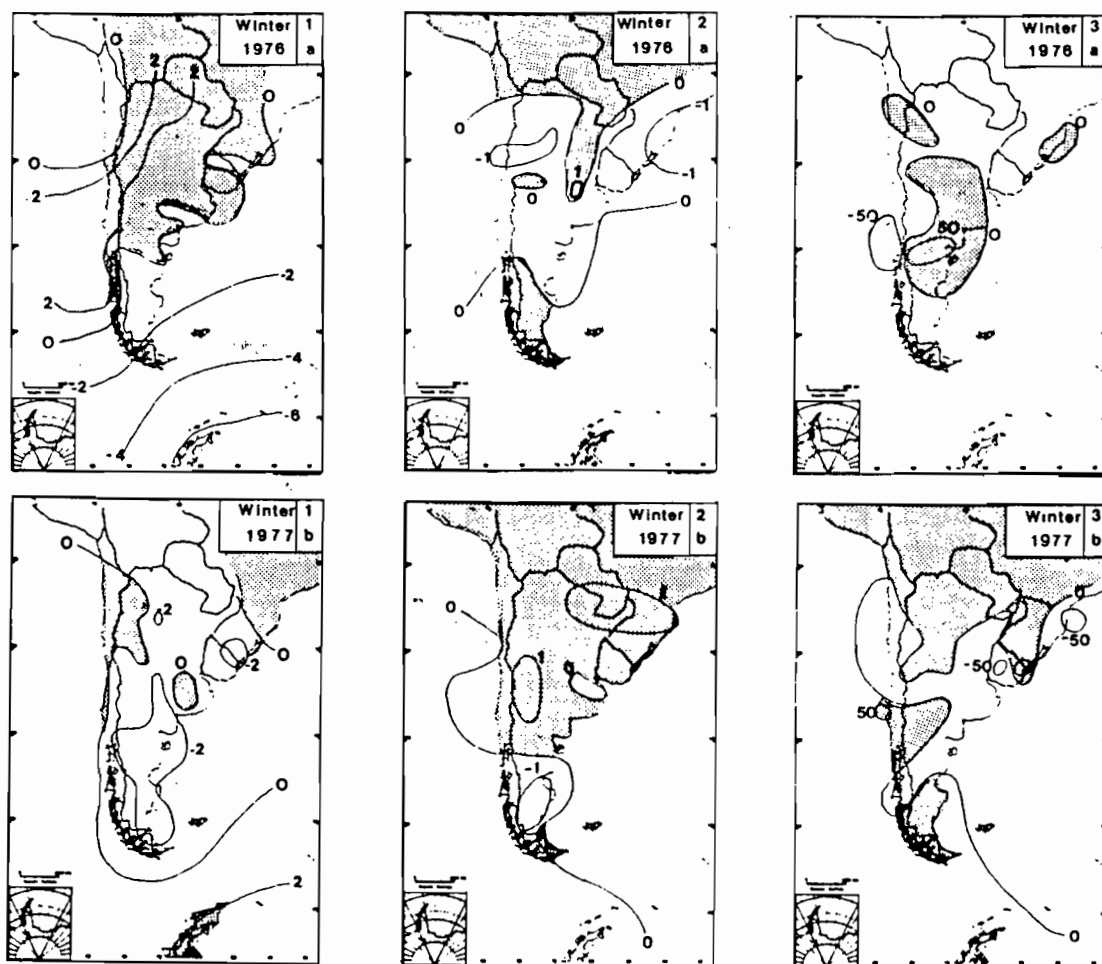


Figure 1: Pressure(1), temperature(2) and precipitation(3) anomalies obtained with 1930-1960 as reference period for the 1976(a) and 1977(b) winters (June, July and August).

In other hand, summer anomalies presents similar structures for the both years in all cases analyzed. The more important difference occur in the temperature negative over the continent which are 1°C less in 1976 than 1977. Furthermore, both summers have pressure anomalies positive in almost all the continent. Precipitation, were generally over normal values with exception of Argentine Northeast and Chile Central area during 1977 in almost all Chile and West and Central area of Argentina in 1976 summer.

First four patterns are given by the factor scores are displayed in the Fig.(2). The first only is possible in the case with zonal westerlies extends south to 40°S as indicate the explained variance (table) that are insignificant in the other case. This pattern has a marked resemblance with the mean sea level pressure fields. Furthermore, Norther to 40°S shows the subtropical anticyclones of South Pacific and Atlantic Oceans explaining more than 50% of the variance.

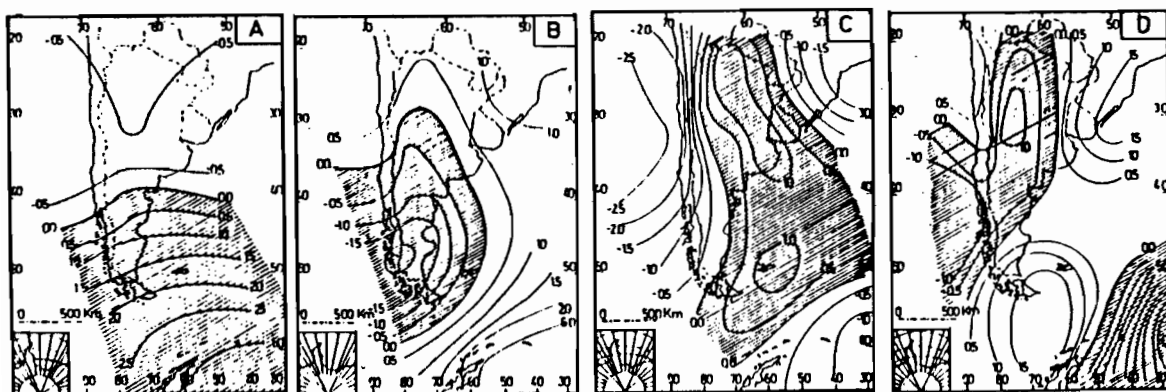


Figure 2: The patterns obtained from factor scores by principal component analysis of each summer (January to March) and winter (June to August) for 1976 and 1977.

The patterns B, C and D are taken as the principal perturbations to the mean circulation pattern, With low pressure in SA represent cold front and low systems crossing the continent and opposite case with high pressure are associated with anticyclone post frontal synoptic situations and consequently cold air advection.

Confronting the computing numbers of actual synoptic situations and the explained variance for each pattern the relationship was confirmed.

SUMMER 1976					SUMMER 1977				
	CPs.	%Acum	%High	%Low		%Acum	%High	%Low	
A	1	57.5	0.04	57.4	1	64.1	0.04	64.1	
B	2	72.6	10.7	4.4	2	76.4	7.9	4.4	
C	3	81.4	4.4	4.4	3	82.5	2.2	3.8	
D	5	85.2	1.8	2.1	4	87.1	2.2	2.4	

WINTER 1976					WINTER 1977				
	CPs.	%Acum	%High	%Low		%Acum	%High	%Low	
A	1	64.7	0.29	64.4	1	54.1	0.49	53.6	
B	2	78.9	9.3	4.9	2	69.7	7.6	8.0	
C	3	84.7	2.4	3.3	3	77.5	1.6	6.1	
D	4	88.9	1.8	2.4	4	84.2	1.9	4.7	

Table: Accumulated variance and explained variance for four first patterns (A to D) (low pressure in the shaded of the fig.2) and the inverse (high pressure) during the summers and winters of 1976 and 1977.

Pattern A explained more variance during the winter 1976 than in 1977 suggesting more persistent circulation during 1976 and more frequently perturbed in 1977 winter. More over, the patterns B, C and D with low pressure in SA account for roughly 10% of the variance in 1976 and during 1977 more or less the double value (17%) are explained confirmed more frequently perturbed in the surface circulation during the winter. Comparing the summers, the 1°C warmer temperature in 1977 than 1976 (see Fig.2-a-b) could have been explained by

the more variance account for the first patterns in 1977 than in 1976 because these synoptic situation is associated with wet and warm air advection in the South Atlantic anticyclone influence zone. In addition, it enhances the possibilities of air mass storms and increases the rainfall over the zone. Besides, the above indicated, less temperature during 1976 summer, is in according with the more explained variance for the situations B and C with high pressure in the SA which are 23.9% for 1976 and 18.4% for 1977. This situations are associated with cold post frontal air advection.

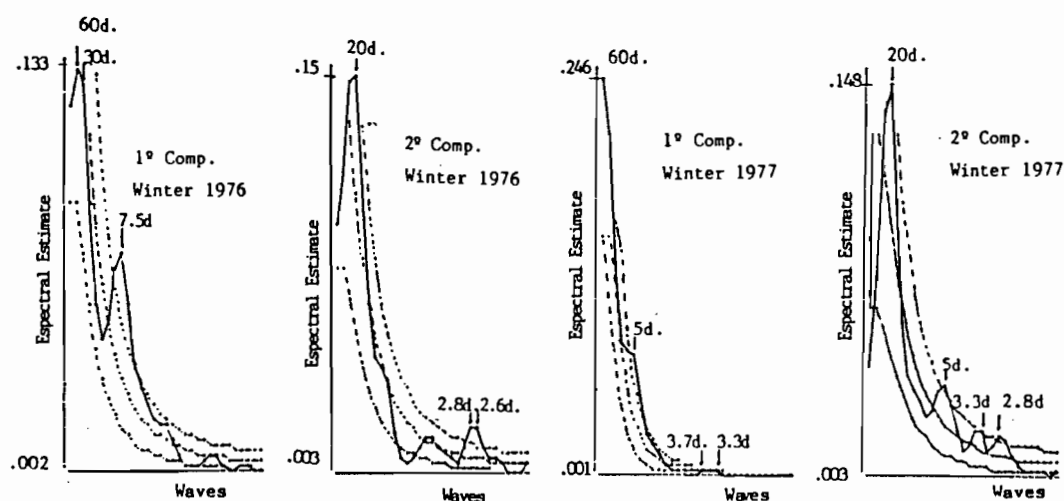


Figure 3: Power spectrum according Tukey with Parzen window and the amplitudes for Markov "red noise" with the 80 percent significance levels for the two first factor loadings time series.

The power spectrum for the factor loadings time series are given by the two principal components from 1976 and 1977 winters (Fig.3). This are shown arrows locate peak near more short wavelength in the 1977 than in the results for 1976 in agreed with the variance account for the first PC. It suggests that during 1976 winter had situations more persistents in almost surface circulations than in 1977. This results are according with those obtained by Bischoff and Fernandez-(1987) from low stratosphere and troposphere data.

REFERENCES:

- Bischoff, S. and A. Fernandez, 1987: Sobre el comportamiento troposférico en áreas argentinas asociado a la ocurrencia del fenómeno Oscilación Sur/El Niño 1976-1977. Anales. II Congreso Interamericano y V Congreso Argentino de Meteorología. 5.4.1-5.4.5.
- Compagnucci, R.H.; 1989: Climatología sinóptica de las precipitaciones en Cuyo. Tesis Doctoral. Dpto de Meteorología. FCEyN. UBA.. Argentina. PP.238.

- Fu,C., H.F.Diaz and J.U.Fletcher; 1986: Characteristics of the response of sea surface temperatures in Central Pacific associated with warm episodes of the Southern Oscillation. Mon. Wea. Rev., 114, 1716-1738.
- Green,P.E. and J.D.Carol;1978: Analyzing multivariate data. The Dryden Press. Illinois, USA. PP.519.
- Jenkins and Watts;1968: Espectral analysis and its applications. San Francisco, USA. Holden-Day. PP.552.
- Mears,E.G.;1943: The ocean current called "The Child". Annual Report Smithsonian Institution. 245-251.
- Schonher,T. and S.E.Nicholson;1989: The relationship between California rainfall and ENSO event. Journal of Climate, 2. 1258-1269.
- Trenberth,K. and D.J.Shea;1987: On the evolution of the Southern Oscillation. Mon. Wea. Rev., 115. 3078-3096.
- Trenberth,K.;1989: Toga and atmospheric process. Geophys. Mon.,52, IUGG. vol17. 117-125.
- van Loon,H and D.J.Shea;1985: The Southern Oscillation. Part.IV: The precursors of 15°S to extremes of the oscillation. Mon.Wea.Rev. 113. 2063-2074.
- Walker,G.T.;1923: Correlation in seasonal variations of weather. VIII Mem.Ind.Meteor.Dept. 24. 75-131.
- Wyrтки,K.;1959: El Niño. La Recherche, 10. 1212-1220.
- World Weather Record 1951-1960 South America, Central America, West Indies, Caribbean and Bermuda, 1966, vol.3. Environmental Science Service Administration, Washington, DC..USA.
- World Weather Record 1971-1980 South America. No Publicado.

PRESENT AND PAST CRYOGENIC CONDITIONS IN SOUTH AMERICA

Arturo E. CORTE

Instituto Argentino de Nivología y Glaciología
C.C. 330, 5500 Mendoza - Argentina

Twenty-five cryogenic processes are analyzed in their active or fossil condition. Present cryogenic forms are observed all along the Andes from 10°NL till 55°SL in Tierra del Fuego.

Past cryogenic phenomena are more widespread in the patagonian plains; more to the north they became restricted to the mountains and Andes region. The permafrost lowest boundary in the Andes, is based on the lower limit of the steep fronts of the active rock glaciers. It runs parallel and below the average limit for the northern hemisphere.

A cryogenic chronology is presented for the Central Andes and Patagonia. Both glaciogenic and cryogenic episodes are considered for the initio glacial or cryogenic at 3,5 MYBP. A cold event at 2,3 MYBP is indicated for the Central Andes. The next cold stage (Las Peñas Glacial Episode) in the Precordillera de Mendoza is relatively dated at 1,2 MYBP; it is equivalent to the Cerro Aspero rock glaciers. The next cold episode at 0,7 MYBP is indicated by the ice wedge casts in the upper terrace in the Rio Diamante in San Rafael and also by ice wedge casts in Tierra del Fuego.

The second terrace ice wedge casts in Rio Diamante, San Rafael, is related to the Angostura Glaciation (120.000 - 700.000 YBP). The third terrace on the Rio Diamante ice wedge casts are correlated to the Puerto Madryn ice wedges at greater than 14.000 YBP or last glacial or equivalent to Vallecitos I - II of the Cordón del Plata.

Recent cold events based on dendrochronological studies are indicating the presence of the "Little Ice - Age" at about 1.600 AD.

Cryogenic events are considered important for paleoenvironmental reconstructions.

The most significative active cryogenic processes are: 1- rock glaciers; 2- debris-slopes; 3- gelifluction. The most significative past forms which are kept in the geological record are: 1- ice wedge casts; 2- fossil rock glaciers; 3- debris slopes and 4- gelifluction.

Rock glaciers and gelifluction are indicating a mean year temperature of 0°C and about 600 mm precipitation. Ice wedges are used as indicators of a mean year temperature of about 4-5°C, and low precipitation.

Debris slopes are a very common sedimentary features in mountain subtropical cryogenic regions. There are various kinds of debris slopes. We can not adscribe a climatic or environmental value to these debris slopes until we understand the formation conditions of the various types: 1- vertically sorted debris; 2- stratified debris; 3- massive debris.

PERUVIAN BEACH RIDGES: ARE THEY A RELIABLE ENSO INDICATOR?

Alan K. CRAIG

Department of Geography
Florida Atlantic University
Boca Raton, Florida, USA

Study of the geomorphological significance of beach ridges found throughout the tropical and sub-tropical world began in 1960's with the pioneer studies of R.J. Russell, R.C. West and other investigators of the Coastal Studies Institute located at Louisiana State University. They concluded that beach ridge sets represent the effects of repeated high-energy events (typically, hurricanes or severe winter storms) during which each ridge is the result of a single storm. They also found that beach ridge set occur around the circum-Caribbean only where nearshore sediment budgets contained an excess of sand. This condition often occurs when submarine delta sediments discharged by large rivers are subsequently distributed by longshore currents into the nearshore bar-and-trough sequence.

Beach ridges have accumulated at several well-known locations in central and northern Peru, but have not been studied in detail by geomorphologists. Archaeologists first became interested in these features because they provide a gross time indicator for the numerous surficial sites they contain—the oldest sites being located on inland ridges and more recent occupations on ridges progressively closer to the present shoreline.

Recently archaeologists have made great progress in the use of mollusks to provide paleoenvironmental reconstructions and isotopic dating of sites. These techniques and their limitations have been well documented and continue to be the subject matter of a vigorous literature. It is also well documented that Peruvian beach ridges contain a variety of shell remains that may yield reasonably reliable isotopic data.

Unfortunately, it seems to me an unjustified assumption has been made that Peruvian beach ridges are created by ENSOS and that the mollusks they contain can be used to date these events. I encourage any effort to identify the relatively long-term ENSO periodicities that are thought to be present and the effects they may have had on prehistoric civilization. However, it is my position that beach ridges are not created by ENSOS and that dating a ridge does not date a paleo-ENSO.

We know some Peruvian beach ridges have crests as much as 4m higher than the adjacent trough, and of course many inland sets are tectonically displaced to even greater elevations above msl. The problem is to identify an ENSO related high energy phenomenon capable of building such a ridge. I hope that the assembled members of this international symposium will address themselves to this problem and consider the alternative explanation contained in this communication.

There is in fact another phenomenon that is of sufficient high energy to account for the formation of beach ridges. On several occasions during the past 25 years I have

encountered sudden increases in coastal wave heights that were not tsunami related nor associated with any local weather disturbance. These *oleajes* are little studied but are generally believed to be the result of distant storm systems in the southeastern Pacific that create strong wave trains. I have observed these swells breaking on the shores of Chile and Peru with amplitudes approaching 4m. At such times rocks of boulder size and weighting far more than any mollusk are thrown inland and accumulate above spring high tide lines. Lighter material accumulates even farther inland becomes incorporated in the newest beach ridge actually in formation.

It is clear that under the circumstances outlined above it is possible for offshore bar and trough sediments, especially those recently deposited as a result of an ENSO event,, to be swept onshore by these waves where conditions for progradation are favorable. But the same set of circumstances can also lead to scour of even older ENSO sediments that would then be mixed with younger material to create a beach ridge containing shell material of diverse age.

Of course, we must remember that the datable organic fossils and sub-fossils now found in beach ridges were never brought down to the sea by ENSO-related flash floods. They were all previously in place before such events, and in fact may well have been thousands of years old before being added to the beach ridge deposits.

For these reasons, I believe it is incorrect to assume each beach ridge can be correlated with an ENSO event and the error is made worse by using mollusks to date either the formation of the ridge, or the supposed ENSO event itself.

If members of the ORSTOM field trip encounter evidence to the contrary, I would be pleased to learn of it and re-think my position on this interesting problem.

CONTROL OF SMALL-SCALE CHANGES OF SEA LEVEL FROM COASTAL DEPOSITS IN SE SPAIN

C. J. DABRIO

Dpto. de Estratigrafía, Facultad de Geología, Universidad Complutense, 28040-Madrid (Spain)

C. ZAZO

Dpto. de Geología, Museo Nal. de Ciencias Naturales, CSIC., J. Gutiérrez Abascal 2, 28006-Madrid

J. L. GOY

Dpto. de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad, 37008-Salamanca (Spain)

T. BARDAJÍ

Dpto. de Geología, Universidad Alcalá de Henares, 28871-Alcalá de Henares (Madrid)

&

D. POLO

Dpto. de Geodinámica, Facultad de Geología, Universidad Complutense, 28040-Madrid

The study of coastal morphology and detailed analysis of the sedimentary features provides useful tools for monitoring small scale changes of sea level, inside larger eustatic cycles, which are usually ignored. The recognition of the several types of cycles in sedimentary sequences can be a useful tool for constructing curves of sea-level changes and calculating uplift/subsidence rates. This can be achieved in many places of the western Mediterranean where tectonic trends during the Pleistocene times can be established (Bardají *et al.*, 1990).

This is the case of the Plio-Pleistocene basins of Cuatro Calas and Cope in Aguilas. Mutual interference of the three factors produced complex offlapping sequences (which are commonly referred to as "sequences of marine and terrestrial levels" or "marine terraces") and compound fan delta complexes. Short-term sea-level changes are deduced from the study of Pleistocene fan-delta deposits in the tectonic depression of Cuatro Calas. These deposits consist of units with large-scale foresets that filled most of this depression and were covered by a tabular topset (more properly called a transition-zone) of offlapping units. As a whole, they generated a Gilbert-type delta morphology with a subaerially-exposed topset and foreset and a bottomset laying under the present Mediterranean sea. This is due to the moderate trend of uplift during the Pleistocene. Average uplift rates calculated for the last 100 Ka range from 0.09 and 0.05 m/Ka (Zazo *et al.*, *in press*). The Gilbert-type delta morphology is actually a summatory of smaller-scale delta units deposited during successive highstands inside a longer, larger highstand phase of sea level, probably one (or more) Interglacial stage.

The recorded pattern of offlapping marine and terrestrial units of the the transition zone (topset) implies repeated oscillations of relative sea level. A common feature of these deposits is their scour-and-fill trend: they fill spaces eroded into previous coastal units and adapt to each other's morphology using the compensation space available. The plunge-step deposits of the lower foreshore facies fairly mark the zero level in tideless beaches. The study of the vertical displacements of the plunge-step deposits indicates that, apparently, there is almost no difference in absolute water-depth involved in these changes. We take this as evidence of the scarcity of vertical accommodation space left for deposition, because the top of the fan-delta prism and the sea level or the base level of rivers were too close to each other. Relative changes of sea level are necessary to explain the seaward stacking of units (offlap) and the repeated incision without further evidence of neat increase of sea level.

Such changes are observed both in the topset and foreset parts of the delta complex. At least five main depositional events are distinguished in the topset (transition zone) but only four are visible in the foreset deposits.

Sea level changes control the sequence stratigraphy of these fan-delta deposits, but the various parts of the delta reacted differently to these changes of sea level (Fig. 1).

In the case of the topset (transition zone) deposits, the highstand (to early lowstand) prograding beach units were partly eroded during the succeeding relative fall of sea level (lowstand), and lowstand-to-early-transgressive deposits covered the resulting valleys. Marine transgressive-to-highstand deposits covered the encased terrestrial deposits. Alluvial deposits filled scoured topographies eroded in older coastal beach deposits well below the sea level that existed during the sedimentation of the beach units.

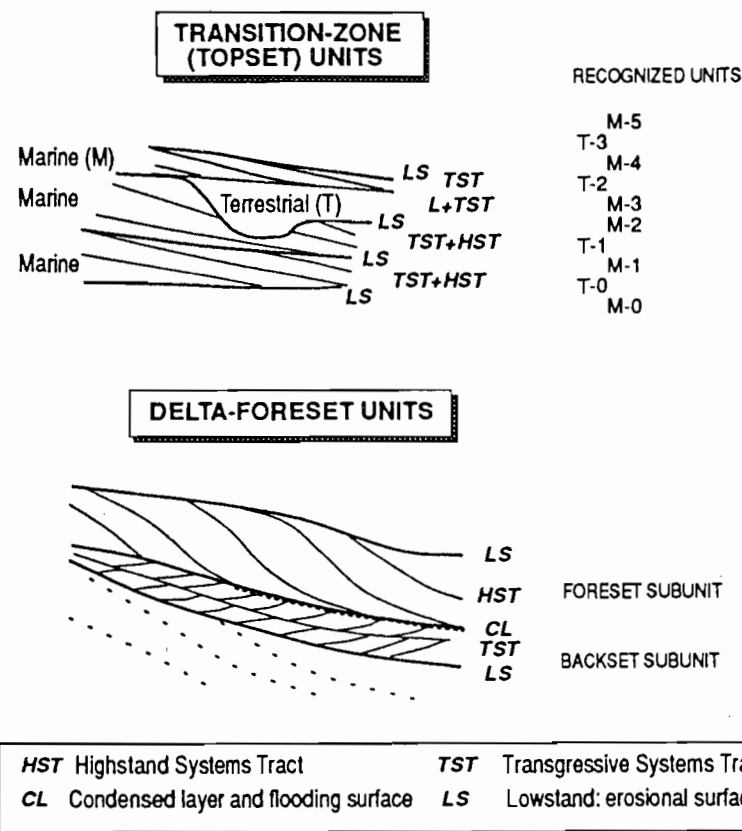
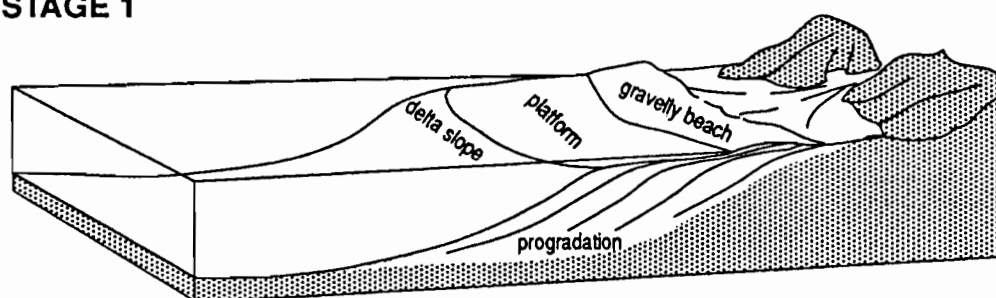


Figure 1.- Response of delta front and slope of a Gilbert-type delta to sea-level changes and resulting sequence stratigraphy of Cuatro Calas.

Sea level fluctuations also control the sequence stratigraphy of the delta-foreset units. Erosional incisions were excavated during lowstands in the foreset deposits. The erosional surfaces are covered by coarse-grained sub-units, with cross-bedding directed up the paleoslope (backsets). These deposits represent transgressive systems tracts followed by a condensation layer (ferruginous gravels) when transgression progressed. The foreset units *s. str.* are the highstand systems tracts of the successive units which downlap the transgressive systems tract. New falls of sea level produced erosional surfaces.

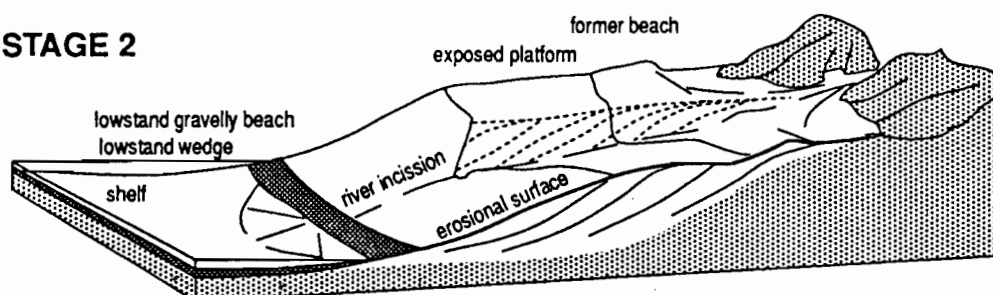
The development of the complex Gilbert-type delta followed a repetitive pattern in response to relative changes of sea level (Fig. 2): progradation occurred in highstands and entrenchment and coastal wedge in lowstand and early transgression. A highstand Gilbert-type delta (Stage 1) prograded when the sea level rose above the delta prism. Falls of sea level induced erosion of part of the delta prism (Stage 2), both by wave action and by entrenchment of fluvial channels. The cannibalized detritus and the fluvial input were carried down to the shelf and accumulated into lowstand (? deltas) wedges.

STAGE 1



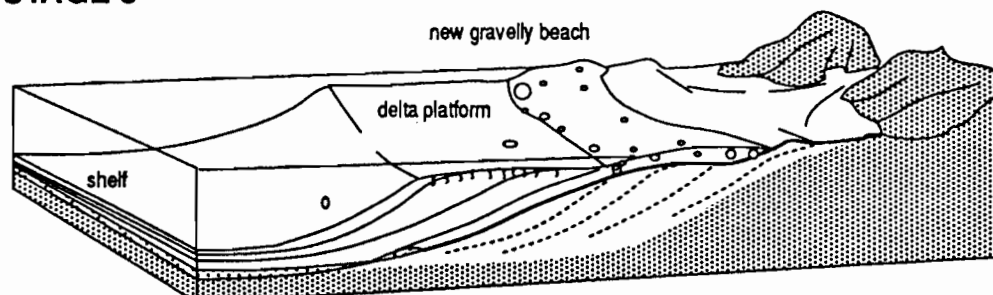
HIGHSTAND DELTA LOBE

STAGE 2



EROSIONAL SURFACE &
LOWSTAND WEDGES

STAGE 3



PROGRADATION OF A NEW
HIGHSTAND DELTA LOBE

Figure 2.- Repetitive pattern of relative sea-level fluctuations and development of complex Gilbert-type deltas in Cuatro Calas.

Later rises of sea level allowed progradation of the partly-destroyed highstand delta (Stage 3). Beaches in the delta front prograded seaward with variable angles because of changes in the shore orientations induced by littoral drift and local constraints. Consequently they may diverge somewhat from the average delta-lobe progradation. This also illustrates that the progradation of complex delta prisms does not imply a continuous stillstand as usually assumed for simple Gilbert-type deltas.

What time-span represents the deposition of the Gilbert-type delta sediments in Cuatro Calas? According to paleomagnetic measurements of *Strombus bubonius*-bearing marine layers (180 to 100 Ka, ZAZO *et al.*, 1989) carried out in the Basin of Cope, some 15 km to the NNE, their deposition occurred in a time comprised between 1.6 and 0.7 m.a. This means that, most probably, they were laid down inside a single Interglacial stage of lower Pleistocene age. A major point in support of this idea is that the studied delta sediments are younger than the late Pliocene yellow calcarenites but they were generated before the tectonic phase that affected the Eastern Betic Cordilleras (where the Cuatro Calas basin is located) in the Western Mediterranean at the beginning of the middle Pleistocene (Goy *et al.*, 1990).

ACKNOWLEDGEMENTS

Financial support from the Spanish DGICYT Projects PB88-0125 and PB89-0049, and IGCP Project 274.

REFERENCES

- BARDAJI, T., DABRIO, C. J., GOY, J. L., SOMOZA, L. & ZAZO, C. (1990). Pleistocene fan deltas in southeastern Iberian Peninsula: sedimentary controls and sea-level changes. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.* 10: 129-151.
- GOY, J. L., ZAZO, C., SOMOZA, L. & DABRIO, C. J. (1990). Evolución paleogeográfica de la Depresión de Elche- Cuenca del Bajo Segura (España) durante el Pleistoceno. *Estudios Geológicos.* 46: 237-244.
- ZAZO, C., GOY, J. L., DABRIO, C. J., BARDAJI, T., SOMOZA, L. y FUMANAL, P. (1989). *El Cuaternario marino-continental. Problemática de las medidas isotópicas. Neotectónica del litoral mediterráneo (Almería-Valencia)*. Field Trip Guidebook, Excursion B-1. 2 Reuniao do Quaternario Iberico. 101 pp.
- ZAZO, C., GOY, J. L., DABRIO, C. J., BARDAJI, T., SOMOZA, L. & SILVA, P. G. (*in litt*). May the Last Interglacial in the Mediterranean deserve as a model for a feasible sea-level rise? *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*

EI NIÑO, LO COMPLEJO DE SU PRONOSTICO Y LO SENCILLO DE MINIMIZAR DAÑOS Y OPTIMIZAR BENEFICIOS, UN EJEMPLO MILENARIO

César DEL CARMEN DE LA TORRE

Dpto. de Oceanografía, Dirección de Hidrografía y Navegación
Gamarra 500 Chucuito Callao - Perú

INTRODUCCION

Por su singular ubicación geográfica relacionada con la banda de Convergencia Intertropical y con el frente ecuatorial marítimo, el Perú constituye el principal escenario de los efectos del calentamiento (por advección de anomalías positivas de la TSM) del océano adyacente, que en unos casos es considerado como fenómeno El Niño y en otros como la estacional corriente de El Niño.

El primer caso involucra una profunda alteración de la atmósfera global y el océano tropical principalmente y en ocasiones como en los años 1982-1983, puede causar desastres en el territorio peruano, mientras que al mismo tiempo también se presentan severas sequías o inundaciones, calentamientos o enfriamientos de la superficie del mar en áreas que comprometen a casi todos los continentes y océanos del planeta (Progress in understanding El Niño, D. Enfield, 1987)

Con el propósito de intentar un pronóstico que pueda ser empleado para enfrentar en condiciones óptimas el advenimiento de un evento intenso o en general para reducir los daños e inclusive aprovechar los beneficios, la comunidad científica viene trabajando muy arduamente desde muchos años atrás sin haber arribado aún a una solución satisfactoria desde el punto de vista de la previsión aplicable a las diferentes actividades de la socioeconomía (con doce meses o más de anticipación).

Es así que se han conformado una serie de grupos de trabajo de alcance nacional, regional y hasta mundial, se han implementado también numerosos programas de investigación también en los tres niveles, y se han desarrollado los más complejos modelos dinámicos, físicos, numéricos, estadísticos, etc, que van desde el modelo simple que simula el comportamiento de la atmósfera como si fuera una sola capa, hasta los modelos de varias capas para la atmósfera y para el oceano y ambos fluidos actuando interactivamente.

En el presente trabajo se pretende mostrar que el estado actual del conocimiento sobre la ocurrencia de eventos tipo El Niño, permite tomar una serie de medidas preventivas y correctivas de manera que la sociedad pueda adaptarse a la dinámica de la naturaleza, implementando cambios en las diferentes actividades que efectivamente reduzcan daños y hagan posible aprovechar los aspectos positivos, en otras palabras el hombre debe recobrar su actitud de convivencia en armonía con la naturaleza tal como lo hicieron nuestros antepasados quienes con sólo observaciones astronómicas y del ambiente que los rodeaba obtenían beneficios más que daños.

MATERIALES Y METODOS

Se considera que en la costa peruana es posible identificar con mayor claridad, que en el resto de la costa pacífica de Sudamérica la presencia de vientos cálidos como El Niño, como es el caso del presente evento cuando desde el mes de Noviembre se notaron anomalías significativas, persistentes y generalizadas. (Boletín de Alerta Climático ERFEN Nov. 1991)

Para el análisis se seleccionaron los datos de las redes de observación meteorológicas y oceanográficas en el litoral, así como datos recolectados durante cruceros de investigación en el mar peruano.

En particular, a nivel local, se empleó información sobre temperatura superficial del agua del mar, temperatura del aire, nivel medio del mar, perfiles verticales de temperatura del agua del mar y vientos en la costa.

Complementariamente se hizo uso de los informes y datos sobre el Pacífico Tropical y la atmósfera global que intercambia la comunidad científica por medio del correo electrónico en tiempo casi real, ya sea entre investigadores, entre instituciones o entre programas de investigación.

RESULTADOS

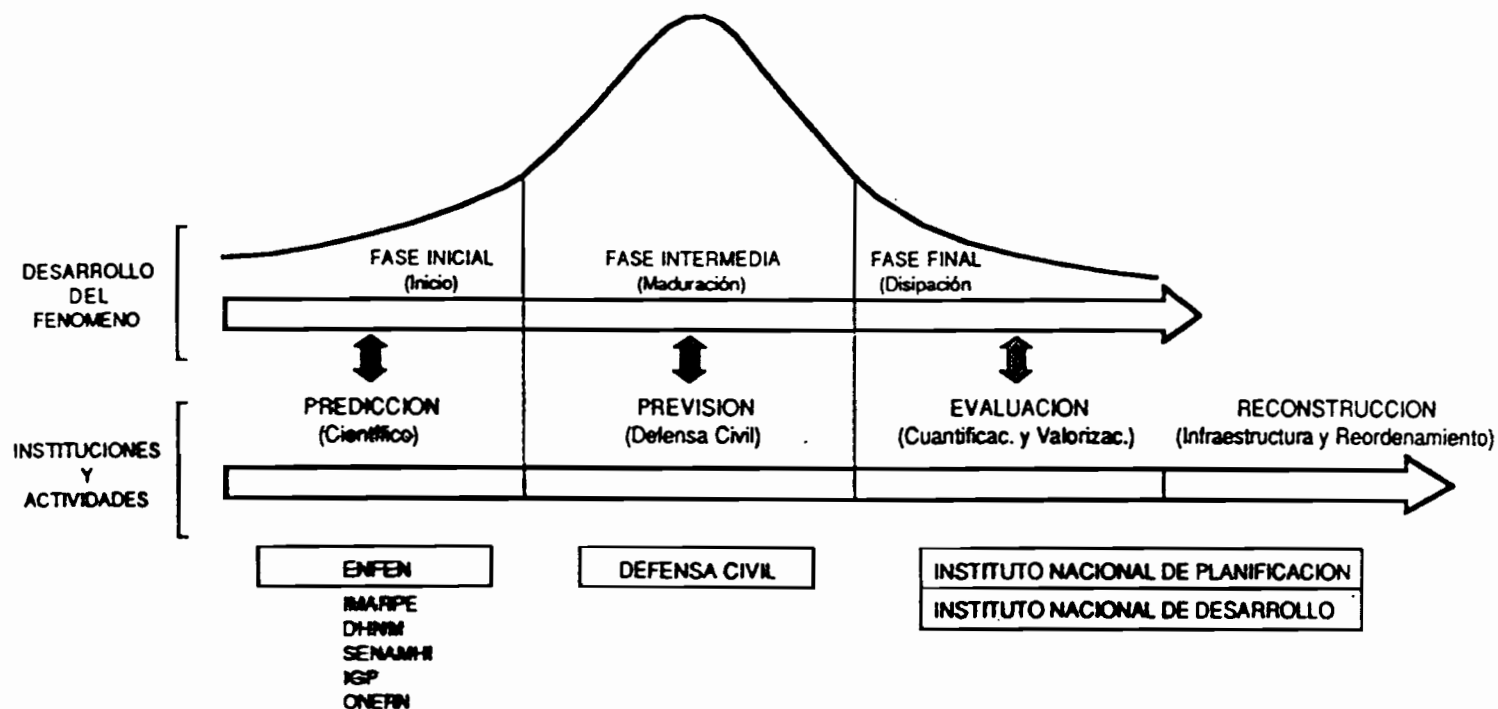
Existe información recopilada sobre ocurrencias de eventos del fenómeno El Niño desde el año 1541 que nos indican claramente que este fenómeno se viene repitiendo desde por lo menos hace cuatro siglos y medio, y no tenemos dudas de que se continuará repitiendo en el futuro, quizá con algunas diferencias de intensidad, recurrencia y características en las diferentes etapas de su desarrollo. (W. Quinn, V. Neal y S. Antunez de Mayolo, preliminary report on el niño occurrences over the past four and a half centuries)

El Perú constituye una de las áreas más críticas en la manifestación del fenómeno en el Pacífico sudeste que produce en el continente entre otros efectos, las lluvias intensas, tormentas eléctricas, vientos huracanados, sequías en el sureste del país (altiplano), etc. Y en el área marítima, marejadas más intensas, incremento de la temperatura superficial, elevación del nivel del mar, invasiones de diversas masas de agua que involucran alteraciones de la salinidad y el contenido de oxígeno en la columna de agua, reducción de la intensidad y amplitud de los afloramientos, etc.

Lo que ocurre en el ámbito marítimo también se muestra como alteraciones de diferentes características en el ecosistema marino, principalmente de la cadena biológica y sus procesos, disminución en la producción primaria y más objetivamente, los efectos negativos en los recursos pesqueros, principalmente los pelágicos tales como la anchoveta, sardina, jurel y caballa; sin embargo también se observan efectos benéficos en los recursos demersales tales como la merluza y fauna acompañante. Otros efectos en los recursos costeros, en algunos casos son efectos negativos principalmente en aves y mamíferos, y en otros casos son efectos positivos por ejemplo en langostinos y conchas de abanico.

El Niño 1982-1983, caracterizado como de intensidad extraordinaria se presentó en el Pacífico sureste con efectos catastróficos y dañando seriamente las economías de los

**RELACION DE LAS ACTIVIDADES
DE LAS INSTITUCIONES VINCULADAS AL ESTUDIO, PREVISION, EVALUACION Y RECONSTRUCCION
DE LOS EFECTOS DEL FENOMENO "EL NIÑO" EN EL PERU**



países de la región (Bolivia, Ecuador y Perú) por un valor aproximado de dos mil millones de dólares en el Perú, 640 millones de dólares en Ecuador y 800 millones de dólares en Bolivia (R. Jordan, 1984), que se manifestó en el aparato productivo y en la infraestructura, además de daños sociales. En el Perú los daños incidieron principalmente en sectores económicos y sociales del país, especialmente en el agropecuario, vivienda y viabilidad, incluyendo el sector pesquero por menor disponibilidad de recursos marinos para su extracción y en menor nivel por daños en la infraestructura (M. Flores, incidencia socio-económica del fenómeno El Niño en las pesquerías peruanas 1982-1983, Guayaquil, Ecuador 1986). Durante este evento el incremento de las temperaturas de la superficie del mar determinó la ocurrencia de alteraciones drásticas en los recursos pesqueros pelágicos (recursos ligados a la superficie del mar) por su dependencia directa con el sustrato alterado; habiendo sido el efecto diverso, positivo o negativo en los recursos costeros y mayormente benéficos en los recursos demersales.

Se asume que el mayor daño del fenómeno en las pesquerías fue por la menor disponibilidad de los recursos pesqueros y se produjo en razón de que el calentamiento superficial del mar determinó una profundización de la termoclina hasta 150 a 200 metros de profundidad, respecto de 50 a 60 metros de profundidad en condiciones normales y donde habitualmente desarrollan su ciclo la anchoveta, sardina, jurel y caballa.

La profundización de la termoclina con la consiguiente profundización de los recursos mencionados, determinó que con las artes de pesca tradicionales, Purser, Seiner o Cerco, no hayan sido posible capturarlos (vulnerabilidad negativa) aún cuando las embarcaciones fueron capaces de ubicar los cardúmenes (accesibilidad positiva).

En consideración a que el grueso de la pesquería marina peruana está sustentada en los recursos pesqueros pelágicos (90 al 95 % del total de los desembarques) y habiendo sido este grupo el más afectado por el fenómeno, se puede observar que el principal daño cuantificado y valorizado se dio en este grupo, y ello se refleja claramente en el estimado del daño económico: 94 % con respecto al total del daño en las pesquerías.

Tomando como ejemplo el presente evento de El Niño en progreso, se puede afirmar que la comunidad científica está en capacidad de predecir con cierta confianza, tendencias (cualitativas) hasta con tres meses de anticipación y valores estimados sobre la intensidad (cuantitativas) hasta con un mes de anticipación, lo que permite tomar una serie de acciones tales como:

- Almacenamiento de agua en zonas donde se esperan sequías.
- Almacenamiento de víveres.
- Limpieza de los cauces de los ríos que discurren desde los Andes al mar.
- Limpieza de los canales de regadío.
- Adecuación de los techos de las construcciones.
- Mantenimiento del sistema de alcantarillado.
- Reubicación de las áreas de pastoreo del ganado.
- Reemplazo de cultivos según requieran mayor o menor cantidad de agua.
- Reubicación de la flota pesquera según la migración del recurso.
- Adaptación de los métodos de procesamiento de pescado hacia aquellas especies que van apareciendo conforme se va modificando el medio ambiente marino.
- Adaptación o reemplazo de las artes de pesca según las especies marinas que se van

ANOMALIAS TÍPICAS DURANTE EVENTOS ENO

ANOMALIAS	AÑO (0) CALENTAMIENTO EL NIÑO												AÑO (+1)											
	Set	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago
* Variabilidad de la Oscilación del Sur (Circulación)	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX
* Incremento de la TSM en el Pacífico Ecuatorial (Calentamiento)				XXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXX					XX	XXXX	XXXX	XX						
Incremento de las precipitaciones en el NO y SO de Ecuador (Húmedo)				XXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXX					XX	XXXX	XX							
Cambios en los Ecosistemas marinos costa Oeste de las Américas				XXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XX			
* Incremento de la TSM en el Pacífico Ecuatorial Central (Calentamiento)						XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	
Incremento de la precipitación en el Pacífico Ecuatorial Central (Húmedo)						XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	
Disminución de la precipitación en Melanesia (Seco)						XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	
Disminución de la precipitación en Indonesia Central y Sur (Seco)						XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	
Disminución de la precipitación en Australia Oriental (Seco)								XX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX								
Disminución de la precipitación en la India (Seco)									XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX								
Disminución de la precipitación en México, Centro América y Caribe (Seco)									XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX								
Disminución de la precipitación en Chile (Seco)										XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX								
Disminución de Huracanes en el Atlántico Norte (Menor cantidad)										XX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XX									
Corrimiento hacia el Oeste de huracanes en el Pacífico Norte (Reubicación)											XX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX								
Disminución de la precipitación en el Subtrópico del Pacífico Norte (Seco)												XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	
Disminución de la precipitación en el NE de Sud América (Seco)													XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	
Disminución de la precipitación en el SE de África (Seco)														XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	
Incremento de la precip. en la parte Norte de México y SE de EEUU (húmedo)															XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	
Incremento de la temp. en el NE de los EEUU y parte Sur de Canadá (Calent.)																XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	
Disminución de la Temperatura SE de los EEUU (Enfriamiento)																	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	
Corrimiento hacia el Este de huracanes en el Pacífico Sur																	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX	

* Predictores empíricos de Primer Orden

presentando de acuerdo a como progresa el fenómeno.

- Implementación rápida de industrias relacionadas con especies marinas propias de aguas más cálidas, o más frías según sea el caso.
- Limpieza de las bases y los cauces debajo de los puentes sobre ríos.
- Asegurar las laderas de las montañas donde puede caer más agua que el promedio causando deslizamientos (huaycos).

DISCUSION

Nuestra historia no escrita por los autores, pero si descrita por generaciones posteriores, nos muestra como los antepasados incluso antes de los Incas, eran magníficos agricultores que se valían de la astronomía para planear sus siembras y extraían del mar aquello que las tierras no les daban o tal vez cuando un fenómeno de El Niño no favorecía las cosechas. Los camellones y los surcos no son más que un ejemplo de lo que significa armonizar con el medio, los canales de irrigación que llevaban agua por sobre los cerros, hacia lugares donde la fuente de agua no era continua, o la búsqueda de la napa freática, en lugares desérticos, para hacer agricultura, son experiencias que hemos ido perdiendo conforme pasaba el tiempo en lugar de continuar enriqueciendo nuestro bagaje cultural.

Se sugiere en la bibliografía (registros de las campañas), que la marcha de Francisco Pizarro a través de Piura en su viaje triunfal hacia el Cuzco, fue posible por las costas desérticas sólo porque coincidió con uno de los años de rara abundancia o mejor dicho años con abundante agua y vegetación, se referían con seguridad al evento que ocurrió entre los años 1525 - 1526. (El Niño past and present, D. Enfield, 1988)

La observación de animales para preveer terremotos en la China o de ciertos pájaros y vegetación en las orillas del Titicaca como indicativo del advenimiento de un período seco o lluvioso en el altiplano no son más que una pequeña muestra de lo que tenemos entre manos al lado de los conocimientos y experiencias de nuestros antecesores así como de la tecnología moderna. Todo ello debe emplearse racionalmente en función de nuestras capacidades y limitaciones.

En nuestros días la información y datos recolectados a lo largo de la historia de ocurrencias de eventos del fenómeno El Niño, conforman una fuente de referencia muy rica para su empleo en el monitoreo, análisis y predicción.

Sin embargo también es cierto que existe mucha información sobre los efectos que han causado estos eventos, no sólo en el Perú, sino también en la región y en muchos lugares del planeta.

Países como el Perú no están en capacidad económica de desarrollar grandes esfuerzos de investigación que requieren de grupos humanos altamente calificados y dedicados integralmente al estudio del problema, además de infraestructura adecuada y equipamiento sofisticado que permita diseñar modelos y otras herramientas que hagan posible continuar con la experimentación que nos lleve a un pronóstico socio-económicamente útil.

Actualmente una parte importante del equipamiento y material empleado en el monitoreo del Océano Pacífico Tropical y costas occidentales de América del Sur pro-

vienen de proyectos de alcance mundial como son el programa de investigación del océano tropical y la atmósfera global (TOGA) así como de diferentes proyectos cooperativos tales como el que maneja el grupo mixto COI-OMM-CPPS etc. (TOGA Newsletter Enero-1991) (VII reunión del comité mixto COI- OMM-CPPS)

De acuerdo a las recomendaciones planteadas en el párrafo, resultados relacionados con acciones a tomar en el caso de que exista una estimación de tendencias para los próximos tres meses, es posible concluir que a falta de un pronóstico exacto, existen una serie de acciones que ejecutadas sistemáticamente como parte del plan de desarrollo de la Nación, pueden llevar a la Nación, a una situación muy conveniente de estar preparada para enfrentar, de la mejor manera, los cambios de la naturaleza que permanentemente, aunque de una manera no cíclica, se presentan en nuestro territorio. De no ser así se repetiría la historia de la expedición de la Universidad de Yale-EEUU en el año 1953 cuando se evidenció una invasión de aguas tropicales de magnitud moderada, que no permitió estudiar las especies buscadas para la pesca deportiva (merlin negro y pez espada) que emigraron fuera de la zona. (C. De C. J. Barandiaran, investigaciones oceanográficas en la costa norte del Perú, 1953).

El paso siguiente comprenderá actividades de educación que permitan a la población y a sus autoridades sobre el significado del esfuerzo de la comunidad científica y sobre la capacidad que tenemos a nuestro alcance de preparar nuestro futuro y no que el futuro nos haga reaccionar y darnos cuenta que no estamos preparados para seguir armoniosamente los cambios de la naturaleza.

REFERENCIAS

- El fenómeno El Niño, análisis y predicción, C. Del Carmen 1989 TOGA Newsletter Enero-1991.
VII reunión del Comité Mixto COI-OMM-CPPS.
Incidencia socio-económica del fenómeno el niño en las pesquerías peruanas 1982-1983, M. Flores, Guayaquil, Ecuador (1986).
Los cambios ecológicos y la repercusión económica del fenómeno El Niño en el Pacífico Sudeste, R. Jordan, CPPS, (1984).
Progress in understanding El Niño, D. Enfield, (1987).
Boletín de Alerta Climático ERFEN Nov. (1991).
Preliminary report on El Niño occurrences over the past four and a half centuries, W. Quinn , V. Neal y S. Antúnez de Mayolo, (1986).
Investigaciones oceanográficas en la costa norte del Perú, 1953 Univ. Yale - J. Barandiaran,

THE 1982 ENSO IMPACT ON THE PARANA RIVER: EVIDENCE FROM STABLE ISOTOPES

P. J. DEPETRIS

Dpto. de Química, F. C. E. F. y N., Universidad Nacional de Córdoba, V. Sarsfield 299, 5000 Córdoba,
Argentina.

W. G. MOOK

Netherlands Institute for Sea Research, P. O. Box 59, 1790 AB Den Burg, Texel, The Netherlands.

&

S. KEMPE

Institute for Biogeochemistry and Marine Chemistry, Bundesstr. 55, D-2000 Hamburg 13,
Fed. Rep. of Germany

The 1982 El Niño/Southern Oscillation (ENSO) event was particularly persistent, reached an exceptionally large amplitude, and evolved in an unusual way (Philander, 1990). Among its many consequences, it triggered its usual biogeochemical functioning. In this paper, we report on isotopic data collected in the Paraná within the framework on the SCOPE/UNEP International Carbon Project. The river was sampled between March 1981 and November 1984, thus including the ENSO-induced flood.

The Parana is a long river (ca. 4000 Km), with an annual discharge (ca. 470 Km³) which is commensurate to its large drainage basin (2.6 x 10⁶ km²). The high flow occurs in spring and summer (October-February), caused by heavy tropical rains; winter (June-August) is normally characterized by low flow. Occasionally, the Bermejo and Pilcomayo rivers provide meltwater, while the Paraguay River -draining the Mato Grosso- and the upper Parana -draining the Brazilian tropics- supply the high summer discharge.

Rainfall records from 3 stations located in the tropical upper Parana (Xavantina do Sul, 21° 15'S, 52° 12'W; Porto Velho, 21° 01'S, 52° 11'W; Presidente Prudente (22° 07'S, 51° 23'W) exhibited normal rainfall levels, immediately after the Southern Oscillation index began to the fall sharply in May/June 1982 (Fig. 1). Curiously enough, one of the stations (Xavantina do Sul) supplied in March 1982 (i.e., before the ENSO anomaly) ca. 33% of the total yearly rainfall. Rainfall uniformly increased by the end of 1982 (the rain gauge in Porto Velho -Brazil- recorded a total of 1211 mm between November 1982 and April 1983), thus explaining the exceedingly high discharges measured in the Parana by the end of the 1982 ENSO event. The fluvial system reacted to increased precipitation by supplying a discharge 75% higher than the long-term average, diluting the totals dissolved (TDS) and suspended solids (TSS), drastically altering the dissolved to particulate organic carbon ratio (DOC/POC shifted from 1.7 to 7.8), and increasing ca. 100% the total organic carbon (TOC) export (Depetris & Kempe, 1990).

The isotopic composition of river water is related to that of precipitation, and oxygen and hydrogen isotopes are used to trace sources of water vapor (e.g., Mook, 1985). Stable isotopes were measured in samples collected in the main channel and tributaries of the Parana, during a lengthwise sampling performed over a stretch of 1300 km in July/August

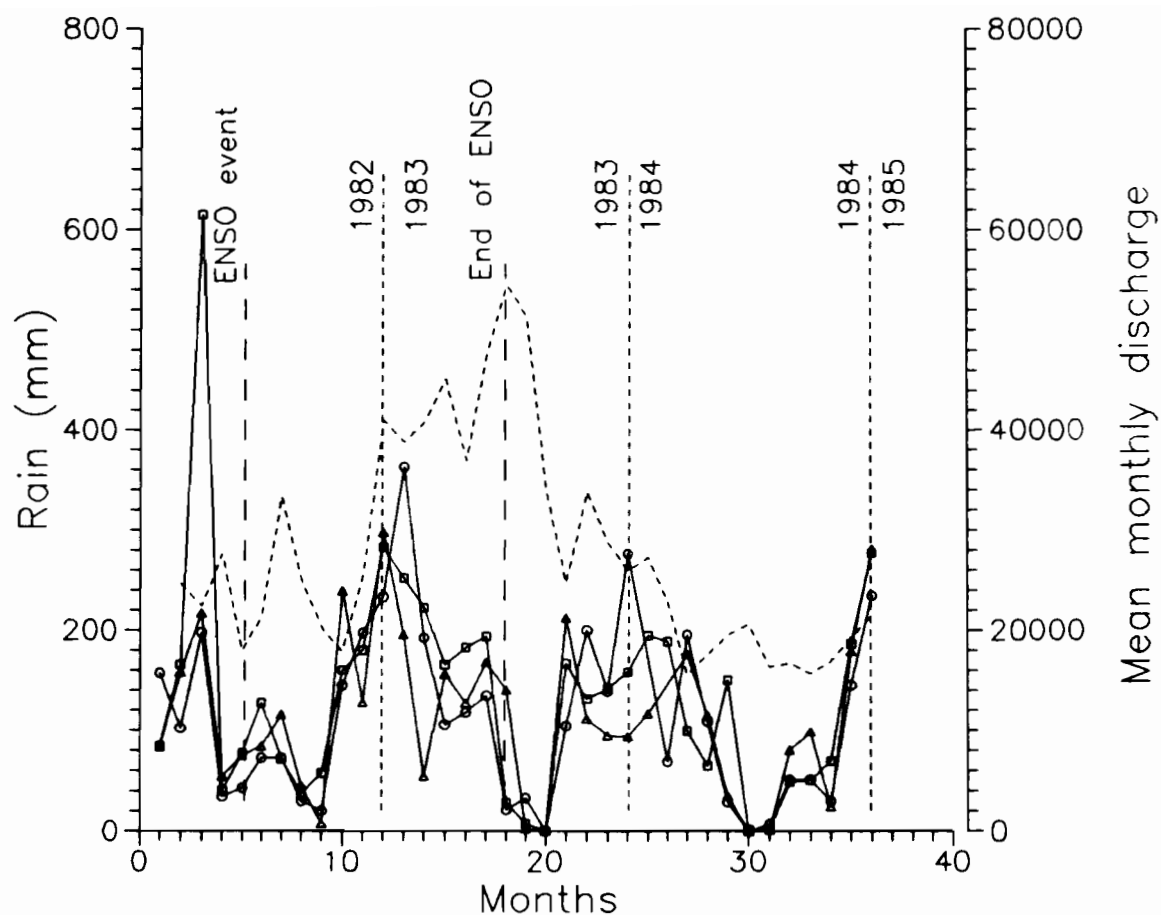


Fig. 1. Variability of rainfall in the upper Brazilian basin of the Paraná: Porto Velho (circles), Presidente Prudente (triangles), Xavantina do Sul (squares), Paraná discharges ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$, broken line) in Corrientes, ca. 1200 km above the mouth.

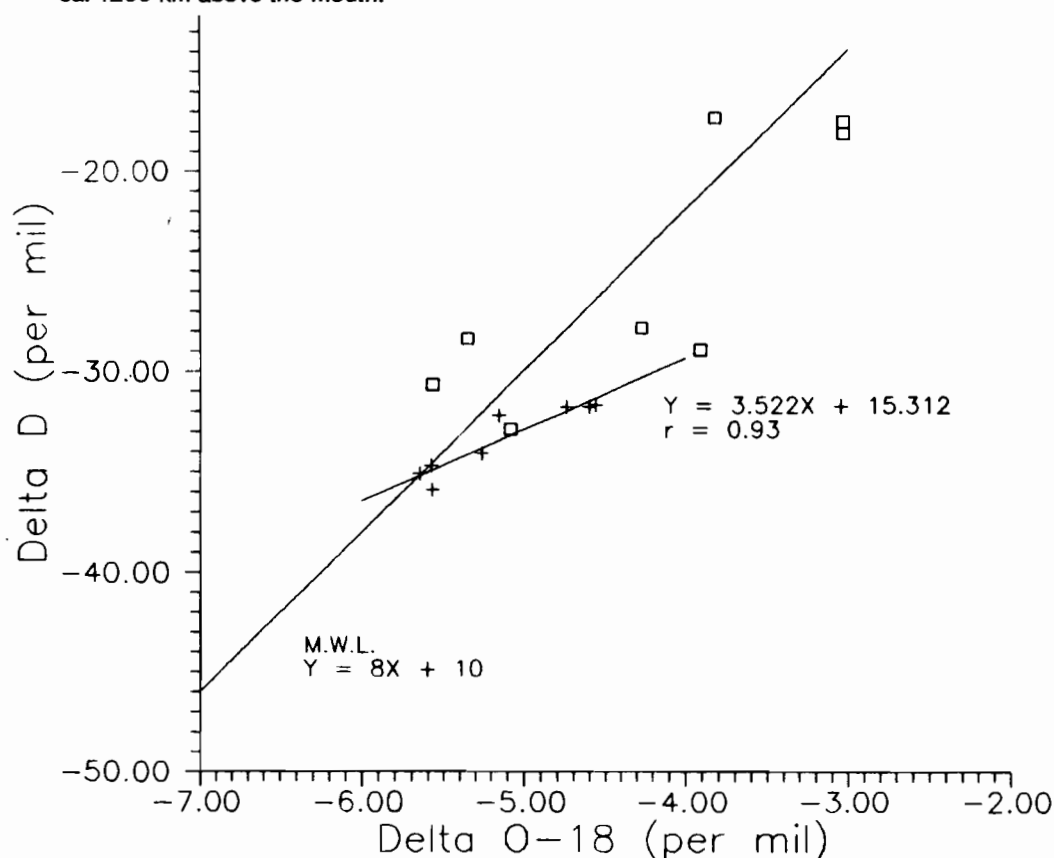


Fig. 2. Relation between δD and $\delta^{18}\text{O}$ in a 1300 km stretch (Pto. Iguazú-Santa Fe) of the Paraná River: values measured in the mainstem (crosses) and in tributaries (squares). M.W.L.= meteoric water line. Correlation is 99.9% significant.

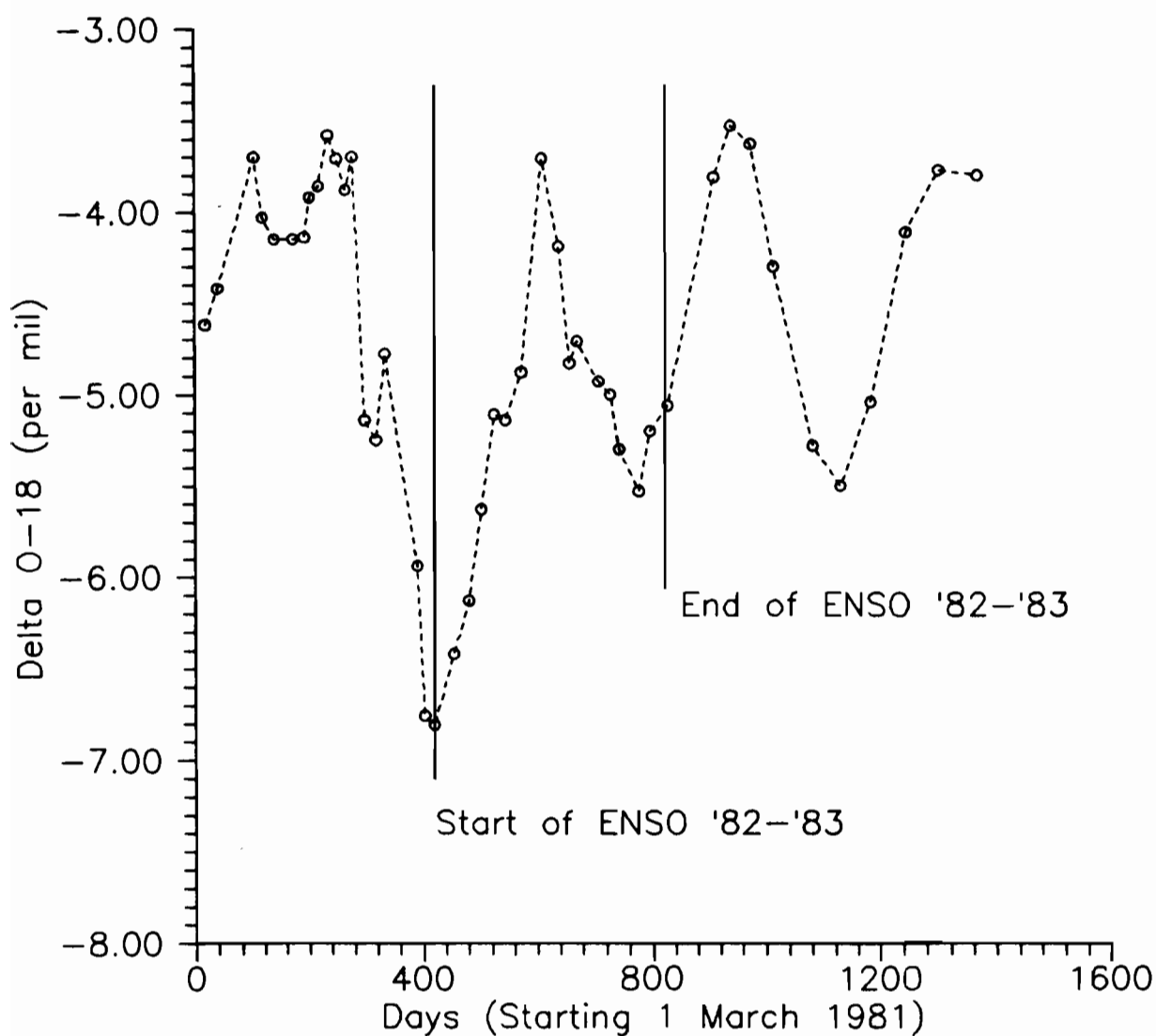


Fig. 3. Variation of $\delta^{18}\text{O}$ in the Paraná River, 600 km above the mouth. The 1982 ENSO start is placed in May 1982. Open circles represent samples.

1985 (Fig. 2). The plotting of $\delta^{18}\text{O}$ and δD shows that mainstream values slightly depart from the meteoric water line (MWL), thus suggesting that some evaporation occurs along the main channel, in the 1300 km reach.

A series of $\delta^{18}\text{O}$ values were collected in the Paraná River, some 600 km above the mouth, starting in March 1981 and ending in November 1984. Fig. 3 shows the variability observed during this period. It is striking the isotopically lighter peak which reaches $\delta^{18}\text{O}$ values of almost -7 and which is coincidental with the initiation of the anomalous 1982 ENSO event. The remaining sequence shows the harmonic seasonal variation, which does not show a correlation with the high discharge values depicted in Fig. 1.

The Rayleigh fractionation processes produce rain progressively lighter in both δD and $\delta^{18}\text{O}$ as it occurs further from the ocean source. Hence, it is likely that the outstanding negative signal of Fig. 3, which coincides with the starting of the ENSO, is in fact indicating a distant source of water vapor. This interpretation is congruent with the evolution of the convergence zone (ITCZ) from May 1982 onwards. This gradual eastward migration across the Pacific continued during most of 1982. Philander (1990, Fig. 1.20, p. 39-40) showed that this was coincidental with an "eastward expansion of warm surface waters and with a collapse of the trade winds as westerly wind anomalies propagated eastward". These anomalous conditions reached South America by the end of 1982, and their peak amplitude in February 1983. Heavy rainfall was then observable in the upper Paraná drainage basin as it was in other parts of the South America (e.g., Ecuador and Peru).

REFERENCES

- Depetris, P. J. & Kempe, S., 1990. The impact of the El Niño 1982 event on the Parana River, its discharge and carbon transport. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* (Global and Planetary Change Section), 89: 239-244.
- Mook, W. G., 1985. The relation between oxygen-18 and deuterium in non-evaporating and evaporating river water. In E. T. Degens et al., Eds., *Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers*, Pt. 3. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderbd.*, 58:179-189.
- Philander, S. G., 1990. *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. Academic Press, Inc., New York, 293 p.

EL FENOMENO "EL NIÑO" Y LOS MOLUSCOS DE LA COSTA PERUANA

Amanda DIAZ

ORSTOM y Museo de la Facultad de Ciencias Biológicas
Sección de Paleobiología, Univ. Ricardo Palma Lima, Perú

&

Luc ORTLIEB

ORSTOM - Facultad de Recursos del Mar
Universidad de Antofagasta, Casilla 170 Antofagasta, Chile

Los moluscos marinos como organismos bentónicos pueden ser considerados como útiles indicadores de ciertas anomalías climáticas y oceanológicas como "El Niño". Sin embargo, es necesario manejar con cuidado algunas interpretaciones de tipo ecológico cuando aún se conoce de manera insuficiente los datos concernientes a ciclos biológicos, distribución y factores ecológicos limitantes de muchas especies de la costa peruana.

En esta contribución se presenta una recopilación bibliográfica en forma de tabla que comprende los efectos generales del fenómeno sobre las especies peruanas y, según éstas, las diversas interpretaciones de la ocurrencia de El Niño en épocas prehistóricas. Se tomó en cuenta puntos de vista ecológicos, arqueológicos, geoquímicos y paleontológicos para evaluar la factibilidad de emplear los moluscos como indicadores confiables de la ocurrencia de un fenómeno El Niño.

EFFECTOS ECOLOGICOS

El asentamiento de las especies es muy variable durante el año y la fijación larval depende de las corrientes marinas y la disponibilidad de sustrato (Robles y Méndez, 1989). Las corrientes marinas juegan un papel determinante en el patrón de dispersión de las larvas y en las condiciones de desarrollo de las mismas (alimentación y temperatura). Además los adultos de especies con hábito filtrador dependen en gran medida de una fuente de alimento renovada (generalmente fitoplancton) que está controlada por parámetros oceanográficos. La disponibilidad del sustrato depende del tipo de sedimento y la competencia por el espacio.

Durante el evento El Niño de 1982-83, el factor relativo a las corrientes marinas fue decisivo en los moluscos de aguas frías de la Provincia Peruana. Primero, el aumento de temperatura, luego la disminución (?) de salinidad y baja concentración de oxígeno disuelto y finalmente la escasa disponibilidad de alimento produjeron la eliminación de bancos de moluscos y su fauna acompañante. El oportunismo de especies euritérmicas locales (*Argopecten purpuratus*; *Thais chocolata*), o el reemplazo por otras comunidades de aguas más cálidas fue evidente (Tarazona *et. al.*, 1988; Aguilar, 1990), verificando que El Niño permite el reclutamiento larval y el desarrollo de especies tropicales (DeVries, 1986). Otro efecto notorio en gasterópodos y pelecípodos, fue la alteración de los períodos veraniegos de disponibilidad de larvas con selección de sustratos hacia los meses más fríos.

Las especies de moluscos más comunes que han sufrido un efecto negativo (nichos vacantes por mortandad/migración a aguas más frías), o positivo (ocupación de nichos vacantes en aguas "tropicalizadas") a raíz de eventos El Niño del pasado reciente ocurridos en el Perú son:

PELECYPODA		GASTEROPODA	
<i>Anadara grandis</i>	-	<i>Calyptrea trochiformis</i>	-
<i>Anadara tuberculosa</i>	-	<i>Concholepas concholepas</i>	-
<i>Argopecten purpuratus</i>	+	<i>Fissurella spp.</i>	-
<i>Aulacomya ater</i>	-	<i>Tegula atra</i>	-
<i>Chione subrugosa</i>	-	<i>Thais chocolata</i>	+
<i>Choromytilus chorus</i>	-		
<i>Mesodesma donacium</i>	-		
<i>Ostrea spp.</i>	-		
<i>Perumytilus purpuratus</i>	-		
<i>Semimytilus algosus</i>	-		
<i>Tagelus dombeii</i>	-		

Entre las especies tropicales (cuya distribución normal está limitada a latitudes menores a los 6°S) que migraron y fueron registradas en aguas de la Provincia Peruana, tan al sur como Bahía Independencia (15°S), se tienen:

PELECYPODA	GASTEROPODA
<i>Argopecten circularis</i>	<i>Cymatium parthenopeum</i>
<i>Atrina maura</i> /sp.	<i>Homalocantha multicristata</i>
<i>Pteria sterna</i>	<i>Malea ringens</i>

INTERPRETACIONES ARQUEOLOGICAS

Las tendencias observadas en la respuesta de ciertas especies de moluscos (primera lista) a las anomalías de tipo El Niño en años recientes, han sido tomadas en cuenta por diversos autores interesados en definir la existencia de este fenómeno en épocas prehistóricas (Tabla 1). Moluscos fósiles hallados en conchales precerámicos y sitios anteriores a 5000 BP del Norte del Perú (Richardson, 1973, 1981;Cárdenas Martin, 1978, 1979), eran más variados que los de períodos más recientes y, a veces, estaban relacionados con ambientes de tipo manglar (*Anadara spp.*) en zonas actualmente carentes de este tipo de ambiente costero: Qda. Chorrillos, Illescas, Chao, Santa. Estas observaciones hicieron pensar que el clima era, en ese entonces, más húmedo que posteriormente pero esta interpretación ha sido cuestionada recientemente (Ortlieb & Macharé, 1989). Según DeVries (1987), estas diferencias entre la fauna fósil y actual podrían indicar condiciones de tipo El Niño que habrían durado un cierto lapso.

En conchales precerámicos de Asia (sur de Lima), por otro lado, la espectacular abundancia de *Argopecten purpuratus* parece estar relacionada con el establecimiento de una laguna costera temporal formada por inundaciones (Engel, 1963; Parsons, 1970) como las ocasionadas por El Niño; esta interpretación es aceptable si se tiene en cuenta el amplio rango de tolerancia ecológica de esta especie. Un caso similar de gran abundancia de *A. purpuratus* ha sido señalado en Otuma (Craig & Psuty, 1971).

Algunos autores (Craig & Shimada, 1986; Rollins *et. al.*, 1990; Sandweiss & Rodríguez, 1991) han asumido que el reemplazo de una especie por otra en un determinado horizonte arqueológico (durante un período corto) podía resultar de los efectos de un evento El Niño en el sitio costero considerado. El ejemplo clásico es el de *Spondylus princeps*, especie panameña que "desplazó" a *Choromytilus chorus*, (especie peruana de aguas frías empleada como recurso alimenticio y religioso). La presencia de *Spondylus* estuvo relacionada con un traslado larval atribuible al fenómeno El Niño (Sandweiss & Rodríguez, 1991); sin embargo, es de notar que esta interpretación no explica satisfactoriamente el gran desarrollo que tuvo la comercialización de conchas de esta especie en tiempos prehistóricos: no hay datos sobre su abundancia en conchales holocénicos ni registro de su presencia en asociaciones de moluscos fósiles del noroeste peruano.

INTERPRETACIONES GEOQUIMICAS Y PALEONTOLOGICAS

La contemporaneidad de una asociación de moluscos de aguas cálidas con otra de aguas frías en la región de Santa demuestra que la hipótesis de Rollins *et. al.* (1986) según la cual el origen de los eventos El Niño podía fijarse cerca de 5000 BP, momento en que se hubiera producido una reorganización de las masas de agua del Pacífico Oriental, debe ser abandonada (DeVries & Wells, 1990; Perrier *et. al.*, 1992a, 1992b). Es posible que la coexistencia de tales asociaciones fósiles esté relacionada con una serie de eventos repetidos de paleo-El Niños que facilitaron el traslado de especies "cálidas" hacia una zona lagunar donde la temperatura era superior a la del mar abierto.

En las asociaciones de moluscos holocenas hasta ahora estudiadas en el Perú, el caso de Santa queda único. En depósitos del Pleistoceno Superior del sur del país se observó una malacofauna eminentemente fría con escasos elementos de aguas más cálidas (*Chione broggi*, *Cerithium* y *Turbo*) (Ortlieb *et. al.*, 1990, Ortlieb & Díaz, 1991). En la medida en que, en este caso también, las larvas de organismos de aguas más cálidas pudiesen haber sido transportadas gracias a condiciones de tipo El Niño, podría considerarse que existía este fenómeno durante el último interglacial. Esta interpretación sería concordante con algunas de las hipótesis de DeVries (1985, 1986) acerca de la aparición del fenómeno en el Pleistoceno.

CONCLUSION

Las observaciones realizadas sobre los efectos de eventos recientes El Niño recientes en los moluscos del Perú (alteración de parámetros físicos óptimos, disponibilidad de alimento, reestructuración de las comunidades, "boom" de determinadas especies, e inmigración de especies tropicales) deben constituir una información complementaria para la interpretación de las ocurrencias del fenómeno en épocas prehistóricas; en este sentido, al trabajar con asociaciones de moluscos fósiles de la costa peruana, se considera indicativo de "condiciones tipo El Niño":

Tabla 1. Sinopsis de los efectos del fenómeno "El Niño" registrados en algunos moluscos del litoral peruano.

ESPECIE	DISTRIBUCION	EFFECTOS	LOCALIDADES
<i>Anadara</i> spp.	Golfo de California a Tumbes (10,12) y Sechura (1).	Mortalidad por disminución de salinidad y concentración de oxígeno disuelto durante EN 82-83 (1,37). Indirectamente pareció tener relación con condiciones ambientales más húmedas/cálidas (manglares) durante el Pleistoceno y el Holoceno (20,21,24).	Tumbes y Ecuador Norte Peruano, Sechura, Qda. Chorrillos
<i>Argopecten circularis</i>	Baja California al sur de Paita (10,1).	Muy abundante en el norte peruano, registrándose su presencia hasta 2000km al sur de Paita durante EN 82-83 (23). Marejadas y corrientes fuertes pueden causar migración/desaparición de los bancos. Durante el Holoceno se le encontró formando parte de asociaciones térmicamente anómalas o "TAMAS" (8) y series de cordones litorales (16).	Zorritos-P. Pizarro Pisco Santa Sechura y Colán
<i>Argopecten purpuratus</i>	Paita a Coquimbo, Chile (1,11); Panamá a Coquimbo (18).	Efecto positivo. Capturas 40 veces mayores que en épocas normales (31,34,35). Crecimiento y densidad proporcional al incremento de T° y disponibilidad de alimento. Madurez gonadal y desove sin periodos de reposo (1,31). Su abundancia en conchales holocenos del sur fue interpretada como consecuencia de EN (18).	Ancón, Callao a Pisco Asia
<i>Atrina maura</i>	Baja California a Perú (10,12), Etén (1).	Desapareció por la descarga de sedimento de las crecidas fluviales (2, 37). La presencia muy al sur de su límite normal podría ser indicativo de condiciones tipo EN, sin embargo los bancos observados en el sur parecen ser de una especie aún no reportada para la Prov. Peruana (23).	Tumbes Ba. Independencia
<i>Aulacomya ater</i>	Chimote a Estrecho de Magallanes, Chile (1); Callao a S Brasil (11).	Desaparición de los bancos a menos de 5m y migración a mayor profund. (2,3,28,29,35). Mortalidad selectiva de los juveniles. El efecto dependió de la latitud, profundidad e intens. de la corriente sobre los bancos (28).	Costa Central del Perú
<i>Chione broggi</i>	Cabo Blanco a Bayovar (1).	Presencia anormal dentro de una asociación de moluscos de aguas frías del sur podría estar relacionada con la ocurrencia de EN durante épocas interglaciales (8,15).	San Juan Marcona
<i>Chione subrugosa</i>	Golfo de California a Perú (10,12), a Valparaíso (1).	Desapareció. Gran mortalidad (2,3). EN induce stress en el crecimiento de la concha y es distinguible de eventos climáticos de menor duración (24,25).	Tumbes
<i>Choromytilus chorus</i>	Pacasmayo a E. de Magallanes (1); Callao a S Brasil (18).	Efecto negativo (3).	Ancón a Pisco
<i>Donax obesulus</i>	Ecuador a Antofagasta, Chile (1,5,10).	Poco cambio por adaptación al aumento de temperatura (2,3,30); no aprovechó ausencia de M. donacium excepto al sur de Perú (2); puede reflejar desplazamiento meridional de temperaturas norteñas cálidas (22). En una secuencia estratigráfica, una repentina abundancia vertical podría indicar la ocupación humana en épocas de EN (6,24).	Ancón a Pisco Ilo y N Chile Batán Grande y Costa peruana
<i>Mesodesma donacium</i>	Sechura a Is. Chiloe, Chile (17,1) y Valparaíso (11).	Fue selectivamente afectado por El Niño con una abrupta desaparición en el mesolitoral arenoso (2,3,30).	Costa Central y Sur del Perú
<i>Mulinia</i> sp. cf. <i>M. edulis</i>	Callao a Estrecho de Magallanes, Chile (18) y Tierra del Fuego (1).	Algún cambio térmico (EN?) pudo haber causado la gran disminución de <i>Mulinia</i> (27). Extraordinaria abundancia durante los interglaciales del Pleistoceno (16).	Costa Peruana Sur del Perú
<i>Ostrea columbiensis</i>	Baja California a Chile (1,10).	Mayor mortalidad (2,3) de larvas por falta de sustrato adecuado durante EN 82-83 (7).	Norte Peruano y Ecuador

<i>Ostrea megodon</i>	Baja Calif.a Paita (10) y Chimbote (1).	Presencia anormal (?) en conchales holocenos (4).	Los Gavilanes
<i>Perumytilus purpuratus</i>	Ecuador a Estrecho de Magallanes y Argentina (1,17,18).	Casi total desaparición (2), sólo Rollins et al., 1987 (24) mencionan un aumento repentino durante EN83.	Costa Peruana
<i>Pitar lupanaria</i>	Baja California a Negritos(10) y Paita (1)	Presencia mayor de conchas varadas en 1987 (después del EN débil 86-87) que en los 4 años siguientes en Colán (14).	Colán
<i>Pteria sterna</i>	California a Panama (12), Perú(10), Pimentel(1).	Inmigración del norte (29), invadiendo la zona sublitoral luego de EN82-83 al sur de su rango de distribución normal.	Ancón
<i>Semele</i> spp.		Alta mortalidad, muchísimas varadas; poco cambio a mayor profundidad (2,3).	Ancón a Pisco
<i>Semimytilus algosus</i>	S Panamá (13), Ecuador a G. Arauco, Chile (1,18).	Desaparición de los bancos en el mesolitoral peruano (29), sólo Rollins et. al., 1987 mencionan un aumento, indicando que la especie no fue afectada durante EN 82-83.	Ancón a Paracas Costa Peruana
<i>Spondylus</i> spp.		Durante el Holoceno las larvas podrían haber llegado mas al sur con EN (26), pero hubo muchos intercambios comerciales (8,25,26).	Costa Central
<i>Trachycardium procerum</i>	Oaxaca, México a Chile (1,10).	Alta mortalidad (2,3); muchísimas varadas, por ejemplo, después de EN86-87 débil en Colán (14). EN induce stress en crecimiento de la concha y se distingue de eventos climáticos de menor duración (24,25).	Ancón a Pisco Colán Chimbote, Chiclayo y Paracas
<i>Cerithium stercusmuscarum</i>	Baja California a Perú (1,10).	Asociado con C. broggi más al sur de su distribución actual, junto con especies de agua fría podría indicar condiciones de tipo EN (15) durante el Pleistoceno.	San Juan Marcona e Ilo
<i>Cymatium parthenopeum</i>	Baja California a Galapagos (10).	Fragmento varado (muestreo 1990) relacionado con EN86-87, o EN83?(14).	Paracas
<i>Concholepas concholepas</i>	Pta. Lobos (1), Callao (11) a E. de Magallanes.	Efecto negativo en zonas intermareales, a menos que se haya profundizado (2,3,35).	Ancón a Pisco
<i>Crassilabrum crassilabrum</i>	B* Tortugas (1), Pucusana (11) a Valparaíso.	Efecto positivo (28).	Is. Ballestas
<i>Crepidula dilatata</i>	Calif.a E. Magallanes(1) I. Sn. Lorenzo a Punta Arena (11).	Efecto negativo en zonas intermareales(28); poco cambio a mayor profundidad(31).	Is. Ballestas
<i>Fissurella</i> spp.		Alta mortalidad en zonas intermareales(2,3, 24,28,35).	Costa Central y Sur del Perú
<i>Homalocantha multicristata</i>	Ecuador a N Perú (10), Is. Lobos de Tierra (1).	Inmigración del norte (33).	Pucusana
<i>Malea ringens</i>	México a Paita (1,10)	Inmigración del norte (34). Fragmento varado (muestreo 1990), relacionado a EN86-87 EN83?(14).	Ba. Independencia Paracas
<i>Thais chocolata</i>	Ecuador a Perú (10), Valparaíso (1,11).	Extracción comercial aumentó 500% (28). Efecto positivo a mayor profund., a pesar del aumento de temperatura y gran auge por disponibilidad de materia orgánica (2,3). Aumento repentino podría ser indicativo de un EN a gran escala (24).	Is. Ballestas Ancón a Pisco
<i>Thais triangularis</i>	Baja Calif.a Perú (10), Tumbes (1).	Inmigración del norte (29).	Ancón
<i>Turbo</i> sp. cf. <i>T. fluctuosus</i>	Baja California a Paita (10). Is. Lobos de Afuera(1).	Asociado a C. broggi, también indica condiciones de tipo EN durante Pleistoceno en S Perú (15).	San Juan Marcona

- 1. Alamo & Valdivieso, 1987; - 2. Arntz, 1986; - 3. Arntz & Valdivia, 1985; - 4. Bonavia, 1982; - 5. Coan, 1983; - 6. Craig & Shimada, 1986; - 7. del Solar, 1983; - 8. DeVries & Wells, 1990; - 9. Illanes et al. 1985; - 10. Keen, 1971; - 11. Marinovich, 1973; - 12. Morris, 1966; - 13. Olson, 1961; - 14. Ortlieb, obs. no publ.; - 15. Ortlieb et al., 1990; - 16. Ortlieb & Diaz, 1991; - 17. Osorio, 1979; - 18. Osorio y Bahamonde, 1968; - 19. Parsons, 1970; - 20. Richardson, 1973; - 21. Richardson, 1978; - 22. Richardson et al., 1990; - 23. Rollins et al., 1987; - 24. Rollins et al., 1990; - 25. Sandweiss & Rodriguez, 1991; - 26. Schweigger, 1964; - 27. Soenens, 1985; - 28. Tarazona et al., 1985a; - 29. Tarazona et al., 1985b; - 30. Tarazona et al., 1988; - 31. Valdivieso & Alarcon, 1985; - 32. Vargas N., com. pers.; - 33. Velez & Zeballos, 1985; - 34. Wolff, 1984; - 35. Wolff, 1985; - 36. Yockteng et al., 1985

- 1) la particular abundancia de determinadas especies de carácter euriótico.
- 2) la presencia puntual de especies inmigrantes (o de aguas más tropicales).

Las interpretaciones en base a los otros efectos podrán ser aplicables a este tipo de investigaciones, si se realizan estudios ecológicos más completos sobre las especies de moluscos del Pacífico Oriental Sudamericano.

Agradecimientos

Estudio realizado bajo un Convenio ORSTOM-Instituto Geofísico del Perú. Esta es una contribución a los proyectos PICG 281 (Paleoclimas Cuaternarios de América del Sur) y 274 (Evolución de las costas en el Cuaternario). Los autores agradecen a M. Soto su ayuda técnica

REFERENCIAS

- AGUILAR P.C., 1990. *Bol. de Lima*, 70: 69-84.
- ARNTZ W.E., 1986. *Meeresforschung*, 31: 1-46.
- ARNTZ W.E. & VALDIVIA E., 1985. In: "El Niño", su impacto en la fauna marina, W. Arntz, A. Landa & J. Tarazona (eds.), *Bol. extraord. Inst. Mar Perú*, 91-101.
- BONAVIA D. 1982. COFIDE, Inst. Arqueol. Alemán, Lima.
- CARDENAS MARTIN M. 1978. Pontif. Univ. Catól. Perú, Inst. Riva Agüero, 2: 1-63.
- CARDENAS MARTIN M. 1979. Pont. Univ. Catól. Perú, Inst. Riva Agüero, Publ. nº104: 1-30.
- COAN E. 1983. *The Veliger*, 25(4): 273-298.
- CRAIG A.K. & PSUTY N.P. 1971. *Geograf. Rev.*, 61: 125-132.
- CRAIG A.K. & SHIMADA I. 1986. *Geoarcheology*, 1(1): 29-38.
- DEL SOLAR E.M. 1983. *Bol. de Lima*, 27: 59-66.
- DEVRIES T., 1985. Proc. 6th Congr. Latinoamer. Geol., 1: 301-305.
- DEVRIES T., 1986. Ph.D. dissert., Ohio State Univ., Columbus (Ohio). 964 p.
- DEVRIES T., 1987. *Jour. Geophys. Res.*, 92: C13, 14471-14479.
- DEVRIES T. & WELLS L.E., 1990. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 81: 11-32.
- ENGEL F., 1966. Univ. Nac. Agraria La Molina, Lima, 110 p.
- KEEN A.M. 1971. Standford Univ. Press., Standford (Calif.), 1064 p.
- MARINCOVICH L. 1973. *Nat. Hist. Mus. Los Angeles Co. Sci. Bull.*, 16: 48 p.
- MORRIS P. 1966. Houghton Mifflin Co., Boston, 297 p.
- OLSSON A.A. 1961. *Paleont. Res. Inst.*, Ithaca, N.Y., 574 p.
- ORTLIEB L., DEVRIES T. & DIAZ A., 1990. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 81: 127-134.
- ORTLIEB L. & DIAZ A. 1991. 3ra. Reunión Anual Proyecto PICG 281, Climas Cuaternarios de América del Sur, Resúmenes y Contribuciones, 39-55.
- OSORIO C. 1979. *Biol. Pesq. Chile*, 11: 3-47.
- OSORIO C. & BAHAMONDE N. 1968. Serv. Agrícola y Gan., Div. de Pesca, Dpto. Biol.: 31-128.
- PARSONS M.H., 1970. *Amer. Antiquity*, 35(3): 292-304.
- PERRIER C., ORTLIEB L. & HILLAIRES-MARCEL C. 1992a. This volume.
- PERRIER C., HILLAIRES-MARCEL C. & ORTLIEB L. 1992b. This volume.
- RICHARDSON J.B. 1973. In: Variations in anthropology, D. Lathrap & J. Douglas (eds.), Univ. Illinois Press, Urbana: 199-212.
- RICHARDSON J.B. 1978. In: Early man in America, from a circum-Pacific perspective, A.L. Bryan (ed.), occas. papers, Dept. Anthropol., Univ. Alberta, 1: 274-289.
- RICHARDSON J.B., SANDWEISS D.H., FELDMAN R.A., HSU J.T. & REITZ E.J. 1990. In: Trabajos arqueológicos en Moquegua, Perú, L.K. Watanabe, M.E. Moseley & F. Cabieses (eds.), Progr. Contisuyo del Museo Peruano de Ciencias de la Salud, Southern Peru Copper Corp., 1: 139-176.
- ROBLES A. & MENDEZ M., 1989. *Bol. de Lima*, 63: 47-70.

- ROLLINS H.B., RICHARDSON J.B. & SANDWEISS D.H., 1986. *Geoarcheology*, 1: 3-15.
- ROLLINS H.B., SANDWEISS D.H., BRAND U. & ROLLINS J.C. 1987. *Geoarcheology*, 2: 181-197.
- ROLLINS H.B., SANDWEISS D.H. & ROLLINS J., 1990. In: Archeological geology of North America, Lasca N.P. and Donahue J. (eds.), Geological Society of America, Centennial Special Volume 4: 467-478.
- SANDWEISS D.H. & RODRIGUEZ M.C., 1991. *Bol. de Lima*, 75: 55-63.
- SCHWEIGGER E.H., 1964. Univ. Nac. Federico Villareal, Lima, 2da ed., 414 p.
- SOENENS P. 1985. In: "El Niño" su impacto en la fauna marina, W. Arntz, A. Landa & J. Tarazona (eds.), *Bol. extraord. Inst. Mar Perú*, 51-53.
- TARAZONA J., ARNTZ W., CANAHUIRE E., AYALA Z. & ROBLES A. 1985. In: "El Niño", su impacto en la fauna marina, W. Arntz, A. Landa & J. Tarazona (eds.), *Bol. extraord. Inst. Mar Perú*, 55-63.
- TARAZONA J., SALDZWEDEL H. & ARNTZ W.E., 1988. *Jour. Mar. Res.*, 46: 593-611.
- VALDIVIESO V. & ALARCON V.H. 1985. In: Ciencia, tecnología y agresión ambiental: el fenómeno "El Niño", CONCYTEC, Lima, 455-482.
- VELEZ J.J. & ZEBALLOS J. 1985. In: "El Niño", su impacto en la fauna marina, W. Arntz, A. Landa & J. Tarazona (eds.), *Bol. extraord. Inst. Mar Perú*, 173-180.
- WOLFF M. 1984. *Trop. Ocean-Atmosph. Newslett.*, 28: 8-9.
- WOLFF M. 1985. In: "El Niño", su impacto en la fauna marina, W. Arntz, A. Landa & J. Tarazona (eds.), *Bol. extraord. Inst. Mar. Perú*, 87-89.
- YOCKTENG J., VELARDE E. & SACIO A. 1985. In: "El Niño", su impacto en la fauna marina, W. Arntz, A. Landa & J. Tarazona (eds.), *Bol. extraord. Inst. Mar Perú*, 103-105.

THE PALEO ENSO RECORD IN THE LOWER MAGDALENA BASIN, COLOMBIA

Hernando DUEÑAS J.

Colombian Academy of Science

The Lower Magdalena Flooding Basin is a vast low-plain located in the Caribbean region of Colombia with an average altitude of 20 meters above sea-level, this being where the two most important Colombian rivers, the Cauca and the Magdalena rivers join. The, apparently cyclic, flooding periods of this basin are caused more by the increasing rains in the mountain areas of the Western, Central and Eastern mountain ranges, which are drained by the Cauca and Magdalena rivers, than by those taking place within the Flooding Basin, as such. Due to its extension it is considered as one of the large fluvial flooding areas in the world, and has come to be known as the "Interior Magdalena Delta". (Fig. 1)

This Flooding Basin has displayed constant subsidence phenomena over the last 10,000 years, and it is due to this that it accumulated a thick sequence of Quaternary sediments. The calculated subsidence for this region varies between 2.92 mm/year and 6.13 mm/year (HIMAT, 1977).

The HIMAT meteorological station in the town of Calamar (Department of Bolivar) is the one that best registers the periods of maximum and minimum water volumes for the Magdalena River, which are coincidental with the flooding and dry period of the Flooding Basin. The monthly hydrological data for the Magdalena River has been continually registered as of 1940 (HIMAT, 1991).

When comparing the (monthly and annual) records for the Magdalena River of the Calamar station with the (monthly and annual) records of the Southern Oscillation Index (C.A.C.) published by the World Climate Programme, a good correlation can be observed. The low volume periods for the Magdalena River (dry periods for the Flooding Basin) and the lower-value periods for the Southern Oscillation Index; which also correspond to the presence of the "El Niño" phenomenon. (Fig. 2).

The relationship between dry periods and the presence of the "El Niño" phenomenon has also been established for Indonesia, Australia, and the Peruvian Highlands.

Eight stratigraphic wells were drilled in the Lower Magdalena Flooding Basin during 1970 and 1971; the deepest of these reaching 51.40 m (Sucre). Within the sequence of continental lagunar clays making up the upper part of the sedimentary infill, it is possible to identify different peat layers which are a clear indication of the fact that the lake partially dried up and turned into swamps.

The Law of Uniformitarianism (valid for the Holocene) allows us to suggest that a relationship exist between these peat layers and the Paleo-ENSO phenomena. Carbon 14 datings have enabled us to register dry periods in the Flooding Basin toward 7,000 B.P., 5,500 B.P., 4,700 B.P., 4,000 B.P., 2,500 B.P., 2,300 B.P., 1,400 B.P., and 700 B.P.; and it is precisely for these dates that we propose the presence of the Paleo-ENSO phenomena.

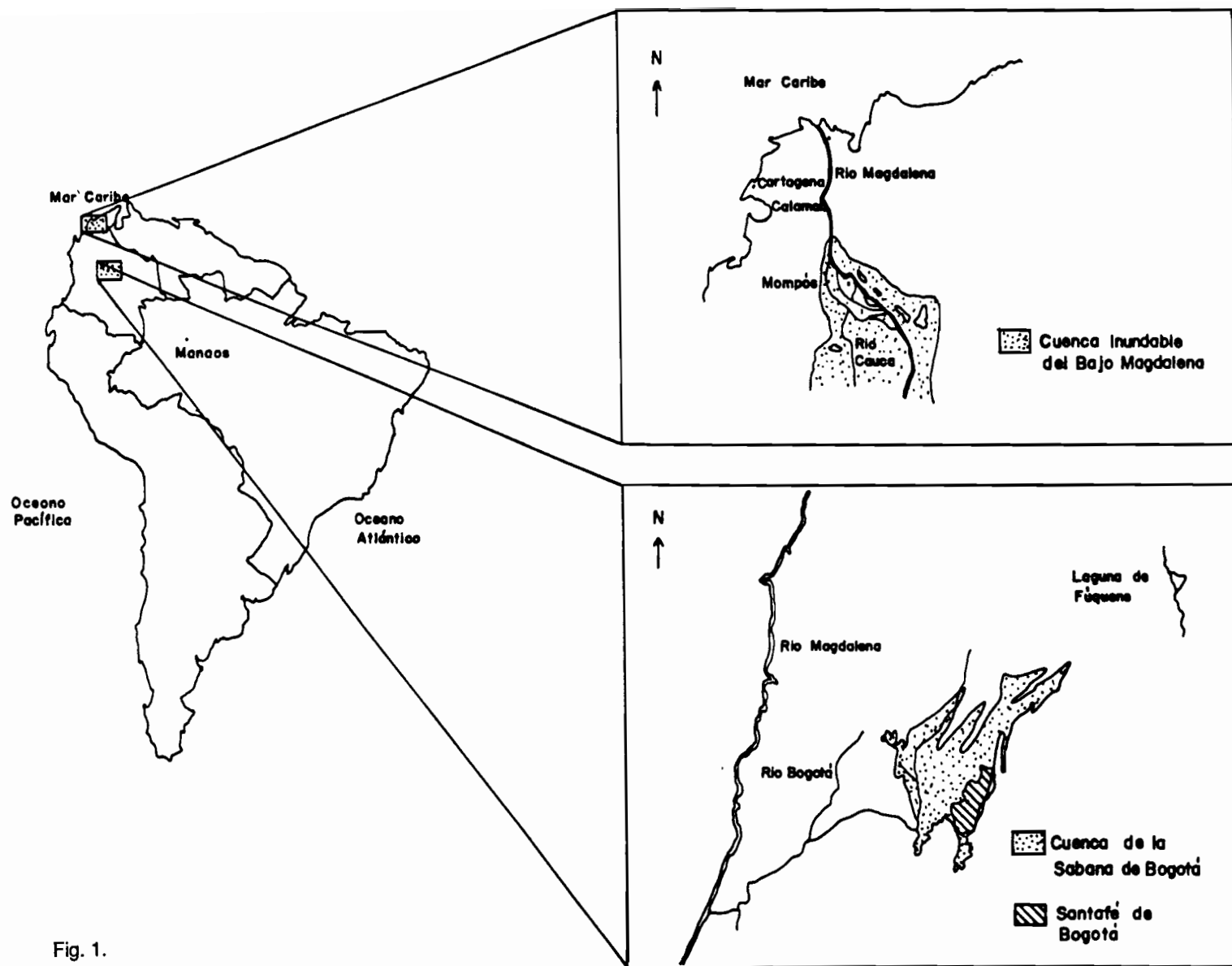
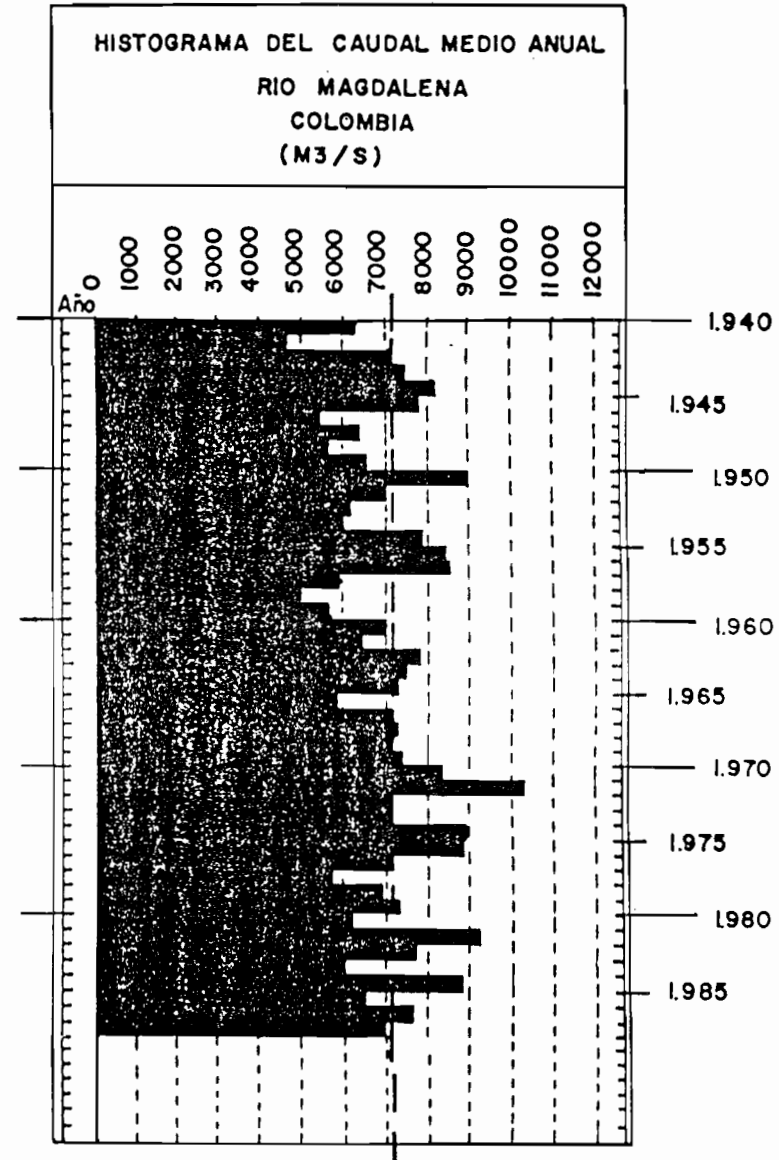
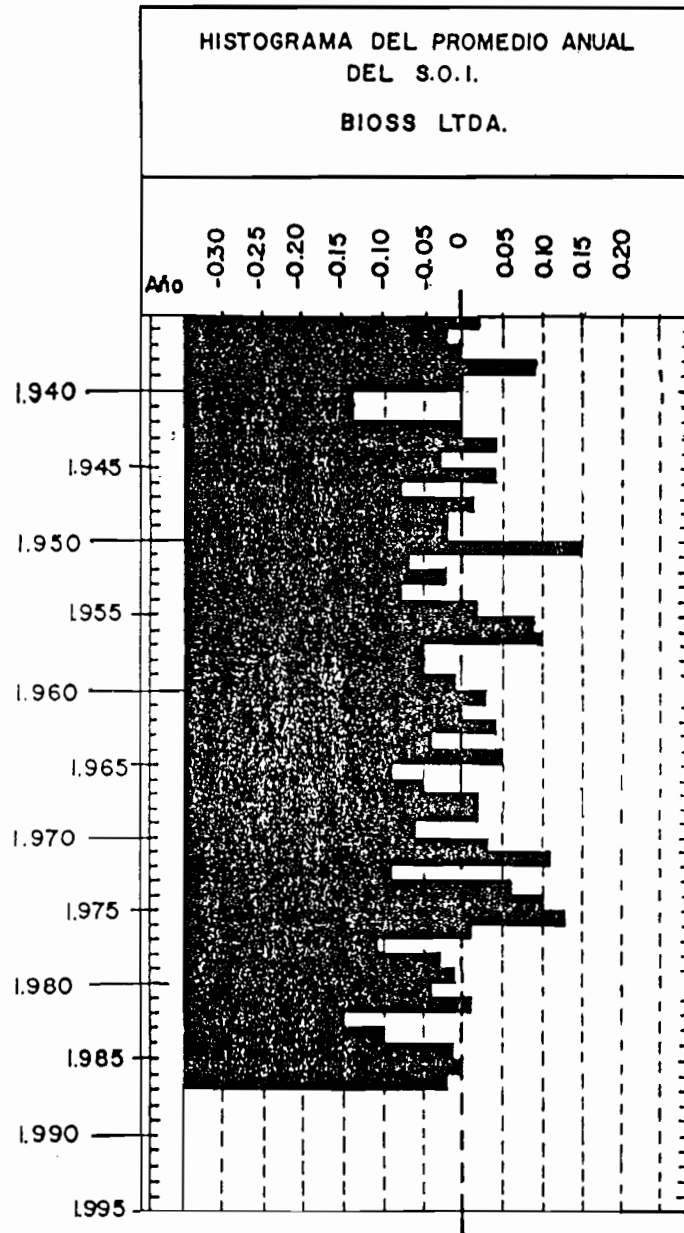
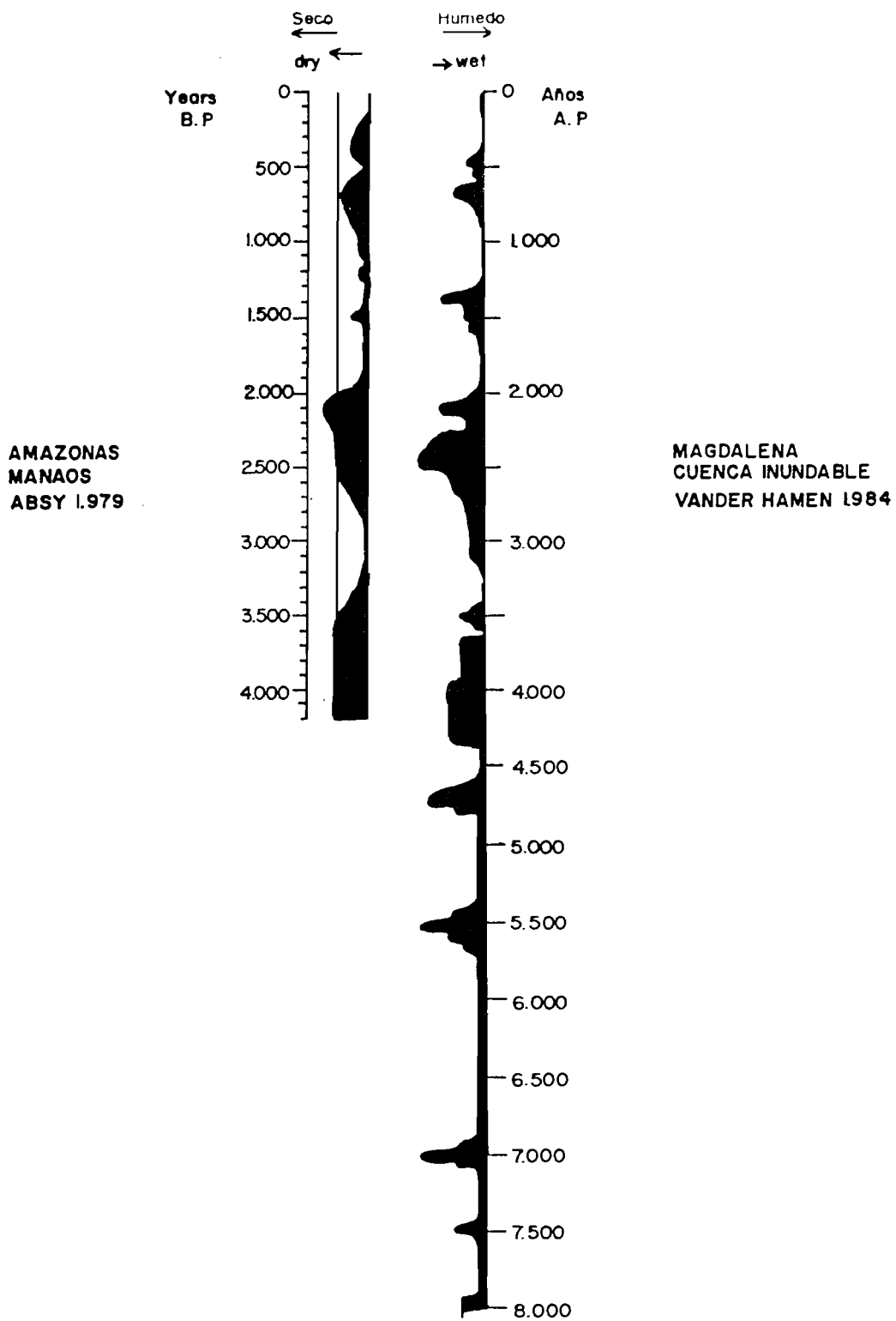


Fig. 1.





BAJOS Y ALTOS NIVELES DE INUNDACION DE LOS RIOS AMAZONAS Y MAGDALENA

Taking into account the extension of the peat-layers in the Flooding Basin Van der Hammen (1986) set up the water level curve for the last 8,000 years. By comparing this curve with the one presented by Absy (1979) for the water-levels of the Amazon River, in Manaus (Brazil), it is observed that the periods with high and low flooding-levels of both the Amazon and the Magdalena Rivers do correlated to one another, thus, extending the coverage of the Paleo-dry periods, or the Paleo-ENSO phenomenon through out the northern part of the South American Continent. (Fig. 3)

The presence of these "Paleo-ENSO" could have brought about cyclic droughts or dry periods during the Pleistocene which could have favored the savannization of the Amazonia along with the development of forest refugia which, thereby favored the diversification and specialization of tribes fauna and flora (Haffer 1969, Vanzolini & Williams 1970, Brown 1977, Brown & Sheppard 1974, Miller 1972, 1973, Meggers 1977, Prance 1977, among others). According to Kromberg (1990) these dry periods could go as far back as +/- 50,000 years.

REFERENCES

- ABSY, M. L., 1979. A Palynological study of Holocene sediments in the Amazonas basin. Tesis U. of Amsterdam: 103 pp. Amsterdam.
- BROWN Jr., K. S., 1977. Centros de evolução, refugios Quaternários e conservação de patrimônios genéticos na região neotropical: padrões de diferenciação em Ithoniinae (Lepidoptera: Nymphalidae). *Acta Amazonica*, 7 (1): 75-137.
- BROWN Jr., K. S., SHEPPARD, P.M. & TURNER, J. R. G., 1974. Quaternary refugia in Tropical America: Evidence from Race Formation in Heliconius Butterflies. *Proc. Royal Soc. London*. 187: 369-378.
- HAFFER, J., 1969. Speciation in Amazonas forest birds. *Science*, 165: 131-137.
- HIMAT, 1977. Proyecto Cuenca Magdalena-Cauca. Proyecto Colombo-Holandés V. 1. Bogotá.
1991. Registro Anual de Caudales del Río Magdalena. Estación Calamar. Bogotá.
- MEGGERS, B. J., 1977. Vegetational fluctuations and Prehistoric cultural adaptation in Amazonia: Some tentative correlations. *World Archaeology*, 8 (3): 287-302.
- MULLER, P., 1972. Centres of dispersal and evolution in the Neotropical region. *Studies on the Neotropical Fauna*, 7: 173-185.
- MULLER, P. 1973. Dispersal centres of terrestrial vertebrates in the Neotropical Realm. A study in the evolution of the Neotropical Biota and its native landscapes. The Hague, Junk, *Biogeographica* Vol. 2: 244 pp.
- PRANCE, G. T., 1973. Phytogeographic support for the theory of Pleistocene forest refugia in the Amazonia basin, based on evidences from distribution patterns in Caryocaraceae, Chrysobalanaceae, Dichapetalaceae and Lecythidaceae. *Acta Amazónica*, 3 (3): 5-26.
- VAN DER HAMMER, T. 1986. Fluctuaciones Holocénicas del nivel de inundación en la Cuenca del Bajo Magdalena-Cauca-San Jorge (Colombia). *Geología Norandina*, No. 10.
- VANZOLINI, H. P., & WILLIAMS, E. E., 1970. South America Andes: the Geographic differentiation and evolution of the *Anolis chrysolepis* species group (Sauria: Iguanidae). *Arg. Zool. S. Paulo*, 19: 1-240.

REGISTROS DE CAMBIOS CLIMATICOS POR LOS DEPOSITOS Y MORFOLOGIAS FLUVIALES EN LA AMAZONIA OCCIDENTAL

J.F. DUMONT

ORSTOM, CP. 9214 La Paz, Bolivia

F. GARCIA

IGP, Ap. 3747 Lima 100, y IIAP, Ap. 784, Iquitos, Perú

M. FOURNIER

ORSTOM, 74 route d'Aulnay, 93140 Bondy, France

FLUVIAL LANDFORMS AND FLUVIAL DEPOSITS AS PALEOCLIMATIC RECORDS IN WESTERN AMAZONIA. Three examples of paleofluvial data provide insight into the paleoclimatic of western Amazonia. Gravel up to ten times coarser than present sandy deposits characterize irregular fluvial regime during pleistocene glaciations. Paleofluvial morphology from the oldest part of the Ucayali floodplain suggest a discharge 1/7 to 1/10 of the present discharge of the Ucayali River, about 13 Ka BP ago. A period of low precipitation between 4.6 and 1 Ka BP, with an upper water level of the Tapiche River lower than the present low stage, is documented from paleosoils and sedimentary deposits of a lateral fluvial accretion.

INTRODUCCION

Los cambios climáticos influyen a la red fluvial por medio de los sedimentos transportados, y del régimen del agua, que controlan la dinámica y las morfologías fluviales. Pocas de estas oportunidades de registro paleoclimático son actualmente plenamente utilizadas en la Amazonia occidental. Tres ejemplos son presentados a escala de fenómenos diferentes, desde el punto más general hasta los registros más sencillos.

MARCO GEOLOGICO

La llanura del oriente Peruano está dividida en sectores con tendencia positiva (levantamiento) o negativa (subsistencia) durante el Cuaternario (Dumont, 1989). De un modo sumario, la llanura del Perú central dentro del Arco de Fitzcarrald al sur y Contamana al norte (Fig.1) está superpuesta a un segmento horizontal de subducción desde el principio del Plioceno (Jordan *et al.*, 1983). En esa parte algunas terrazas abandonadas hasta 30m arriba del valle del alto Ucayali están probablemente relacionadas con ese levantamiento. Al norte, la Cuenca Marañón registra en esta época una subsistencia que sigue actualmente en la depresión del río Paštaza y en la zona interfluvial de los ríos Marañón y Ucayali (Dumont & García 1991). En estas depresiones los fenómenos fluviales tienen mayor importancia, y morfologías fluviales activas o abandonadas cubren la totalidad de la superficie.

Agradecimientos: Los autores agradecen al Instituto por las Investigaciones de la Amazonia Peruana (IIAP), al Instituto Geofísico del Perú (IGP) y al Instituto Francés de Investigación Científica para el Desarrollo en Cooperación (ORSTOM), que permitieron la realización de los estudios en el marco de dos convenios de acción conjunta ORSTOM-IIAP y ORSTOM-IGP.

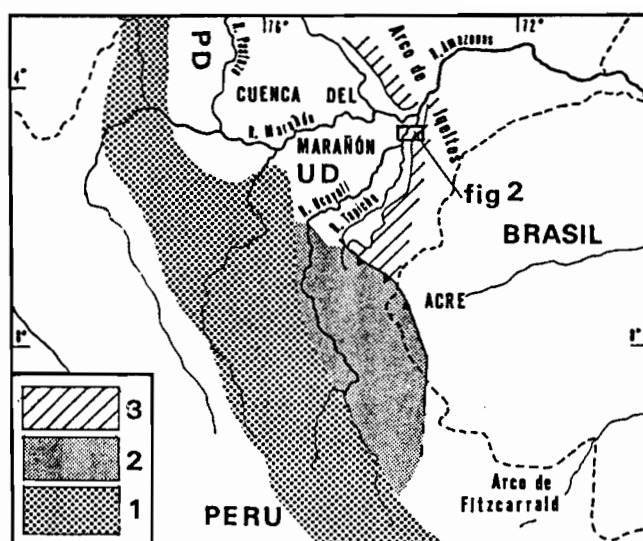


Fig.1, Esquema estructural del nordeste Peruano. 1: Zona subandina alta; 2: zona subandina baja; 3: alturas del Arco de Iquitos; PD: Pastaza depresión; UD: Ucamara Depresión.

CAMBIOS GRANULOMETRICOS

En el borde oriental de la cuenca Marañón, los ríos Marañón, Ucayali y Tapiche llevan consigo clastos de un tamaño máximo de 5mm. No obstante, las terrazas Cuaternarias contienen clastos hasta de un tamaño aproximada de 5cm: 1- cerca de Iquitos en canales en la base de la formación Ipururo, 2- en las zonas de Jenaro Herrera y Pucallpa, en terrazas de poca elevación.

En el primer caso los depósitos fluviales descansan sobre las arcillas de la formación Pebas, en las cuales restos fósiles sugieren una edad del Pleistoceno inferior en su tope (Dumont *et al.*, in press). Así, el cambio de litología parece relacionarse con las épocas glaciales cuaternarias.

El segundo caso corresponde a depósitos de arena y arcillas blancas con acumulaciones importantes de madera (de todo tamaño hasta troncos). Las secuencias fluviales no sobrepasan los 10 metros de espesor, lo que es poco en comparación de las secuencias actuales del Ucayali, de 15 metros en canales secundarios y más de 25 metros en el lecho principal. En Jenaro Herrera (Bajo Ucayali, Terraza Pumacahua in Dumont *et al.*, 1988) y Bolognesi (alto Ucayali), hemos obtenido antigüedades entre 32Ka y más de 40Ka BP. Niveles similares han sido descritos por Campbell & Romero (1989) y Räsänen *et al.* (1987) en la cuenca del Madre de Dios. Existe una duda en las edades más recientes, porque están al límite del alcance del método de datación por C^{14} , y provienen de niveles de alta porosidad, en barrancos de ríos, es decir fácilmente contaminadas. Según Argollo (1982), 33Ka BP se ubica en las últimas glaciaciones en los Andes de Bolivia. Así, estos depósitos son probablemente contemporáneos del Pleniglacial medio (33Ka/50Ka BP aprox.). Regímenes fluviales irregulares, con clima frío pero húmedo, como sugerido por Van der Hammen (1991), pueden explicar estos depósitos.

MORFOLOGIAS FLUVIALES ABANDONADAS

Cambios de caudales y de carga sólida de un río implica una adaptación de la morfología de su cauce (Schumm 1977). Una reducción de estos parámetros conduce a varios tipos de río subadaptado (Dury 1970). Los cambios climáticos son el origen más frecuente de este fenómeno. Cambios hidráulicos se combinan a veces con la migración lateral del río, dejando cursos abandonados sucesivamente más anchos (Leeder and Alexander 1987), o más estrechos (Baker 1978) según el aumento o la disminución del caudal.

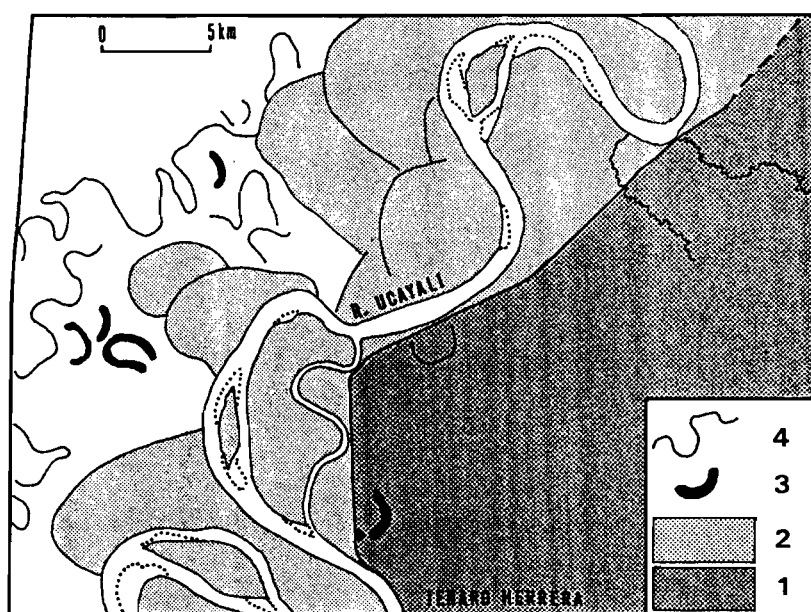


Fig.2, Esquema morfológico de la zona localizada sobre la fig.1. 1: alturas del Arco de Iquitos. 2: Morfoestructuras (bajiales, restingas) recientes del río Ucayali. 3: cochas (oxbows), y 4: ríos subadaptados, parte central de la llanura de inundación. 5: Terraza de 13Ka BP, y cochas.

Al noroeste de la banda fluvial del Ucayali, caracterizada por bajiales y restingas bien preservadas, y poco antes de su confluencia con el Río Marañón, existe una llanura fluvial antigua, más plana y homogénea, donde se observan porciones del cauce de un río abandonado (fig.2). La relación anchura del cauce / longitud de onda, $A/O \geq 30$, denota un río subadaptado de tipo "osage" (Dury, 1970). Lagos de tipo "oxbow", abandonados durante la migración del río, anteriormente a la subadaptación actual, nos permiten conocer la anchura anterior del río, que es alrededor de 200 metros (medida sobre imagen SPOT). Eso corresponde a una relación A/O dentro de 7.5 y 10, compatible con un río adaptado en su época de actividad.

Hemos tratado de conocer el caudal anterior del río, utilizando el cálculo de Schumm, (1977). Los parámetros de Schumm se utilizan en zona seca, y templada, y su aplicación en zona tropical no está todavía bien controlada. No obstante, la comparación con el caudal actual del Ucayali permite un control de los parámetros, que sugiere que los parámetros del lecho en estiaje son los más adecuados. Los resultados (tabla 1) sugieren un caudal antiguo dentro de 1/10 y 1/7

del caudal actual del río Ucayali, si se considera un ambiente similar al actual. El caudal sería menos con una ambiente más seco.

		río Ucayali	río subadaptado
W	(1)	500m	200m
M	(2)	15.6	17.4
Qm	(3)	10114m ³ /s	1014m ³ /s
Qm	(4)	17127m ³ /s	2233m ³ /s
caudal	(5)	9544m ³ /s	
	(6)	12600m ³ /s	
L	(7)	7km	3.2km

Tabla 1. Parámetros fluviales: 1: anchura en estiaje; 2: silt/arcilla %, calculado; 3: caudal anual medio calculado según Schumm 1977, $W=37(Qm^{0.38}/M^{0.39})$; 4: idem (3), según Schumm (1977), $Qm=0.38/L/1850 \cdot M^{0.34}$; 5: caudal según Gibbs (1967); 6: caudal según UNESCO (1980); 7: longitud de onda.

Poco se conoce de la edad de la mosaica fluvial del Río Ucayali. Consideraciones indirectas sugieren una edad de más de 5 Ka BP por la parte donde hay el río subadaptado. Al este del Río Ucayali, en la superficie de una terraza de 13Ka BP (terracea Chupiarí, in Dumont et al., 1988) existe un lago "oxbow" de tamaño similar a los lagos similares que acompañan el río subadaptado descrito previamente. Hasta lograr otras dataciones, consideremos probable una edad cerca de 13Ka B.P. por la parte más antigua de la llanura fluvial del Ucayali en esa región. Las características del río subadaptado pueden relacionarse con las condiciones más secas (y frías en la cordillera), que existían dentro de 24Ka y 12Ka BP (Seltzer 1990, Van der Hammen 1991).

SECCIONES ESTRATIGRAFICAS LATERALES

La acumulación lateral de sedimentos fluviales mediante la migración de un meandro forma sucesiones estratigráficas utilizables para estudiar los cambios climáticos. Estas secuencias son visibles en las orillas erosionadas, es decir dentro del ápex y del fondo de una curva. El interés de estas secuencias para la estratigrafía del Cuaternario reciente depende de sus características geométricas. Una migración lenta deja secuencias más inclinadas, hasta 35 grados aproximadamente, más adecuadas para estudiar. En cambio, una migración rápida deja depósitos de barra poco inclinados y muy extendidos, lo cual es menos favorable para la identificación de la estratigrafía.

El río Tapiche pertenece a la primera clase; sale de las colinas subandinas orientales (Sierra de Moa) y entra en la depresión Ucamara por el sur. Río abajo de Santa Elena, el curso tiene una sinuosidad de onda corta, que corresponde a la dinámica actual del río, que sigue una sinuosidad de onda más amplia, heredada de un curso antiguo más potente (Dumont, *in press*). Un meandro de corta sinuosidad ha sido estudiado en detalle cerca de San Pedro, dentro de Santa Elena y de la desembocadura del río Blanco.

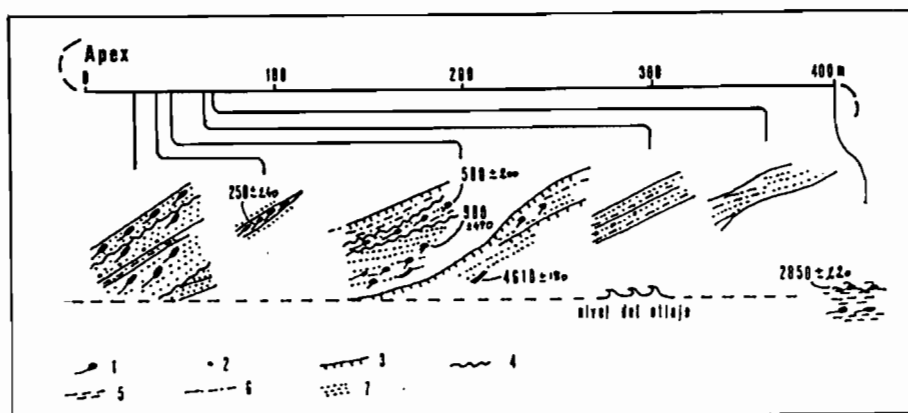


Fig.3, Corte estratigráfico de San Pedro. 1: hojas; 2: clastos de arcilla; 3: paleosuelo; 4: erosión; 5: arcilla; 6: silt; 7: arena fina. Los números son las dataciones por C^{14} .

Los afloramientos de San Pedro se extienden sobre 400m, desde el ápex de un meandro hasta el fondo del meandro siguiente río arriba. Se observan tres partes diferentes desde el ápex (Fig.3): 1: por 50m (horizontalmente) son niveles decimétricos de arena fina y silts, a veces con hojas o clastos de arcilla. A 45m se observan niveles de erosión y paleosuelos. Dos paleosuelos aparecen en la parte arriba de la ribera. Uno otro se extiende desde la parte más alta de la ribera hasta desaparecer bajo el nivel del agua en época de estiaje. Fragmentos de madera encima del paleosuelo han dado una edad de 980 ± 500 años BP, mientras otros, bajo el paleosuelo tienen una edad de 4610 ± 180 años BP; 2: de 45 hasta 70 metros las acumulaciones de hojas se hacen más raras, las arenas de color gris; 3: hasta el fondo de la curva son silts y arcillas gris, características de depósitos pantanosos. Fragmentos de hojas han dado una edad de 2850 ± 220 años BP.

La sucesión estratigráfica de San Pedro demuestra la presencia de rupturas de la sedimentación dentro de 1Ka y 4.6Ka BP aproximadamente. El paleosuelo mas extendido resultado de una época de nivel persistente de agua muy bajo, inferior al nivel de estiaje actual. El drenaje del Río Tapiche tiene una origen estrictamente subandino y amazónico, lo que descarta relaciones directas con el régimen de precipitaciones en las cordilleras. Proponemos correlacionar esas características hidrólicas bajas con la época árida conocida en el sur de la Amazonia dentro 3.4Ka y 1.4Ka BP (Servant *et al.*, 1981). Avance de glaciares son conocidas en estas épocas en la Cordillera Blanca del Perú (in Seltzer 1990), y relacionadas con temporadas de bajo régimen de lluvias en la Amazonia (Van der Hammen 1991).

CONCLUSIONES

Los registros paleoclimáticos hechos en la llanura amazónica no tienen todavía la precisión de las observaciones hechas en las cordilleras, principalmente por cuestiones de material adecuado y de método. Los tres ejemplos presentados demuestran cómo se puede adaptar la investigación, aprovechando las características

particulares de una llanura fluvial. No es sorprendente que los grandes cambios climáticos de la época glacial, con depósitos más gruesos, sean los más extensivamente representados. Según Baker (1978) estos depósitos, difíciles de remover para los ríos actuales, siguen influyendo la característica de los ríos en la Amazonia occidental. Las paleo-morfologías fluviales permiten una cuantificación en términos de paleohidrología, e indirectamente de precipitaciones. Por fin, los cortes laterales que utilizan métodos de investigación clásicos, registran fenómenos de más corto plazo, los cuales probablemente no cambiaron notablemente el sistema fluvial del Holoceno.

REFERENCIAS

- Argollo, J., 1982, Evolution du piémont Ouest de la Cordillère Royale (Bolivie) au Quaternaire. Th.3^oc., Univ. Aix-Marseille II, 110p.
- Baker, V.R., 1978, Adjustment of fluvial system to climate and source terrain in tropical and subtropical environments: *Fluvial Sedimentology*, A.D.Miall Ed., Can.Soc.Petr.Geol., 5:211-230
- Campbell, K.E. and Romero-P.L., 1989, La geología del cuaternario del departamento de Madre de Dios. B.S.G. Perú, 79:53-61.
- Dumont, J.F., Lamotte, S., and Fournier, M., 1988, Neotectónica del Arco de Iquitos (Jenaro Herrera, Perú): B.S.G. Perú, 77:7-17.
- Dumont, J.F., and García, F., 1991. Active subsidence controlled by basement structures in the Marañón Basin of northeastern Peru. *Land Subsidence*, I.A.H.S., 200:343-350.
- Dumont, J.F., Deza, E., and García, F., (in press), Morphostructural provinces and neotectonics in Amazonian lowlands of Peru: *Journ.South.Am.Earth Science*.
- Dumont, J.F., 1989, Neotectónica y dinámica fluvial de la baja Amazonia Peruana: B.S.G. Perú, 80:51-64.
- Dumont, J.F., (in press), Fluvial shifting in the Ucamara Depression as related to neotectonics of the Andean Foreland-Brazilian craton border: *Geodynamique*.
- Dury, G.H., 1970, General theory of meandering calleys and underfits streams: in G.H.Dury, Editor, *River and River terraces*; Macmillan, London, p.264-275
- Gibbs, R.J., 1967. The geochemistry of the Amazon River System: Part I, The factors that control the salinity and the composition and concentration of suspended solids. *G.S.Am.Bull.*, 78:1203-1232.
- Jordan, T.E., Isachs, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., and Ando, C.J., 1983, Andean tectonic related to geometry of subducted Nazca plate: *G.S.Am. Bull.*, 94:341-361.
- Leeder, M.R., and Alexander, J., 1987, The origin and tectonic significance of asymmetrical meanderbelts: *Sedimentology*, 34:217-226.
- Räsänen, M.E., Salo, J.S., and Kaliola, R.J., 1987. Fluvial perturbation in the western Amazon river basin: Regulation by long term sub-Andean tectonics. *Science*, 238: 1398-1401.
- Schumm, S., 1977. *The fluvial system*. J.Wiley & Sons, 337p.
- Seltzer, G.O., 1990, Recent glacial history and paleoclimate of the Peruvian-Bolivian Andes. *Quat.Sci. Rev.*, 9:137-152.
- Servant, M., Fontes, J.C., Rieu, M., Saliège, J.F., 1981, Phases climatiques arides Holocène dans le sud-ouest de l'Amazonie: *C.R.Acad.Sci. Paris*, 292:1295-1297.
- UNESCO 1980, Balance hídrica mundial y recursos hídricos de la tierra. Estudios e informe sobre hidrología 25, n°134, 820p.
- Van der Hammen, T., 1991, Palaeoecology of the neotropics: an overview of the state of affairs. *Bol. IG-USP, Publ. esp.*, 8:35-55.

BIOINDICADORES ZOOLOGICOS DE EVENTOS ENSO PARA EL FORMATIVO MEDIO Y TARDIO DE PUEMAPE - PERU

Carlos ELERA A. y José PINILLA B.

Museo de la Nación
Av. Javier Prado (Este) cda. 24, Lima 41 - Perú

y

Víctor VASQUEZ S.

Universidad Nacional de Trujillo
C. P. 1020, Trujillo, Perú

Sucesivos y fuertes eventos ENSO para fines del Formativo en Puemape valle de Cupisnique, fueron identificados en base a Bioindicadores Zoológicos recuperados de la basura doméstica, los cuales permitieron registrar moluscos, crustáceos y peces de procedencia tropical. Estos datos fueron correlacionados con otros sitios cronológicamente semejantes que presentaban igualmente fauna tropical; como la Poza en el Valle de Moche, Huaca Verde en el valle de Virú y Sechín en el Valle de Casma.

La evidencia de sucesivos y fuertes eventos ENSO en la época Salinar sugiere importantes cambios en la ubicación, mostrando una adaptación a las nuevas condiciones climáticas.

El proyecto arqueológico Puemape planteado originalmente como un trabajo de rescate tuvo en su primera temporada de excavaciones resultados tan importantes que sobrepasaron las expectativas iniciales, pues se obtuvo una secuencia cronológica con sustento estratigráfico que cubre el período Formativo en la costa norte del país (1,300 a 300 A.C.) así como importante información sobre los patrones funerarios y la economía predominante en los diversos momentos de este período.

El proyecto que corresponde a la Primera Expedición Científica del Museo de la Nación a la costa norte del país viene siendo auspiciado y financiado por esta institución contando con el concurso de un competente equipo de investigadores y técnicos, cubriendo las diversas especialidades relacionadas con el trabajo de investigación.

En cuanto al material cultural y su ubicación dentro de contextos definidos tendríamos a manera de resumen:

- Formativo Temprano (1,200 a 900 A.C.) contemporáneo con los estilos cerámicos conocidos como Monte Grande o Guanape Temprano de los vecinos valles de Chicama y Jequetepeque respectivamente.

Se aisló en los cortes 9 y 11 formando parte de contextos domésticos y de intrusiones funerarias.

- Formativo Medio (900 a 600 A.C.) corresponde al Cupisnique Clásico definido por don Rafael Larco. Se aisló como intrusiones funerarias en los cortes 9, 6 y 10.

- Formativo Tardío (600 a 400 A.C.) corresponde al Cupisnique Tardío o conocido como Chavin. Correspondería a la estructura megalítica excavada en el corte 6.

- Puemape Blanco - Rojo (400 a 100 A.C.)

Estilo contemporáneo con Salinar y Virú cubre estratigráficamente los niveles cupisnique luego de evidencias de desocupación en los sitios excavados.

Las evidencias orgánicas rescatadas de contextos primarios donde destacaban los recursos marinos, permitieron mediante los estudios interdisciplinarios, especialmente los relacionados con

zooarqueología, identificar porcentajes importantes de fauna marina de procedencia tropical, que generalmente vienen asociados con fuertes eventos ENSO y que dejan testimonio de la presencia de este fenómeno especialmente en la parte norte de la costa peruana precisamente donde se encuentra Puemape, debido a que esta parte del país está ubicada en una posición subtropical y en el extremo más occidental de América del Sur, hecho que lo expone abiertamente a los efectos del Pacífico y de los episodios ENSO, que se manifiestan por la incursión de aguas cálidas y fauna tropical, afectando las cadenas biológicas de la fría corriente peruana y ocasionando trastornos en las poblaciones de pescadores establecidos en esta parte de la costa.

Estos estarían dados por la desaparición y/o muerte de numerosas especies de moluscos de gran importancia económica y vitales para la vida de comunidades que se dedican a su comercialización. Del mismo modo, muchas especies de peces que se han capturado con tecnologías específicas para pesca de orilla y de zonas rocosas emigran masivamente, con estos cambios de temperatura siendo reemplazados por peces de altura, lo que implica un proceso de adaptación tecnológica a las nuevas necesidades que incluyen redes más grandes, flotadores más eficientes, embarcaciones etc.

DATOS ARQUEOZOOLOGICOS: BIOINDICADORES DE ENSO

Los datos Arqueozoológicos extraídos del análisis de los restos de fauna del sitio Puemape, están representando una serie valiosa de información que se relaciona principalmente con el Formativo Tardío del sitio, mediante ésta se ha podido interpretar los patrones de subsistencia y la economía que tuvo la población asentada en el lugar. Otra línea interesante y que permitió identificar los sucesivos eventos ENSO son los bioindicadores, los cuales se definen como cualquier especie biológica que haya registrado en su contextura anatómica, fisiológica, bioquímica o en su patrón de población ecológica algunas alteraciones resultantes de cambios externos y que llevada al código adecuado nos pueda indicar climas, corrientes marinas, temperaturas, dietas alimenticias, densidades demográficas, cronologías relativas, actividades de subsistencia, desplazamientos trashumánticos, etc. (Llagostera 1979: 100).

Situados en esta perspectiva, los trabajos sobre bioindicadores se realizaron en forma general para hacer notar las cualidades de otras evidencias y correlacionarlos para tener una mejor y sustentada conclusión científicamente demostrable. (Llagostera, Op. cit.: Schiappacasse y Niemeyer, 1984).

Los resultados revelan la ocurrencia de fuertes eventos ENSO para la ocupación Cupisnique y Salinar del Sitio apreciándose un enriquecimiento en las especies marinas que repercuten en un aumento de la diversidad específica de las mismas.

Así observamos que de un total de 58 especies de moluscos marinos identificados para el periodo Cupisnique (final), 11 son especies tropicales, representando el 19% del total de especies.

Esta tropicalización en las tanatocenosis se hacen más evidentes y marcadas para las capas asociadas a la cerámica Puemape Blanco sobre Rojo (Salinar), donde de un total de 68 especies de moluscos, 22 especies son tropicales representando un 32.3 % del total. Destacando moluscos de manglar como el *Cerithium stercusmuscarum*, *Cerithidea mazatlanica*, *Anadara tuberculosa*, *Crucibulum lignarium*, etc. (Ver cuadro No. 1).

Complementándose con otros bioindicadores entre los que destacan crustáceos, como *Callinectes toxote* "jaiba de manglar", *Hypolobocera* sp. "cangrejo de río", *Cycloxanthops sexdecimdentatus*, *Ocypode gaudichaudii* "carretero " (Ver cuadro No. 2).

El registro de peces especifica la presencia de *Scomberomorus maculatus* "sierra"; un pez que invade las frías aguas sureñas cuando sucede un evento ENSO ampliando su distribución

CUADRO No. 1: DISTRIBUCION DE MOLUSCOS POR EPOCAS - PUEMAPE

E P O C A S				E P O C A S			
Especies	CUPISNIQUE	SALINAR	TARDIO	Especies	CUPISNIQUE	SALINAR	TARDIO
<i>Acanthopleura echinata</i>	X	X	X	<i>Solenosteira fusiformis</i>		X	X
<i>Chiton cumingsii</i>		X	X	<i>Columbella fuscata</i>			X
<i>Chiton granosus</i>	X	X	X	<i>Columbella paytensis</i>			X
<i>Enoplochiton niger</i>	X	X	X	<i>Anachis sp.</i>			X
<i>Chaetopleura hennani</i>	X	X	X	<i>Mitrella buccinoides</i>		X	X
<i>Fissurella crassa</i>	X	X	X	<i>Nassarius luteostoma</i>		X	
<i>Fissurella latimarginata</i>	X	X	X	<i>Nassarius dentifer</i>	X	X	X
<i>Fissurella limbata</i>	X	X	X	<i>Oliva peruviana</i>	X		X
<i>Fissurella maxima</i>	X	X	X	<i>Olivella columellaris</i>	X	X	X
<i>Fissurella peruviana</i>	X	X	X	<i>Mitra orientalis</i>	X	X	X
<i>Fissurella sp.</i>	X	X	X	<i>Cancellaria decussata</i>	X	X	X
<i>Collisella orbigny</i>			X	<i>Cancellaria urceolata</i>	X	X	X
<i>Scurria parasitica</i>	X	X	X	<i>Cancellaria indentata</i>	X		
<i>Scurria viridula</i>	X	X	X	<i>Scutalus proteus</i>		X	
<i>Tegula atra</i>	X	X	X	<i>Anadara tuberculosa</i>			X
<i>Tegula euryomphalus</i>	X	X	X	<i>Anadara nux</i>			X
<i>Turbo sp.</i>		X		<i>Glycymeris ovata</i>		X	X
<i>Prisogaster niger</i>	X	X	X	<i>Glycymeris sp.</i>			
<i>Litorina peruviana</i>	X	X	X	<i>Aulacomya ater</i>			X
<i>Turritella sp.</i>			X	<i>Brachidontes sp.</i>	X	X	
<i>Cerithium stercusmuscarum</i>	X	X	X	<i>Choromytilus chorus</i>	X	X	X
<i>Cerithidea mazatlanica</i>	X	X	X	<i>Perumytilus purpuratus</i>	X	X	X
<i>Epitonium sp.</i>	X	X	X	<i>Semimytilus algosus</i>	X	X	X
<i>Calyptraea trochiformis</i>	X	X	X	<i>Ostrea angelica</i>		X	X
<i>Crepidula incurva</i>		X		<i>Argopecten purpuratus</i>	X	X	X
<i>Crepidatella dilatata</i>	X	X	X	<i>Argopecten circularis</i>		X	
<i>Crucibulum lignarium</i>		X	X	<i>Spondylus princeps</i>		X	
<i>Crucibulum spinosum</i>		X		<i>Pseudochama corrugata</i>			X
<i>Crucibulum sp.</i>			X	<i>Trachycardium procerum</i>	X	X	X
<i>Polinices intemeratus</i>	X	X		<i>Anomia peruviana</i>		X	X
<i>Polinices otis</i>		X	X	<i>Dosinia dunkeri</i>		X	X
<i>Polinices uber</i>	X	X	X	<i>Chione subrugosa</i>		X	X
<i>Polinices sp.</i>		X	X	<i>Chione sp.</i>			X
<i>Sinum cymba</i>	X	X	X	<i>Protothaca asperima</i>		X	X
<i>Cymatium wiegmani</i>			X	<i>Protothaca thaca</i>	X	X	X
<i>Bursa nana</i>			X	<i>Eurhomalea rufa</i>	X	X	X
<i>Bursa ventricosa</i>	X	X	X	<i>Petricola rugosa</i>	X	X	X
<i>Concholepas concholepas</i>	X	X	X	<i>Mactra velata</i>		X	X
<i>Homalocantha multicrispata</i>			X	<i>Spisula adamsi</i>	X	X	X
<i>Thais callaoensis</i>	X		X	<i>Mesodesma donacium</i>	X	X	X
<i>Thais biserialis</i>	X	X	X	<i>Donax obesulus</i>	X	X	X
<i>Thais chocolata</i>	X	X	X	<i>Tagelus dombeii</i>	X	X	X
<i>Thais deesertiana</i>	X	X	X	<i>Tagelus peruvianus</i>			X
<i>Thais haemastoma</i>	X	X	X	<i>Semele corrugata</i>	X		X
<i>Xanthochorus buxea</i>	X	X	X	<i>Semele solida</i>			X
<i>Crassilabrum crassilabrum</i>		X	X	<i>Pholas chiloensis</i>	X		X
<i>Cantharus elegans</i>		X	X				

CUADRO No.2 DISTRIBUCION POR EPOCAS DE LOS CRUSTACEOS -PUEMAPE

CRUSTACEOS	CUPISNIQUE	SALINAR
<i>Balanus tintinnabulum</i>	X	X
<i>Chthamalus cirratus</i>	X	X
<i>Hepatus chiliensis</i>		X
<i>Cancer sp.</i>	X	X
<i>Callinectes toxotes</i>		X
<i>Hypollobocera</i>		X
<i>Cycloxanthus sexdecimdentatus</i>		X
<i>Platyxanthus orbigny</i>	X	X
<i>Ocypode gaudichaudii</i>		X

CUADRO NO. 3 : DISTRIBUCION POR EPOCAS DE LOS PECES- PUEMAPE

PECES	CUPISNIQUE	SALINAR
<i>Mustelus sp.</i>	X	X
<i>Mustelus spp.</i>	X	
<i>Squatina armata</i>	X	
<i>Sardinops sagax sagax</i>		X
<i>Galeichthys peruvianus</i>		X
<i>Cheilodactylus sp.</i>	X	
<i>Paralichthys sp.</i>		X
<i>Merluccius gayi</i>		X
<i>Scartichthys gigas</i>		X
<i>Labrisomus sp.</i>		X
<i>Trachurus symmetricus</i>		X
<i>Trachinotus sp.</i>	X	X
<i>Paralochurus sp.</i>	X	X
<i>Stellifer sp.</i>		X
<i>Cynoscion sp.</i>	X	X
<i>Sciaena deliciosa</i>	X	X
<i>Sciaena gilberti</i>	X	
<i>Sciaena sp.</i>		X
<i>Anisotremus scapularis</i>	X	X
<i>Scomberomorus maculatus</i>		X
<i>Sarda chilensis chilensis</i>	X	X

geográfica, que ha sido registrada para el ENSO 1982-83 (Aguilar, 1990 ; Vélez, Zeballos y Mende, (1985) (Ver cuadro No. 3).

Sin embargo, estos bioindicadores de ENSO no se aprecian para las capa más profundas asociadas con cerámica formativa temprana del estilo Monte Grande, lo cual indicaría que para este período los eventos ENSO, probablemente no dejaron sentir sus efectos en las costas norteñas, apreciándose un conjunto de especies de moluscos, crustáceos y peces propios de la fría Corriente Peruana, entre los que destacan las grandes almejas como la *Eurhomalea rufay* la *Protothaca thaca*, el conocido pico de loro, *Balanus sp.* *Thais chocolata*, etc.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Los registros arqueológicos de eventos ENSO han sido eficientemente estudiados por investigaciones de los núcleos de hielo del glaciar Quelccaya al sur del Cuzco (Thompson, Moseley y Morales, 1984) pero que tienen valor informativo en una escala de tiempo de 1,500 años, quedando inciertos los registros ENSO para una parte de la Epoca Moche (I, II y III) Formativo Precerámico y Lítico, donde los estudios geológicos, faunísticos, sedimentológicos y de polen pueden contribuir en el conocimiento de una cronología desde los 10,000 A.C. hasta los 500 D.C. que es la fecha tope que registra el Quelccaya.

Moseley (1987) hace una revisión crítica de los más importantes trabajos sobre antiguos registros ENSO, combinando los documentos históricos, datos del Quelccaya, leyendas y sedimentos aluviónicos; sin embargo, el registro siempre llega hasta 500 D.C. fecha tope hasta donde los núcleos del Quelccaya tienen registrados los eventos.

El mejor ejemplo de uso de bioindicadores para detectar anomalías oceanográficas y climáticas es el que nos brinda Llagostera (1976:105) para Quebrada Las Conchas en Chile, donde identifica 3 períodos en la seriación de estratos, asociados a las temperaturas marinas hace 9,000 años A.C. En base al análisis óseo de restos de peces, identifica una fase de pre-climax térmico, con *Cynoscion sp.* "cachema", un climax térmico con *Cynoscion sp.* y *Micropogon sp.* y un post-climax térmico nuevamente solo *Cynoscion sp.* El reflejo de este acontecer es obvio en el cuadro paleológico delineado por los bioindicadores; en él se registra la secuencia que muestra el progresivo calentamiento oceánico, primero *Cynoscion sp.* indicando ya aguas cálidas y luego *Micropogon altipinnis* "corvina dorada" marcando el momento preciso de la culminación hipértérmica.

El cuadro presentado por los bioindicadores muestra claramente un acontecimiento que no tuvo parangón en intensidad y duración, ni en el resto de la Prehistoria de Chile.

Es evidente que los peces resultan ser uno de los bioindicadores más útiles debido a que por su capacidad desplazamiento pueden aparecer o desaparecer rápidamente en un biotopo afectado en sus condiciones de temperatura, salinidad u otras mostrando una alta sensibilidad para indicar alteraciones o situaciones específicas.

Los restos de moluscos, crustáceos y peces extraídos del contexto formativo en Puemape han permitido clasificar una gama de bioindicadores que se hizo más patente para los estratos salinar del Sitio, donde moluscos de manglares, crustáceos tropicales, de río y por último peces tropicales permitieron delinear un fuerte evento ENSO para esa época.

Estos fenómenos causan la ampliación de la frontera agrícola y la aparición de ocupaciones nuevas en partes bajas de los valles y de quebradas secas en otras épocas como es el caso de Urricape, la Petrolera, Huaca Blanca, etc. cerca a Puemape. Esta incorporación de nuevas tierras a la agricultura así como la destrucción total o parcial de la infraestructura agrícola existente y los

desplazamientos humanos causados por presiones económicas y de subsistencia debieron causar numerosos trastornos en las poblaciones locales lo que se reflejaría en la repentina aparición de numerosas armas asociadas a los entierros de la época, así como de evidencias de profundos traumatismos en los cadáveres que hemos registrado en las excavaciones.

Estos cambios e implicancias culturales en base a fenómenos climáticos han sido ya advertidos para el caso de una gran sequía de 30 años que afectó la transición Moche IV-V en la costa norte (Shimada, et, al. 1991).

Concluyendo, se puede decir que sucesivos y fuertes eventos ENSO para fines del Formativo Medio y Tardío de Puemape en base a los bioindicadores zoológicos han permitido correlacionar las evidencias con otros sitios cronológicamente semejantes, donde se aprecia como denominador común la misma fauna tropical que testifica el fenómeno.

Estos fuertes impactos ENSO debieron ser muy frecuentes para esa época como los registrados por Quin, Neal y Antúnez de Mayolo (1986) que identifican cerca de una década sucesiva de actividad de eventos ENSO, que representaron cambios climáticos de duración significativa en las últimas 4 centurias. Como éstos, los impactos ENSO de la época Salinar debieron ser frecuentes y sucesivos como para originar cambios culturales importantes y drásticos.

EL NIÑO Y SU EFECTO EN LA DINAMICA POBLACIONAL DE LOS PRINCIPALES PECES DEMERSALES DEL PERU

Marco ESPINO

Instituto del Mar del Perú
Apartado 22, Callao, Perú

El subsistema demersal peruano está integrado por una gran variedad de peces, crustáceos y moluscos que ocupan la plataforma continental y se encuentran sometidos a una actividad pesquera permanente, así como también a las variaciones del ambiente que se producen intra e interanualmente (El Niño). El efecto que el ambiente tiene sobre las poblaciones de peces demersales, puede ser medido a través de los parámetros poblacionales tales como mortalidad y reclutamiento. Durante el verano el área de distribución de estos recursos se amplía para reducirse en el invierno. En los años El Niño el área de distribución crece en función a la intensidad y duración del fenómeno. Estas ampliaciones del área de distribución reducen la mortalidad natural, sobre todo en las edades menores, lo que traería como consecuencia un mejoramiento en los reclutamientos. Asimismo, las ampliaciones del área de distribución disminuyen la concentración de los recursos, reduciendo su accesibilidad y vulnerabilidad, con la consiguiente disminución de la mortalidad por pesca. Esto afecta de una manera determinante la dinámica poblacional de los peces demersales y por consiguiente su pesquería.

En líneas generales, es posible esquematizar los efectos de El Niño sobre los recursos demersales de la siguiente manera:

1. Efectos en el ambiente a nivel de fondo, los que han sido descritos y analizados, entre otros, por Arntz y Valdivia, 1985; Arntz et al., 1985; Guillén et al., 1985; Espino et al., 1985; Salzwedel et al., 1988; Vélez et al., 1988; Espino y Urquiza, 1986; y Espino y Wosnitz-Mendo, 1988. De ellos se resume lo siguiente:

- Aumento de la temperatura a nivel de fondo debido a la profundización de la termoclina.
- Aumento de la concentración de oxígeno en el fondo.
- Desplazamiento de la mínima de oxígeno hacia el sur ampliando el área de distribución de los recursos.
- La relación entre la temperatura y oxígeno a nivel de fondo, se describe de acuerdo a una curva logística positiva definida de la siguiente forma (Espino, 1990):

$$\text{OXIGENO} = \frac{6}{1 + \text{Exp. } [-0.3631 (T^\circ - 20^\circ)]}$$

En donde 6 corresponde al límite de concentración de oxígeno (ml/l) a nivel de fondo y T° es la temperatura a nivel de fondo.

2. Efectos sobre los recursos demersales

- Aumento en la diversidad (Vélez et al., 1988), sobre todo al sur de los 06°S debido a :
 - a) Migración de especies de norte a sur.
 - b) Desplazamiento de especies de aguas someras hacia el fondo.
 - c) Desplazamiento de especies pelágicas hacia el fondo.
- Cambios en la asociación y dominancia en las diferentes áreas de distribución. Es decir la especie dominante del medio, que es la merluza (*Merluccius gayi peruanus*), pasa a compartir su primacía con especies como el vocador (*Prionotus stephanophrys*), lorna (*Sciaena*

deliciosa) y jurel (*Trachurus murphyi*) (Espino et al., 1987). Esta asociación es indicadora de la presencia de El Niño; esto fue observado en 1972-1973, 1982-1983 y 1987.

- Cambios en los patrones de distribución debido a la expansión de las áreas de distribución, condicionando la dispersión de los recursos hacia el sur y hacia profundidades mayores (Espino et al., 1986; Samamé et al., 1985; Vélez y Zeballos, 1985; Mendieta y Castillo, 1988; Espino y Wosnitza-Mendo, 1988; y Vélez et al., 1988). La variación del tamaño del área de distribución ha sido definido de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\text{AREA POTENCIAL} = \frac{100\ 000}{1 - \text{Exp} [-0.265 (T^\circ - 18.16)]}$$

En donde 100,000 corresponde al límite máximo teórico de expansión del área de distribución de merluza en Km². El área normal de distribución es de 50 000 Km² (Espino y Wosnitza-Mendo, 1988).

- Cambios en los patrones de concentración (densidad), como una consecuencia de la ampliación de las áreas de distribución (Espino y Wosnitza-Mendo, 1988).

- Cambios en la estructura poblacional de las diferentes áreas de distribución, determinado principalmente para la merluza, que normalmente presenta una estructura de tallas y edades decreciente de norte a sur. Es decir, los ejemplares de mayor tamaño se localizan al norte de los 06°S, en tanto que los ejemplares medianos y de menor dimensión se hallan al sur de este punto. Con los eventos El Niño, los ejemplares mayores se desplazan hacia el sur, observándose que las tallas medias de captura se incrementan en los 06°, 07°, 08° y 09° S, en función a la intensidad y duración del fenómeno (Espino, 1990).

- Cambios en el tamaño y localización de las áreas de desove.

- Cambios en la dieta y estrategias alimentarias como las descritas por Hoyos et al., 1985, en los recursos planctófagos y bentófagos de ambientes costeros.

3. Consecuencias del fenómeno El Niño en el subsistema demersal peruano.

- Con el desplazamiento de la mínima de oxígeno hacia el sur y a profundidades mayores, las áreas de distribución crecen condicionando (Espino, 1990):

a) Reducciones de la concentración.

b) Disminución de la disponibilidad.

c) Disminución de la accesibilidad y vulnerabilidad.

d) Disminución de la mortalidad por pesca.

e) Disminución de la mortalidad natural por canibalismo, predación y/o competencia.

- Las poblaciones en general se ven favorecidas en sus reclutamientos que, durante o como efecto subsiguiente al fenómeno El Niño, son más abundantes y exitosos.

- Los reclutamientos favorables condicionan el crecimiento y fortalecimiento de las poblaciones.

- La pesquería de estos recursos inicialmente y durante el proceso mismo de dación del fenómeno, se ve afectada por la poca disponibilidad de algunas especies, pero se beneficia con la llegada de otras como los langostinos (Valdivia y Arntz, 1985), que les proporcionan mayores ingresos económicos y, posteriormente, al disponer de poblaciones recuperadas y en la plenitud de su desarrollo, mejorarán sus capturas.

Finalmente, es evidente que el conocimiento de los efectos del fenómeno El Niño y sus consecuencias sobre los recursos y sus pesquerías, se ha incrementado notablemente en los últimos años, quedando clara la necesidad de que las investigaciones orientadas a la evaluación de los recursos pesqueros en el Perú, deben considerar dentro de los modelos la variable El Niño, que es determinante en la dinámica poblacional de los recursos demersales del Perú.

THE VARIANCE SPECTRA OF THE SOUTHERN OSCILLATION UNDER DIFFERENT CLIMATOLOGICAL BOUNDARY CONDITIONS

Richard G. FAIRBANKS and Julia COLE

Lamont-Doherty Geological Observatory
of Columbia University, Palisades NY 10964, USA

Michael MOORE and Lisa WELLS

University of California, Berkeley

&

Glen SHEN

School of Oceanography, WB-10
University of Washington, Seattle, WA 98195, USA

As Pacific ENSO conditions evolve, the Indonesian Low migrates northeastward to the vicinity of Tarawa and Canton Atolls, bringing torrential rainfall. Rainfall associated with the Indonesian Low is marked by low $\text{H}_2^{18}\text{O}/\text{H}_2^{16}\text{O}$ ratios which vary inversely with the intensity of precipitation. The location of the Indonesian Low is recorded by the oxygen isotope composition of coral skeletons, thus a network of corals from Indonesia to Tarawa (1°N ; 172°E) allows tracking of the Indonesian Low through time. Minor temperature changes in these regions can be estimated using the high precision Sr/Ca ratio measured by thermal ionization mass spectrometry (TIMS) (Beck et al., 1991). The history of the Indonesian Low can be monitored throughout this network of stations with seasonal resolution over the past several hundred years. This stratigraphic resolution is possible through measurements of coral banding, the annual cycles of $\delta^{13}\text{C}$ and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dating techniques via TIMS. Statistical comparison of coral isotope records from the Indonesia and Tarawa and instrumental records of ENSO demonstrate that corals record the known extremes of the ENSO system. Comparison with coral records from the Galapagos where ENSO-related sea surface temperature anomalies are most intense, demonstrates the ability of coral records to provide a complete picture of the key features of ENSO variability across the entire Pacific basin. Coral proxy records of ENSO are coherent with instrumental ENSO system evident in tropical meteorological records. Surveys are underway for an offshore drilling program to sample Pleistocene corals to determine the effect of ENSO on the Indo-Asian continent which was emergent as recently as 11,000 years before present.

EFFECTOS DEL FENOMENO EL NIÑO EN LA FLORA Y VEGETACION DE LA COSTA PERUANA

Ramón FERREYRA

Museo de Historia Natural Javier Prado
Av. Arenales 1256, Lima 11 - Perú

INTRODUCCION

Las primeras observaciones de los efectos del Fenómeno de El Niño sobre la vegetación, las realizó el autor en 1949 en compañía del señor Edwin Anderson, Director del SCIPA.

Se afirmó entonces que la Corriente Cálida del Niño había llegado hasta cerca de Casma, provocando lluvias torrenciales en toda la costa norte. Recorrimos la zona afectada superando las dificultades de los caminos destruidos por los huaicos e inundaciones; una exuberante vegetación había cubierto el desierto.

Los resultados de esta primera expedición se publicaron en 1953, en el Boletín de la Estación Experimental Agrícola de la Molina.

Durante los años 1955, 1957 y 1972 se repitió el fenómeno con menor intensidad, pero se hallaron diferentes especies vegetales nuevas para la ciencia. Al finalizar 1982 toda la región del norte costero comenzó a recibir precipitaciones gradualmente intensas dejando intuir un fenómeno excepcional. Las fuertes lluvias continuaron durante 6 meses habiéndose registrado 2600 mm, cifra record si se tiene en cuenta que en 1925, considerado el más catastrófico de este Siglo, se obtuvo solamente 1500 mm, lo cual revela que El Niño de 1983 ha sido el de mayor magnitud por su duración.

Recientemente se han hecho especulaciones sobre el origen del Fenómeno de El Niño. A pesar de los diversos eventos científicos a este respecto no se ha estructurado todavía un modelo de predicción sobre este fenómeno.

Existe una estrecha correlación entre este fenómeno y la flora y vegetación de la zona involucrada como lo comprueban las especies nuevas encontradas. Los estudios botánicos de 1949 se han continuado en toda la región costera del Perú hasta la fecha.

MATERIAL Y METODOS

Con el propósito de obtener la mayor representación florística de los dos ecosistemas: ALGARROBAL o Bosque Seco del Norte y las LOMAS hemos aprovechado a partir de 1949 los efectos del fenómeno en la costa Norte, Centro y Sur.

Existe la evidencia de la aparición de El Niño desde la época Pre-Hispánica, su ocurrencia con efectos destructores tiene periodicidad. En el presente Siglo han sido notables por su repercusión los de 1925, 1949 y 1983.

En 1925, vinieron para recoger material botánico, científicos de la Universidad de Harvard (I. M. Johnston); del Field Museum de Chicago (Francis Macbride) y de la Academia de Ciencias de Filadelfia de U.S.A. (Francis Pennell).

Durante el fenómeno de 1983 llegaron del Jardín Botánico de Heidelberg, Alemania (Werner Rauh) y de la Universidad Metropolitana de Tokyo (Mikio Ono). Todos ellos lograron coleccionar interesantes testimonios del fenómeno.

La colección más importante se encuentra en el Herbario San Marcos (USM) de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos. Casi el 90% de las especies han sido determinadas por especialistas nacionales y extranjeros, constituye un valioso material genético para el ecodesarrollo del Siglo XXI.

RESULTADOS

Es evidente que las lluvias copiosas influyen a lo largo y ancho de la Costa Peruana generando una flora y vegetación muy diversificadas.

A continuación se presenta una lista de las especies nuevas y nuevos registros que se han descubierto desde 1949.

ASTERACEAE

Heterospermum ferreyrii H. Robinson
Milleria peruviana H. Robinson
Onoseris humboldtiana Ferreyra
Pectis pumila Keil
Senecio okopanus Cabrera
Viguiera lepidostephana Cuatrecasas

BORAGINACEAE

Heliotropium ferreyrae Johnston
Tiquilia ferreyrae (Johnston) Richardson

DIOSCOREACEAE

Dioscorea ferreyrae

FABACEAE

Hoffmannseggia arequipensis Ulibarri

MALVACEAE

Palaua camanensis Ferreyra & Chanco

NOLANACEAE

Nolana amplexicaulis Ferreyra
Nolana cerrateana Ferreyra
Nolana scaposa Ferreyra
Nolana tovariana Ferreyra
Nolana tomentella Ferreyra

MYRTACEAE

Myrcianthes ferreyrae Mac Vaugh

POLYGALACEAE

Monnina piurensis Ferreyra

POACEAE

Aristida chiclayensis Tovar

SOLANACEAE

Solanum ferreyrii Ugent

Solanum pennellii var. *puberulum* Correl

Salpiglossis ferreyraei A. Hunziker

TROPAEOLACEAE

Tropaeolum harlingii Sparre

UMBELLIFERAE

Domeykoa saniculifolia Math. & Const.

También considero de interés científico el hallazgo de especies raras como son los nuevos registros para Perú de:

Domeykoa amplexicaulis

Luffa echinata

Milleria quinqueflora

Aeschynomene americana var. *americana*

Chloris halophila Parodi

Digitaria aequatoriensis

Leptothrium senegalense

Erytroxylum glaucum

MEDIDAS DE BALANCE EFECTUADAS SOBRE UN GLACIAR EN LA CORDILLERA CENTRAL DEL PERU DURANTE "EL NIÑO" DE 1983

Bernard FRANCOU

ORSTOM, C.P. 9214 - La Paz, Bolivia

El año 1983 conoció un fenómeno ENSO de muy fuerte intensidad. Ahora bien, se sabe por algunos estudios (Thompson et al., 1984; Francou y Pizarro, 1985) que los años ENSO están bien correlacionados con déficits pluviométricos marcados en los Andes intertropicales. Así, el acontecimiento de 1983 coincidió con una sequía acentuada, observable a partir de la mayoría de las estaciones pluviométricas de los altos Andes. En Pachachaca (4 000 m s.n.m.), al NE de Lima, el déficit de la pluviometría alcanzó más de 200 mm sobre un promedio anual de 750 mm (desviación estándar : 131 mm). Los meses comúnmente más pluviosos, diciembre a marzo, recibieron 272 mm, contra 430 mm en caso normal (fig. 1a). Las temperaturas registraron una desviación positiva en la escala del año de $+0.8^{\circ}\text{C}$, sobre todo sensible al nivel de las mínimas ($+1.4^{\circ}\text{C}$) (fig 1b). De tal modo que la isoterma 0°C media se ubicaba ese año un poco más de 100 m por encima de la normal, sea a 5 100 m s.n.m.

Fueron efectuadas medidas de balance en esta misma Cordillera en el Glaciar Ucupata, en la zona de Huampar. Se trata de un pequeño glaciar entre 5 000 y 5 200 m s.n.m., que perdió 70% de su superficie desde el máximo de la Pequeña Edad de Hielo. Esas medidas fueron hechas a partir de una red de 6 balizas hincadas a 10 m de profundidad y colocadas en línea en el centro del glaciar, entre 5 000 y 5 150 m s.n.m. De julio de 1982 a octubre de 1983, el balance mensual se mantuvo negativo (fig. 2a) : el glaciar perdió entre más de 3 m y más de 5 m de nieve y de hielo. Esta ablación se reparte más o menos linealmente con la altura (fig. 2b).

Se carece de medidas de balance en este glaciar, repartidas en varios años, para evaluar la importancia de este tipo de año sobre la evolución del glaciar. Sólo se puede precisar que el glaciar estudiado tiene un espesor de 30-40 m y que ha perdido entonces durante este episodio, alrededor de 10% de su volumen. Así sólo 10 años de balances tan negativos serían suficientes para hacerlo desaparecer totalmente.

Las medidas de Ames (1985) hechas en 3 glaciares de la Cordillera Blanca del Perú, a partir de 1978 (fig. 3), hacen aparecer 1983 como un año con balances de masa netamente negativos.

En conclusión, el año ENSO 1983, se distingue en los altos Andes por temperaturas anormalmente elevadas y precipitaciones deficitarias. Esas anomalías condujeron los glaciares andinos a registrar balances netamente negativos, que han acelerado su retroceso. Pero sólo series de balances medidos en varios años permitirían apreciar la parte relativa de las temperaturas y de las precipitaciones en su déficit durante los episodios ENSO.

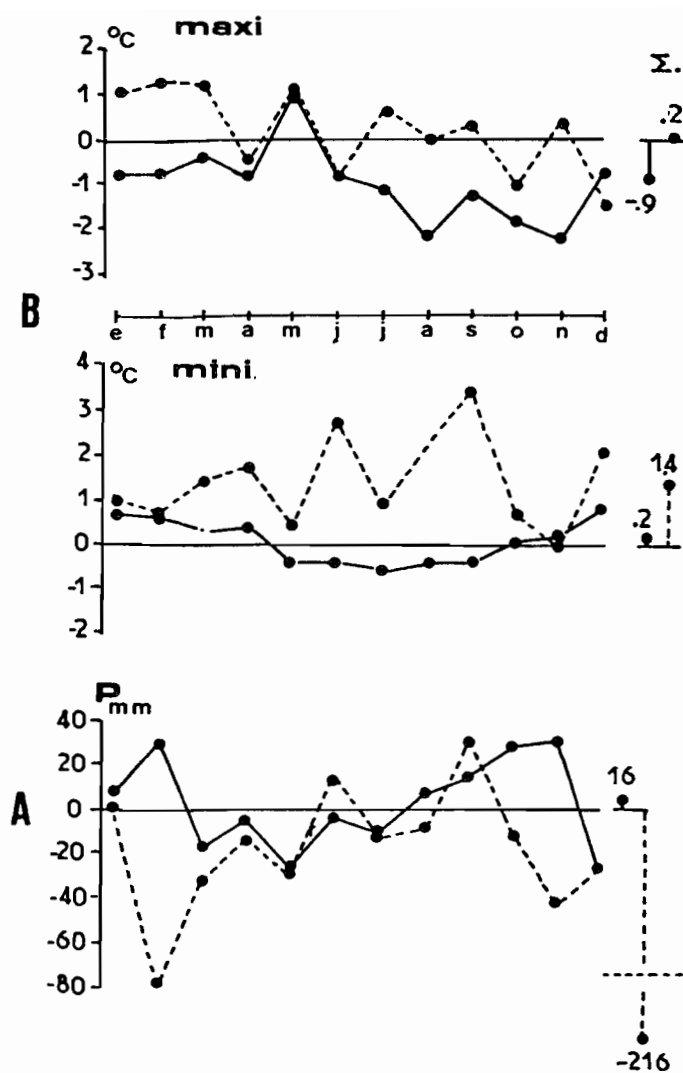


Fig. 1 A : Desviación de las precipitaciones en relación con el promedio

Linea continua : 1982

Linea punteada : 1983

: desviación del total anual.

B : Desviación de las temperaturas máxima y mínima en relación con el promedio

Linea continua : 1982

Linea punteada : 1983

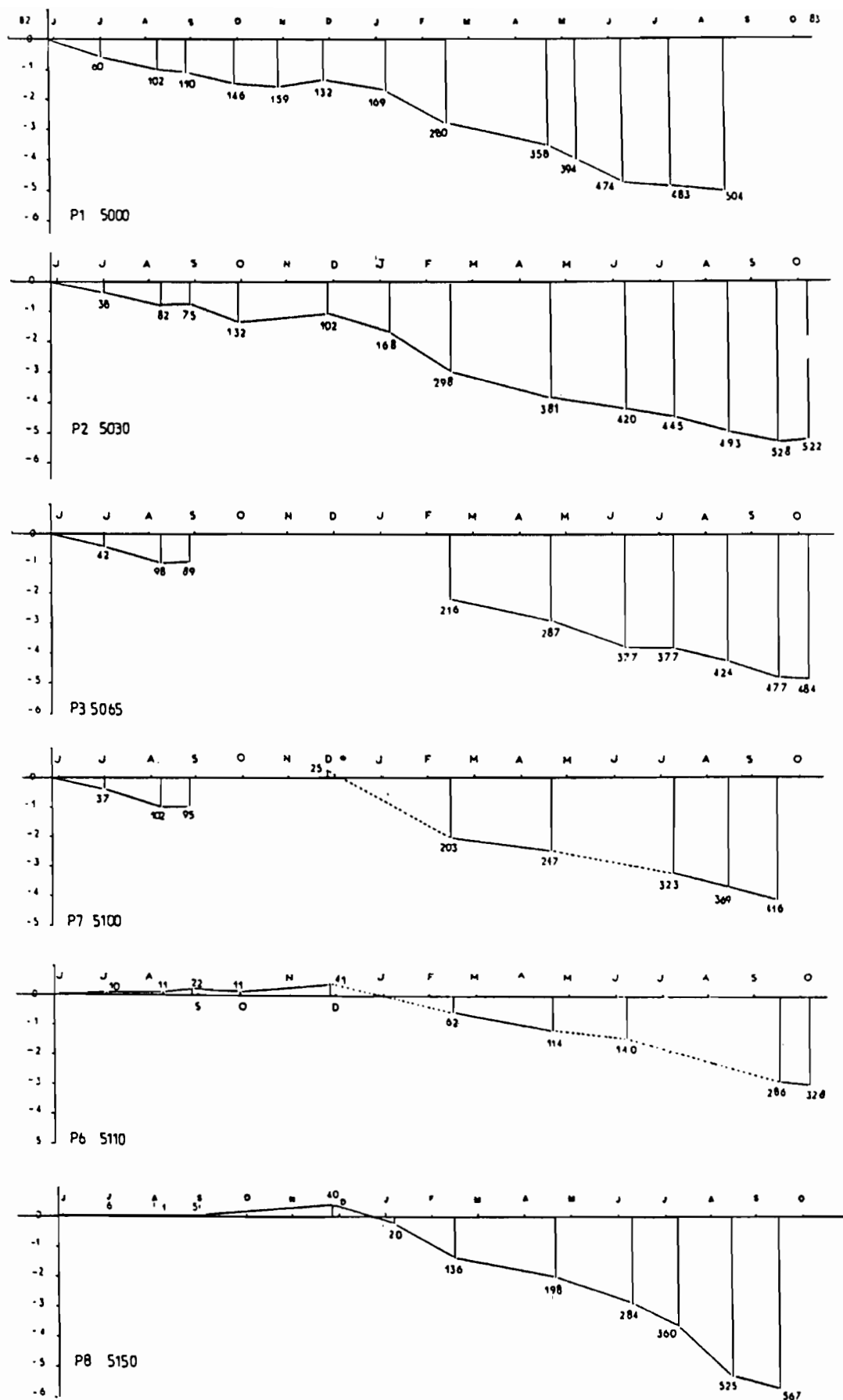


Fig. 2 A : Evolución del balance en el Glaciar Ucupata, entre julio de 1982 y octubre de 1983 (en metros de nieve y hielo).

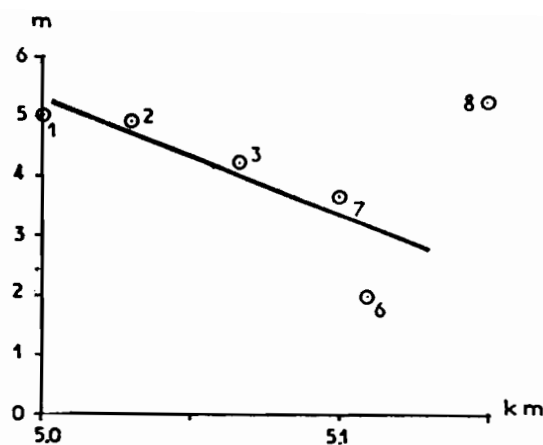


Fig. 2 B : Evolución del balance en función de la altura. La línea de equilibrio del glaciar se habría ubicado a 5 250 m s.n.m., sea más arriba que la cumbre.

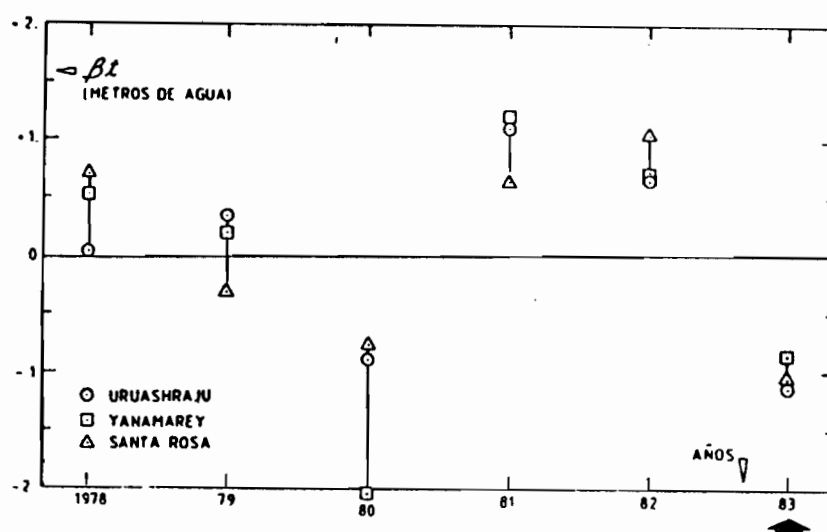


Fig. 3 : Variación del balance en función del tiempo sobre 3 glaciares de la Cordillera Blanca (según Ames, 1985).

REFERENCIAS

- Ames, A. (1985) : Estudio de mediciones glaciológicas efectuadas en la Cordillera Blanca por Electroperú S.A. : Variación y balance de masas de los glaciares y su contribución en el caudal de las cuencas. - Publicación del L.G.G.E., C.N.R.S., Grenoble : 80 p.
- Francou, B. y Pizarro, Luis (1985) : El Niño y la sequía en los Altos Andes Centrales (Perú y Bolivia). - Bull. I.F.E.A., 14, 1-2 : 1-18.
- Thompson, L.G. y Mósley - Thompson, E. (1984) : El Niño - Southern Oscillation events recorded in the Stratigraphy of the tropical Quelccaya ice-cap, Peru. - Science, 226 : 50-53.

PRECIPITATION PATTERNS IN MEXICO ASSOCIATED WITH THE EL NIÑO/SOUTHERN OSCILLATION (ENSO)

Ignacio GALINDO

Instituto de Geofísica, UNAM
Cayaocán 04510, D.F. México

&

Pedro A. MOSIÑO

Centro de Ciencias de la Atmósfera.
Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM)
Coyoacán, D.F. 04510, México D. F., Mexico

Regímenes de precipitación en México asociados con eventos niño/oscilación suriana

Resumen- Utilizando espectros cruzados y análisis armónico se determinan los regímenes de precipitación asociados con un ENSO compuesto (1950-1980) observado en la SST y en el NMM (SLH), en las costas del Pacífico Mexicano. Al graficar los vectores en un mapa de México se encuentran al menos cinco regímenes de respuesta coherente. Cada régimen presenta parámetros estructurales α y β de la distribución gamma característicos de la precipitación durante eventos ENSO y de La Niña. De manera general se puede establecer que durante el año (0) de un evento ENSO se presenta el máximo de precipitación en Julio mientras que en el año (+1) el máximo se desplaza a septiembre.

Using long-term precipitation records from 187 stations it is studied the precipitation regime associated with a composite ENSO (1950-1980) observed on the SST and SLH along the Mexican Pacific coasts. Monthly composites of precipitation characterizing ENSO events are analyzed with cross-spectrum and harmonic analysis and plotted as a harmonic dial vector. When plotted on a map of Mexico these vectors reveal both the regions of coherent response and the phase of the responses with respect to the evolution of the ENSO episode. The analysis shows that there are at least five general different precipitation patterns: Each regime shows characteristic structural parameters α and β of the gamma distribution during ENSO and La Niña episodes. The results show that ENSO effects are masked by the mid-summer drought in the eastern half of the country; while it shows a remarkable effect in both the Pacific plains and northeastern Mexico. It is found that in general during year (1) of an ENSO event the maximum precipitation occurs in July while in the year (+1) the maximum is shifted to September.

1. Introduction

In recent years new insights have been provided on the evolution of the El Niño/Southern Oscillation (ENSO) and corresponding anomalies in surface temperature and precipitation over the equatorial Pacific (e.g. Rasmusson and Carpenter, 1982). The above authors and also Shukla and Paolino (1983) confirmed that the summer monsoon precipitation over India is suppressed during ENSO. Earlier, Hastenrath (1976) found a significant correlation between the rainy season and sea temperature off Peru and Ecuador. Recently, the geographical extent, magnitude, phase and duration of ENSO-related

precipitation on global and regional scales has been described by Ropelewski and Halpert (1986). An association between the modes (High/Dry and Low/Wet or warm event) of the southern oscillation and precipitation variability has been found for the Caribbean and Tropical Americas (Rogers, 1988).

The purpose of this paper is to focus on precipitation patterns of Mexico associated with a composite of sea surface temperatures and sea level heights for seven ENSO events occurred between 1950 and 1980 along the Mexican Pacific coasts.

2. Data

The analysis is based on 187 surface meteorological stations from which monthly precipitation totals for periods between 1900-1980 are used. Also monthly sea surface temperatures (SST) and monthly sea level heights in Mexico for period 1950-1980 are utilized. The sources of these data are the Servicio Meteorológico Nacional and the Instituto de Geofísica, UNAM (responsible of the tide gages network). No attempts were made to correct for apparent biases or errors in the station data, but individual stations whose time series exhibited discontinuities or missing data were eliminated from the analysis. Thus the precipitation data set spans for eighteen ENSO events occurred between 1900 and 1980. The ENSO years used as the basis for the composite analysis are those defined by Rasmusson and Carpenter (1983).

3. Methods

The amplitudes of different El Niño episodes can vary significantly, however the phases of the different episodes can be remarkably similar (e.g. Rasmusson and Carpenter, 1983). This behavior of ENSO makes possible the use of composite analysis (Philander, 1989).

a. Sea level heights and sea surface temperatures

Monthly means of sea level and sea surface temperature data from the hydrographic stations of Salina Cruz (16.2°N, 95.2°W), Acapulco (16.8°N, 104.3°W), Manzanillo (19°N, 104.2°W), Mazatlan (23.1°N, 106.4°W) and Ensenada (31.8°N, 116.6°W) were used to obtain anomalies.

Sea level anomalies (SLA) have been determined in accordance with Wyrтки (1984) by the relation:

$$SLA = SLH - MSL - MAC \quad (1)$$

where:

SLH denotes individual values of monthly mean sea level heights.

MSL denotes mean sea level during the La Niña years.

MAC denotes the mean annual cycle. MAC has been determined by the non-integer technique of power spectrum analysis. The estimated values of MAC are very near to those documented by Wyrтки and Leslie (1980).

Sea surface temperature anomalies SSTA have been estimated using the simple relation

$$\text{SSTA} = \text{SST} - \text{LSST} \quad (2)$$

where SST denotes the monthly sea surface temperature and LSST is the long term monthly average of sea surface temperature for each station during the La Niña years.

The anomalies given in (1) and (2) are considered statistically significant at 95% confidence level if $\geq 1.2 \sigma$.

The time series of anomalies both SLA and SSTA for ENSO events were used to form the ENSO composites as Rasmusson and Carpenter (1982) documented for sea surface temperatures at the South American coasts.

b. Precipitation

Rainfall data are adjusted to a gamma distribution. The analysis of precipitation is analogous to that used by Ropelewski and Halpert (1986). The composite percentile ranks were fitted by a 24-month harmonic. The (-1,0,+1) refers to months in the year previous, during and following an ENSO event according with Rasmusson and Carpenter (1983) convention.

4. Results

Fig. 1 shows the composite of SST anomalies for the seven most significant warm episodes between 1950 and 1980 along the Mexican Pacific coasts between 16°N and 31°N. It is found that the year (-1) begins relatively cold to become near normal, it has a maximum anomaly during June of about 0.5°C. The year (0) shows a first peak of temperature anomaly in May, August becomes normal to start increasing SST anomaly in September reaching the second maximum in December and January of the year (+1). Maximum composite anomalies are near to 1.5°C.

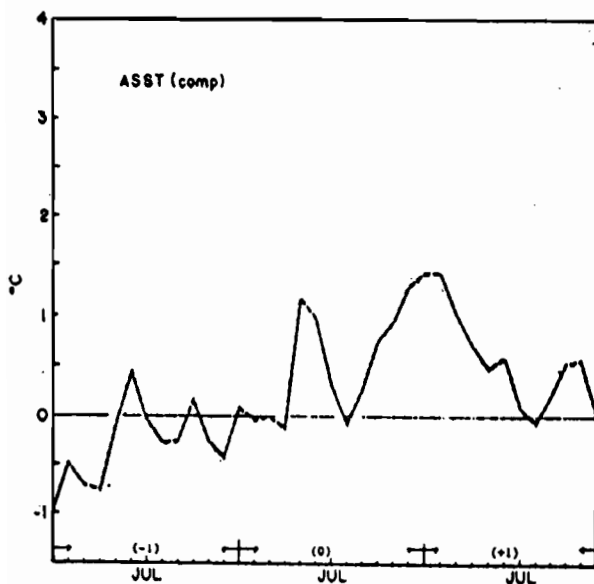


FIG. 1 ANOMALIES OF SEA SURFACE TEMPERATURE COMPOSITE FOR SEVEN ENSO EVENTS (1950-1980) AS OBSERVED FROM SALINA CRUZ (16.1° N, 95.12° W) TO ENSENADA (31.8° N, 116.6° W)

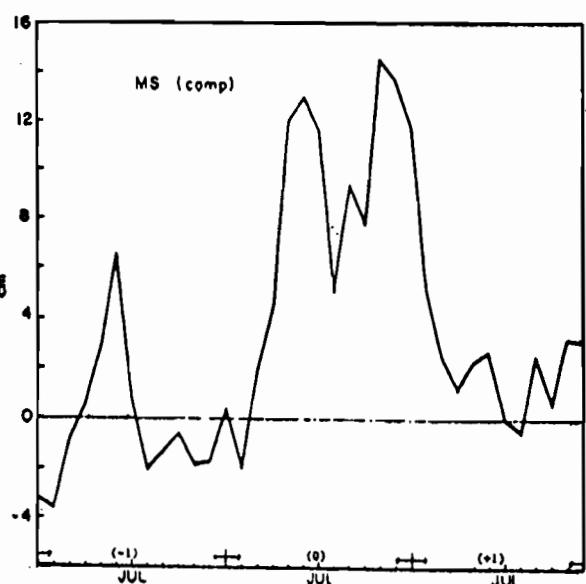


FIG. 2 ANOMALIES OF SEA LEVEL HEIGHTS COMPOSITE FOR SEVEN ENSO EVENTS AS OBSERVED FROM SALINA CRUZ (16.1° N, 95.12° W) TO ENSENADA (31.8° N, 116.6° W)

Fig. 2 Shows a composite of sea level heights for the same period of time and geographical extent as it is given in Fig. 1. It is found that there is a remarkable coincidence of the temporal distribution both of SST and SLA. Of course this behavior it is also observed on the annual variation of SST and SLH under "normal" conditions.



The map of Fig. 3 shows some of the station vectors based on the 24-month harmonic fitted to ENSO precipitation composites. A minimum of seven ENSO events is represented by each vector. Two large regions can be identified. The first region it covers about two thirds of the country extending from the central to the southern part. This large area shows the largest vector magnitudes.

The largest magnitudes is obtained along the Pacific coasts from the States of Oaxaca, Guerrero, Jalisco, Michoacan, Colima, Sinaloa and Nayarit.

The second coherence region of precipitation extends from the northern part of the country up to the northwestern including part of the Baja California peninsule. The vectors in this region are smaller.

Fig. 4 shows mean monthly precipitation for ENSO and La Niña events at one station located in the region of maximum vector amplitudes. It is seen that July attains the maximum value (ca. 30%) during the year (0) of ENSO.

Fig. 5 is the same as Fig. 4 but for year (+1) of ENSO. Here the maximum of precipitation (ca. 20%) over the mean occurs in September.

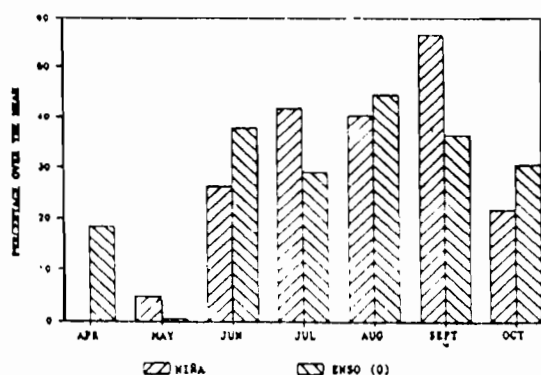


FIG. 4. MANZANILLO (19° N, 104.2° W) MONTHLY PRECIPITATION OVER THE MEAN DURING THE ENSO YEAR (0)

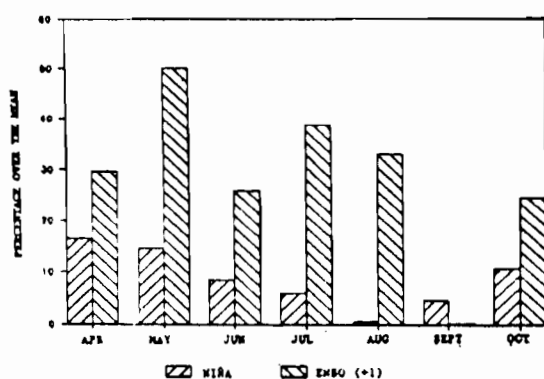


FIG. 5. MANZANILLO (19° N, 104.2° W) MONTHLY PRECIPITATION OVER THE MEAN DURING THE ENSO YEAR (+1)

Conclusions

1. ENSO composites of sea temperature and sea level along the Mexican Pacific coasts show a first maximum during may of year (0) and a wide response of high anomalies from September (0) to March (+1), maximum values are reached in December (0) and January (+1).
2. The analysis shows that there are at least five precipitation patterns associated with ENSO events. Four of them show precipitation above normal during ENSO episodes. The highest vector amplitudes are observed along the Central part and South Pacific coasts. Minimum vector amplitudes are found on the northwestern.
3. Regions of high coherence show characteristic α and β structural parameters of the gamma distribution during ENSO and La Niña events.

REFERENCES

- HASTENRATH, S. 1976: Variations in low-latitudes circulation and extreme climatic events in the Tropical Americas. *J. Atmos. Sci.*, 33, 202-215.
- PHILANDER, G. S.: "El Niño, La Niña and the Southern Oscillation" Academic Press Inc., San Diego, 293 pp., 1989.
- RASMUSSEN E. M. and Th. H. CARPENTER 1982: Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mo. Wea. Rev.* 110, 354-383.
- RASMUSSEN E. M. and Th. H. CARPENTER 1983: The relationship between eastern equatorial Pacific sea surface temperatures and rainfall over India and Sri Lanka. *Mon. Wea. Rev.* 111, 517-528.
- SHUKLA, J., and D.A. PAOLINO 1983: The Southern Oscillation and long-range forecasting of the summer monsoon rainfall over India. *Mon. Wea. Rev.* 111, 1830-1837.
- ROGERS, J. C. 1988: Precipitation Variability over the Caribbean and Tropical Americas Associated with the Southern Oscillation. *J. of Climate* 1, 172-182.
- ROPELEWSKI, C. F. and M. S. HALPERT 1986: North American Precipitation and Temperature Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation (ENSO) *Mon. Wea. Rev.* 114, 2352-2362.
- WYRTKI, K., 1984: Monthly maps of sea level in the Pacific during El Niño of 1982 and 1983 in: *Time series of Ocean Measurements*, Vol. II, O.C. Tech. Serv., UNESCO, Paris.
- WYRTKI, K., and W. G. LESLIE 1980: The mean annual variation of sea level in the Pacific Ocean. *Hawaii Inst. of Geophysics, University of Hawaii*, 159 pp.

VARIACIONES ESTACIONALES DE TEMPERATURA, SALINIDAD Y OXIGENO DISUELTO EN LA SUPERFICIE DEL MAR FRENTE A LAS COSTAS DEL PERU Y EL FENOMENO ENSO 1972-73, 1982-83 Y 1987

María del Carmen GRADOS , Eduardo LLATA P. & Miguel FARFAN del Pino

Instituto del Mar del Perú
Apartado 22 Callao, Perú

El presente trabajo describe las características térmicas, halinas y de contenido de oxígeno disuelto en la superficie del mar para una escala temporal de 31 años (1960-1990) para el área comprendida entre las costas del Perú y las 200 m.n., y entre los 03° 30' y 18° 20'S., empleándose toda la información disponible del Banco de Datos Oceanográficos del IMARPE. Además, se analizan las anomalías de las variables físicas superficiales (temperatura y salinidad) y químicas (oxígeno disuelto) asociadas a la ocurrencia de los eventos ENSO 1972-73, 1982-83 y 1987; comparándolas con la distribución media estacional y mensual de estos parámetros. Para tal fin se estudia el comportamiento de la temperatura superficial del mar en las estaciones costeras fijas del IMARPE (Tumbes, Paíta, Chimbote, Callao, Pisco e Ilo) y la DHNM (Chicama), así como las condiciones oceánicas locales de la superficie del mar frente al Perú relacionándolas con aspectos globales del Fenómeno ENSO. Finalmente, se efectúa un análisis estadístico a fin de evaluar la intensidad de las fluctuaciones ambientales frente a las costas peruanas en los años 1972-73, 1982-83 y 1987.

Los resultados indican gran variabilidad estacional en los regímenes físicos en las zonas norte y sur mar afuera, y la influencia de aspectos locales en la dinámica del afloramiento frente a la costa.

LOS GEOGLIFOS DE NAZCA SEGUN ALGUNOS DATOS GEOLOGICOS

Jerzy GRODZICKI

Misión Arqueológica Andina
Universidad de Varsovia
Krackowskie, Przedmiescie 26/28 - Polonia

Nazca geoglyphs according to some geological data

Summary: Geological investigations carried out in the Cahuachi region (Nazca, Peru) give evidence of an existence mudflows sediments covering all ancient Paracas-Nazca culture ruins.

All geological date demonstrate, that geoglyphs are younger than Paracas-Nazca culture and they have not got a directly relations to its. Certainly, the Nazca' geoglyphs are not older than 8th century AD.

En la tan abundante bibliografía dedicada a los famosos geoglifos del altiplano de Nazca falta, por lo menos hasta hoy día, una elaboración referente a la geología y geomorfología del fondo en el cual aparecen esos dibujos fascinantes y gigantescos.

Las investigaciones geológicas que se han llevado a cabo en los años 1988-91 en la región del centro ceremonial de la cultura Paracas-Nazca en Cahuachi -por demanda de la Misión Arqueológica Italiana que estuvo realizando el Proyecto Nazca- ofrecieron una posibilidad de hacer observaciones que puedan ser útiles en la definición de la edad de los geoglifos usando métodos independientes de los utilizados hasta ahora.

EL FIN DE LA EPOCA DEL HOLOCENO EN EL ALTIPLANO DE NAZCA

Las minuciosas investigaciones de campo abarcaron el área ubicada entre el valle del río Nazca y quebrada de Atarco en la dirección norte-sur, así como desde Pacheco hasta hacienda Santa Clara en la dirección este-oeste (fig.1), en total una superficie alrededor de 40 km². A base de los resultados de dichas investigaciones fue elaborado un mapa geológico fotointerpretativo de una región que se extiende del pie de los Andes en el este hasta el litoral del océano en el oeste y encierra los valles de Atarco, del río Nazca y del río Grande, o sea una zona de 30-40 km de anchura. Luego este mapa fue verificado en el lugar, a lo largo de la carretera Panamericana y del valle del río Grande hasta alcanzar la Hacienda Monte Grande.

Evidentemente los trabajos de campo, así como la fotointerpretación se refirieron exclusivamente a las formaciones del Holoceno menor y a la morfología del terreno. Los mapas detallados fotointerpretativos de la región de Cahuachi han sido elaborados en base a fotos aéreas en la escala de 1:72,000 (Servicio Aereofotográfico Nacional 1955) y a fotos aéreas en la escala de 1:16,000 (Servicio Aereofotográfico Nacional 1947), presentados en la fig.2 y en la fig.3.

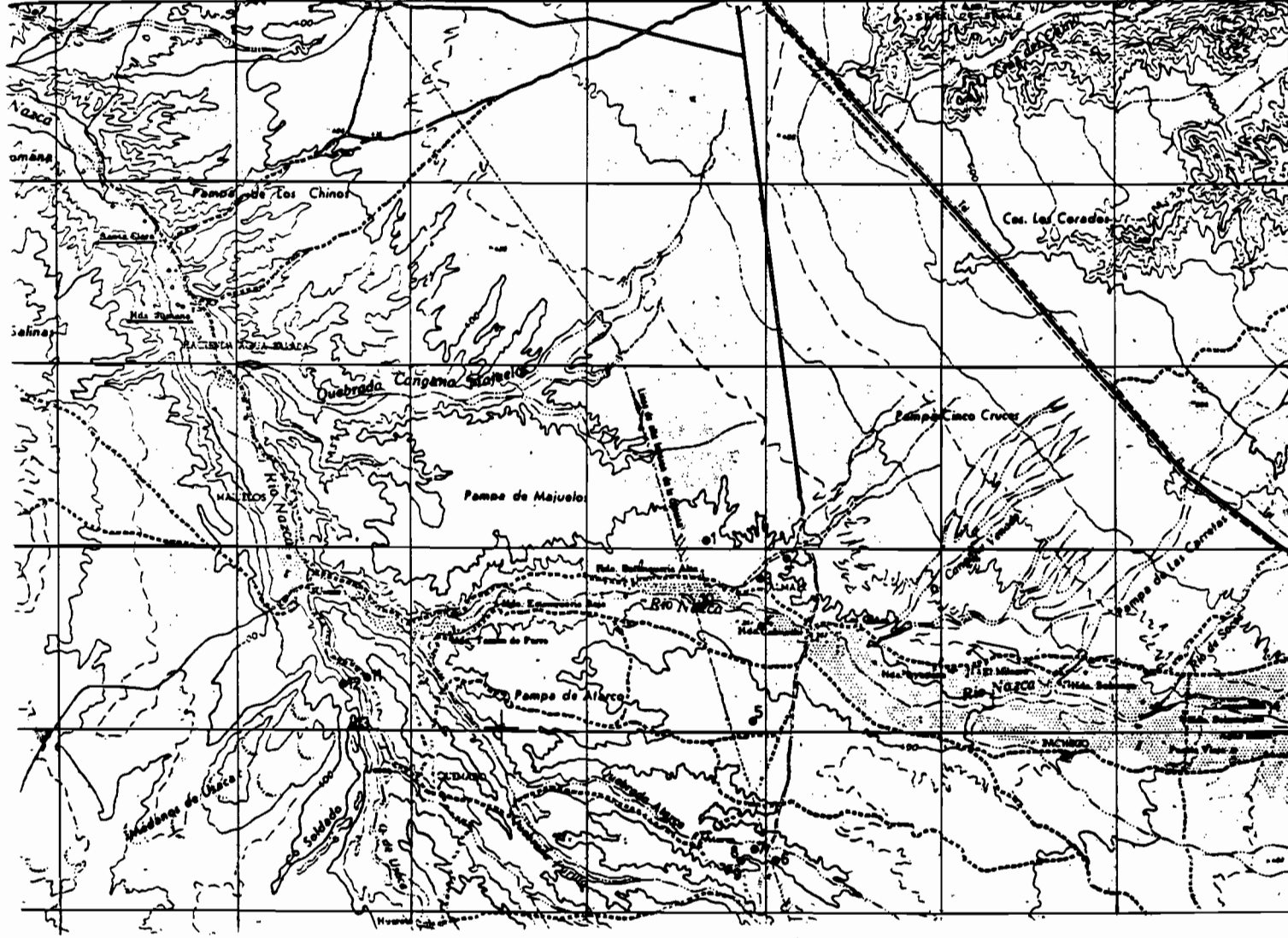


Fig.1 : Mapa topográfico del área examinada. Hoja Palpa.

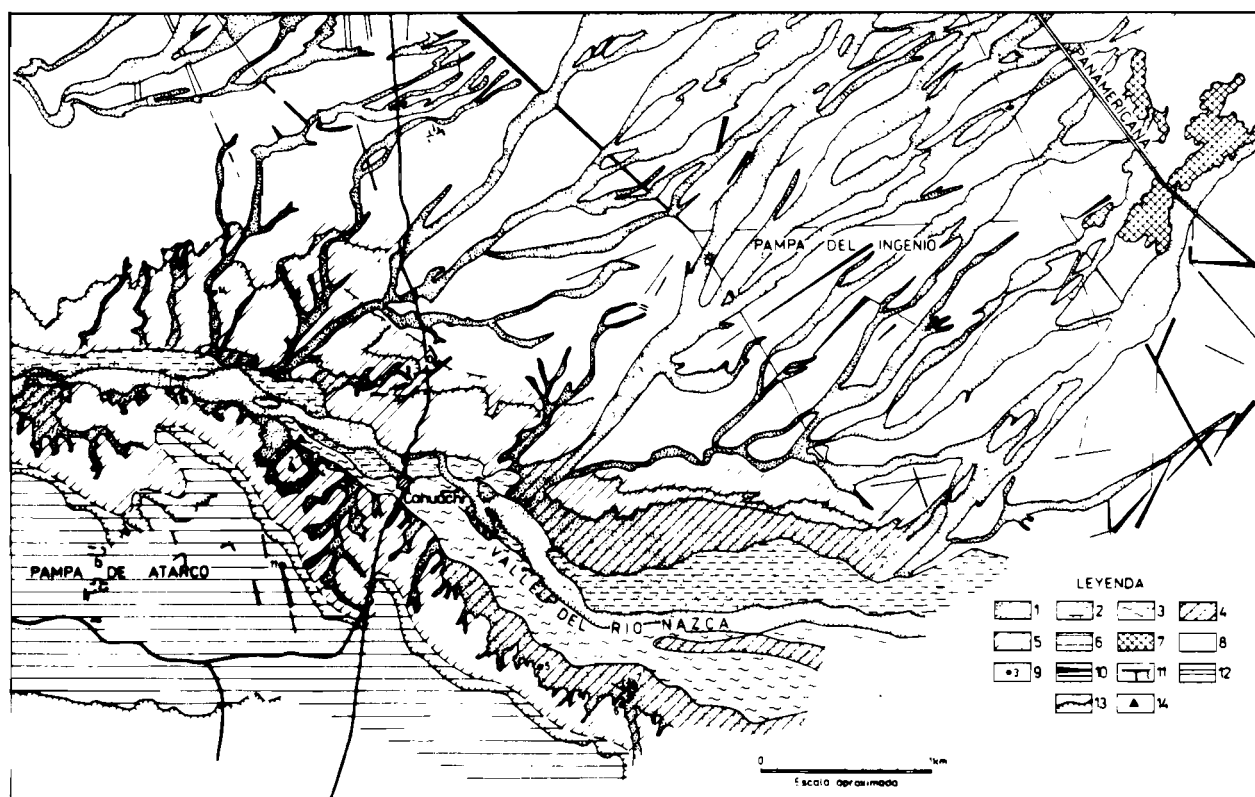


Fig.2 : Fotocroquis geológico de la región de Cahuachi (según la fotointerpretación de S. Ostaficzuk, 1988)
Explicación: 1. depósitos contemporáneos, 2. depósitos de la terraza B, 3. depósitos de la terraza C, 4. eluvios de flujos legamoso-migajosos de la terraza D y las laderas del valle, 5. depósitos del flujo legamoso-ligajos de gran espesor, 6. eluvios de gravas sobre la serie del Terciario, 7. montes testigos de las rocas magmáticas, 8. cobertura delgada de los depósitos legamoso-migajosos, 9. puntos de observaciones, 10. geoglifos, 11. ruinas, 12. caminos, 13. escarpas, 14. campamento arqueológico.

Los sedimentos del Holoceno

La secuencia típica de los sedimentos del Holoceno demuestra el perfil aflorado en un valle lateral que del norte desemboca en el valle del río Nazca, aproximadamente 1 km al norte de Cahuachi (fig.1 pto.3, fig.2 pto.13).

Sobre los sedimentos de la formación Changuillo (Terciario, Caldas 1980) se encuentra en contacto erosivo una serie de conglomerados compuestos por cantos rodados y cantos angulares de las rocas abisales y efusivas, así como por las cuarcitas (fig.4).

Los conglomerados aparecen no seleccionados y no laminados, y una parte considerable del sedimento lo constituyen fracciones menudas, inclusive las de aleuritas. Los separan gravas y arenas de grano grueso, poco cementadas, laminadas diagonalmente en dos series: superior e inferior. Más arriba se encuentran arenas, gravas y limos diagonalmente laminados, visiblemente estratificados, cuyo espesor total llega a más de 10 metros. Encima de esta serie nuevamente encontramos conglomerados cuya capa de espesor variable (0.2 a 3 y más metros) cubre toda la superficie del terreno. En ellos quedan incisos lechos contemporáneos y valles dentro de los cuales se produce acumulación de arenas y limos, intercalados de gravas los que a su vez forman terrazas y conos aluviales, de edad menor que los conglomerados.

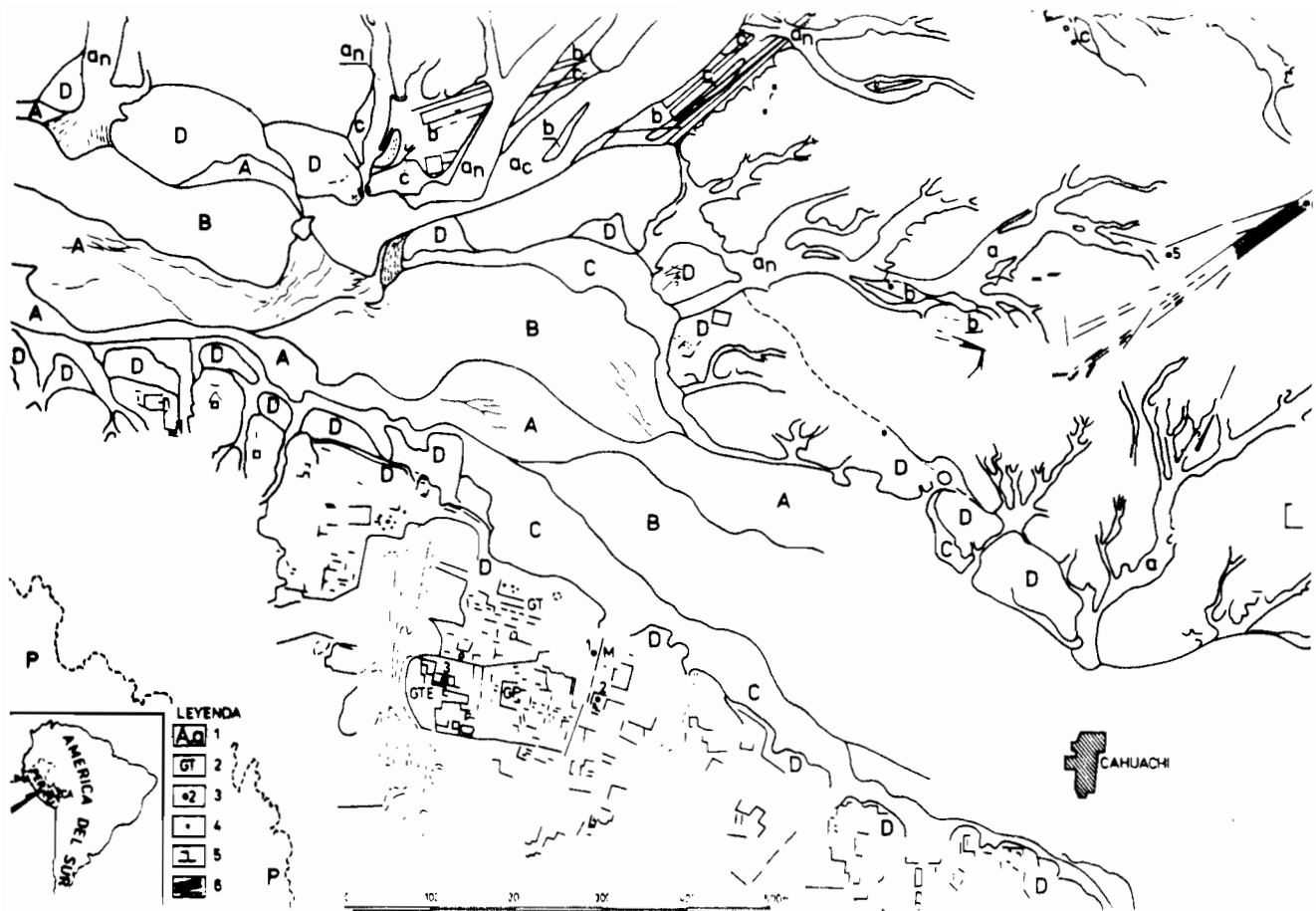


Fig. 3 : Fotocroquis geomorfológico de la región de Cahuachi (según la fotointerpretación de S. Ostaficzuk, 1989)

Explicación: 1. terrazas marcadas con letras, 2. GT Gran Piramide, GTE Gran Templo, M Montículo Uno, 3. puntos de observaciones, 4. tumbas huaqueadas, 5. contornos de los muros, 6. geoglifos.

Los perfiles similares se dejan ver en toda la región investigada. El área cubierta de los menores conglomerados o de su residuo, se extiende a lo largo del río Grande hasta el litoral del océano.

La composición granulométrica del sedimento (el contenido de todas las fracciones, la falta completa de selección), la composición petrográfica (presencia de rocas cristálicas ausentes en el fondo y de manera evidente originarias de las laderas occidentales de los Andes) y la extensión del sedimento así como la aparición de conjuntos de grandes bloques de rocas cristálicas notablemente alejadas de los grandes valles (fig.1 pto. 6, 8, 9 y 14), permiten definir la génesis de los conglomerados como sedimento de flujo legamoso-migajoso, causado, sin lugar a dudas, por precipitaciones catastróficas relacionadas con los efectos El Niño (Grodzicki, 1990).

Los sedimentos del menor flujo legamoso-migajoso cubren también toda el área del centro ceremonial de la cultura Paracas-Nazca en Cahuachi, enterrando los monumentos de la misma, de la cual han quedado unas ruinas. Aquel efecto se destaca, en particular en la Gran Pirámide, la cual domina al valle del río (fig. 5), así como en los perfiles de las excavaciones realizadas ahí (Grodzicki, 1988). El fechamiento de las muestras de materiales vegetales, sacadas de las excavaciones y utilizadas por los constructores del centro ceremonial permitió definir que período del desarrollo del centro que abarcó los años del siglo III AC hasta fines del siglo VII DC (Pazdur, 1989, 1991; Grodzicki, 1990).

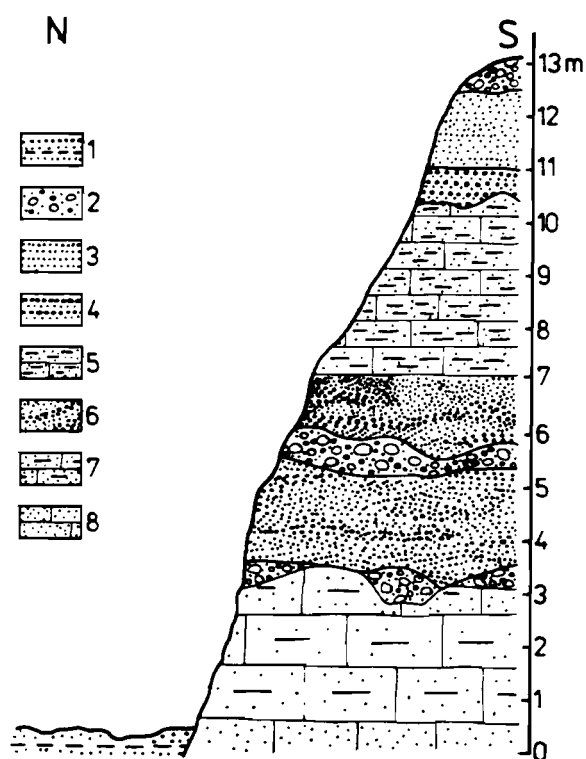


Fig. 4 : Perfil de los depósitos del Holoceno en la ladera del valle lateral al valle del río Nazca (ver Fig.1 pto.3).
Explicación: 1. sedimentos del lecho contemporáneo, 2. depósitos de los flujos legamoso-migajosos, 3. arenas, 4. gravas arenosas, 5. limos, 6. gravas y arenas gruesas, 7 y 8. areniscas del Terciario.

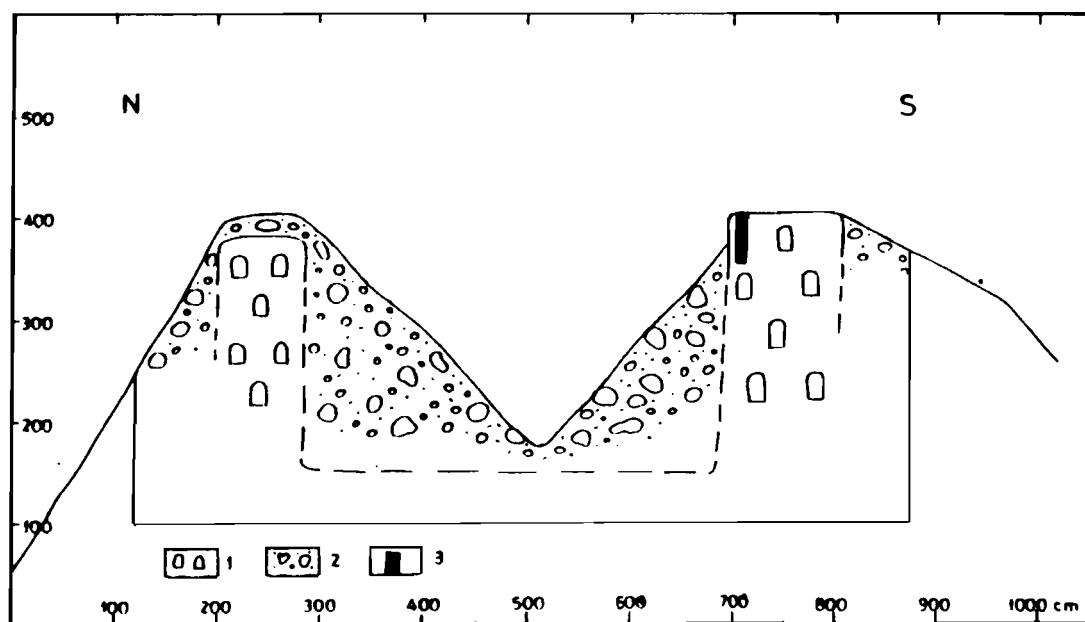


Fig. 5 : Perfil de la cumbre de la Gran Pirámide
Explicación : 1. muro de adobe, 2. conglomerado del flujo legamoso-migajoso, 3. poste de madera.

El sedimento legamoso-migajoso que cubre las ruinas, indudablemente debe ser menor a aquellas. Así pues el límite inferior de su edad lo podemos ubicar a principios del siglo VIII DC. Las investigaciones arqueológicas en Pueblo Viejo (unos 20 km al este de Cahuachi en el valle del río Nazca) llevadas a cabo por el Dr. Giuseppe Orefici que dirigía la Misión Arqueológica Italiana, ofrecen datos según los cuales podemos definir el límite superior de la edad de dichos sedimentos alrededor del año 1000 DC (información oral del Dr. Orefici).

Después de haberse acumulado los conglomerados del flujo legamoso-migajoso, viene la época de una erosión intensiva. Como consecuencia de ello el valle del río Nazca queda deslavado de los sedimentos del flujo, se forman vallecitos laterales y sus afluentes, incisos en la superficie formada por los conglomerados. Toda la superficie de la pampa sufre una intensiva erosión y los sedimentos deslavados hacia el valle del río Nazca y sus afluentes laterales crean sucesivas terrazas acumulativo-erosivas.

A las seleccionadas en el valle del río Nazca terrazas C, B y A (fig.3) corresponden terrazas "c", "b" y "a", a la terraza D le corresponde en la morfología de la pampa su superficie (fig.2 indicación 8). Los vallecitos laterales se incisan profundamente en la pampa entre el río Nazca y el río Ingenio con una secuencia de terrazas bien visible en las aerofotos. Al sur del valle del río Nazca, en la pampa de Atarco, la erosión es mucho menos intensiva. Ello se debe al hecho de que a la pampa de Atarco la separan del pie de los Andes una serie de valles paralelos los que interceptan las aguas de las precipitaciones que caen de las laderas montañosas. Los valles y los lechos en la pampa Atarco constituyen unas depresiones suaves, rellenas de sedimentos arenosos y de gravas, procedentes de la deslavación de las elevaciones cercanas de terreno. Estas últimas están cubiertas de una capa bastante gruesa de conglomerados, de características idénticas a las de los conglomerados que cubren la pampa al norte del valle del río Nazca. Las secuencias de terrazas en el área de los valles, aunque visibles parcialmente en las fotos aéreas de color reveladas en macroescala, no se dejan ver en el lugar y, apenas son descifrables en las fotos.

LOS GEOGLIFOS A LA LUZ DE LAS OBSERVACIONES GEOLOGICAS

En el área investigada los geoglifos aparecen en tres zonas morfológicamente distintas:

1. los mejor investigados y varias veces descritos geoglifos de la pampa que se extiende entre el río Ingenio y el río Nazca (pampa de Cinco Cruces).
2. los geoglifos en el valle del río Nazca y en los vallecitos laterales que tallan su borde norteño, hasta el momento no descritos en la literatura especializada.
3. los geoglifos en la pampa de Atarco, descubiertos en 1985 por el arquitecto José Pineda y descritos por H. Silverman en 1986.

Los geoglifos en la Pampa Cinco Cruces

La correlación de los geoglifos con el fondo así como las características del mismo podían ser definidas exclusivamente por analogía a los terrenos lindantes, recurriendo a la interpretación de las fotos aéreas fotogramétricas y corrientes, lo cual se debió a la absoluta prohibición de entrada a la pampa. Como ya he mencionado, el análisis de las fotos aéreas permitió constatar que las terrazas "c", "b" y "a" de los vallecitos laterales que cortan el borde norteño del valle del río de Nazca, constituyen una continuación, extendiéndose

dose a lo largo de los vallecitos y huaycos al interior de la pampa hasta el pie de los Andes. La superficie de la pampa, correspondiente a la más tardía terraza D en el valle del río Nazca, está formada por los sedimentos lavados y parcialmente erosionados del flujo legamoso-migajoso. De ello resulta que todos los geoglifos que se hallan en esa superficie han sido creados con posterioridad a la formación de la superficie mencionada. También, en numerosos casos, se puede constatar que los geoglifos geométricos aparecen en la terraza "b" y quedan destruidos por las terrazas contemporáneas "a" en estado de formación de los lechos incisos en la pampa (fig.6).

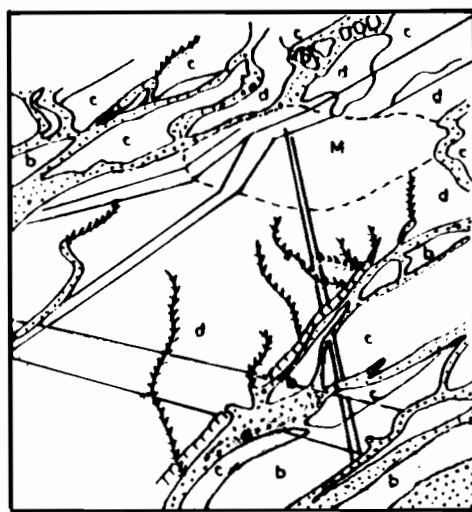


Fig. 6 : Relación entre los geoglifos y la morfología de la Pampa de Cinco Cruces (según foto aérea)

Explicación : terrazas marcadas con letras a, b, c y d; M: monte testigo.

Los geoglifos del valle del río Nazca y de los vallecitos laterales

En el valle del río Nazca los geoglifos aparecen en los conos aluviales que cubren la terraza B del valle desde la zona sureña encontrándose unos 3 - 4.5 km al este de Cahuachi (fig.1 pto.14; fig.2 ptos. 5 y 7). Estas son unas fajas, fuertemente destruidas debido a una erosión contemporánea, que convergen al llegar a la cumbre del cono, que a su vez había formado en la boca del vallecito, tallando éste el borde sureño del valle. Así pues, los geoglifos son de edad inferior a la del cono en el cual se encuentran. Este a su vez se formó más tarde que la terraza B del río Nazca, en cuyo techo se encuentra.

En los vallecitos que desembocan, desde la zona norteña, en el valle del río Nazca, se puede encontrar algunos conjuntos de geoglifos. El más interesante de ellos es el que se ha conservado en las terrazas "c" y "b" de la pendiente izquierda de un gran vallecito lateral, alrededor de 1 km al noroeste de Cahuachi (fig.2 pto.12, fig.3). El conjunto lo constituyen las fajas de variada anchura que se extienden hacia la dirección sureste y cortadas por los lechos contemporáneos y huaycos de los afluentes laterales. El fragmento oriental de este conjunto lo ilustra la fig. 7.

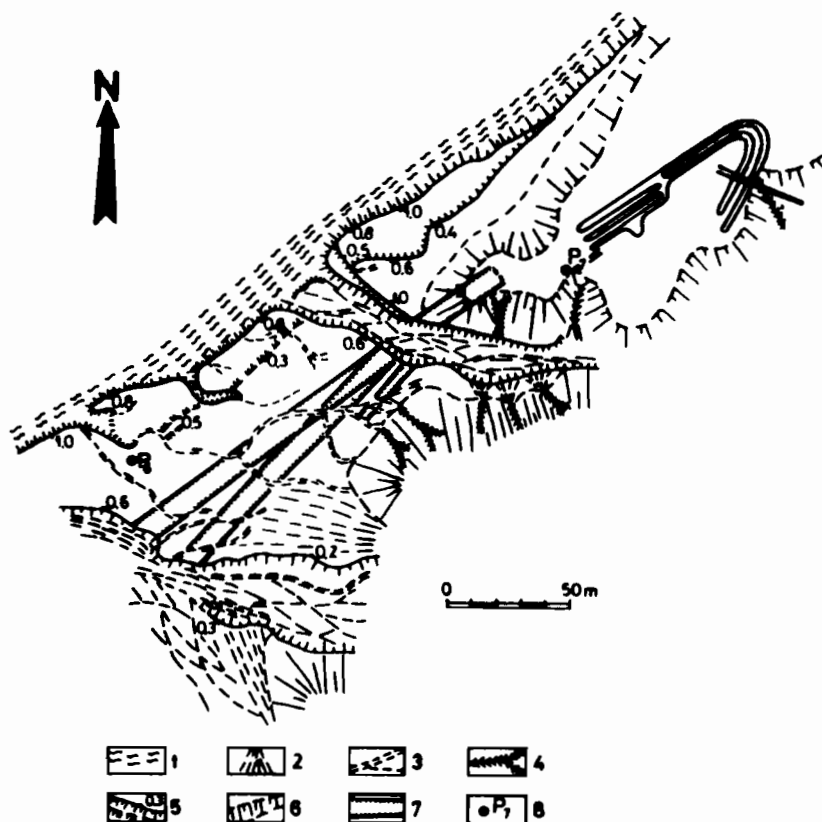


Fig. 7 : El mapageomorfológico del fragmento de las terrazas "c", "b" y "a" en el valle lateral del valle del río Nazca (ver fig.2 pto.12 y fig.3).

Explicación : 1. depósitos limosos del lecho contemporáneo, 2. conos aluviales, 3. cauces erosivos contemporáneos, 4. canaletas erosivas de las laderas, 5. escarpas, 6. laderas, 7. bordes de los geoglifos, 8. puntos de taquimetría.

La faja central entra en la ladera del valle y se termina en la planicie en una vecindad directa de un geóglifo figurativo, poco visible. Uno de los fragmentos de ese geóglifo queda cortado por un huayco el que provoca una erosión del borde de la planicie. Ello testimonia que: 1) el geóglifo es más joven que la planicie porque se halla en ella, 2) es más joven que el lecho del cauce, que a su vez es más joven que la planicie porque la corta. El conjunto de geóglifo geométricos se encuentra en las terrazas "c" y "b", lo cual significa que es más joven que aquellas terrazas y mayor que la terraza "a", la cual la destruye y corta.

En el vallecito lateral, cuyos lechos erosivos de la terraza "a", muertos y contemporáneamente activos, tallan los geoglifos mencionados, se encuentra unos metros más arriba un fragmento de la terraza "b" de ese valle con un distinguible geóglifo geométrico. Una situación semejante tiene lugar un poco más al Oeste en las terrazas "c" y "b" que separan del Noroeste un afluente lateral de este valle. (Fig.3).

Los geoglifos en la Pampa de Atarco

Fueron descubiertos en 1985 y descritos por H. Silverman (1986). En los años 1988-89 un conjunto de investigadores encabezados por J. Szaran (Grodzicki, 1989) elaboró un plan topográfico del área en la que aparecen los geoglifos al sur de Cahuachi (fig.8). Son los geoglifos geométricos en forma de fajas y trapezoides de diferentes anchuras. La parte central del terreno la ocupa una faja sinusoidal de unos metros de anchura, en cambio en su parte suroeste se encuentra una faja a la que dan inicio 10 filas de pequeños túmulos colocadas más o menos en forma regular. La faja más larga que es una continuación de un enorme trapezoide, se extiende hacia el suroeste en la distancia de más de 5 km. El área que abarca el plan arriba mencionado constituye un pequeño fragmento de la superficie en que se hallan geoglifos. Son ellos visibles en el área desde la carretera Panamericana hasta la embocadura de Quebrada de Atarco hasta el río Nazca (unos 25-30 km). Estos geoglifos aparecen en las superficies genéticamente diferenciadas, e independientemente de la morfología del terreno.

La región de la Pampa Atarco constituye una superficie suavemente ondulada, con vastas depresiones de los suaves valles rodeados de bajas elevaciones del terreno. La superficie de las colinas está cubierta de conglomerados del flujo legamoso-migajoso, mientras que las depresiones se ven rellenas de limos y arenas de grano fino deslavados del material que cubre las elevaciones. De manera semejante que en la Pampa de Cinco Cruces, los geoglifos geométricos recorren tanto las colinas cubiertas con conglomerados, como las depresiones rellenas con sedimentos areno-limosos, acumulados en el último ciclo acumulativo-erosivo (Grodzicki, 1990). Puesto que los procesos erosivos fueron poco intensivos no se puede investigar las secuencias de creación de las terrazas, sin embargo en las aerofotos a color, reveladas en macroescala, se ve claramente que los geoglifos están destruidos por los cauces más jóvenes (fig.9) lo cual permite suponer que no son más viejos que los geoglifos de la Pampa Cinco cruces y los del valle del río Nazca.

LA EDAD DE LOS GEOGLIFOS

Los hechos arriba presentados demuestran que los geoglifos descritos fueron construidos después de la formación de la terraza "B" del río Nazca y de las terrazas "b" correspondientes a la B en la edad y la morfología de los valles laterales y los cauces erosivos que cortan la superficie de la Pampa de Cinco Cruces. La presencia de los geoglifos figurativos en una vecindad directa al conjunto de los geométricos (fig.7) permite suponer que fueron creados en el mismo período, o sea después de la formación de la terraza "b". Ello no excluye la posibilidad de su creación anterior -en ninguna parte, hasta el momento, he logrado encontrar los geoglifos figurativos fuera del área de su equivalente de la terraza D. De todos modos deben ser más jóvenes que la terraza D, o sea por lo menos, varias decenas de años más jóvenes que el flujo legamoso-migajoso.

Como se ha mencionado antes, los fechamientos radiocarbónicos del área del centro ceremonial de la cultura Paracas-Nazca en Cahuachi permiten determinar el límite inferior de la edad del flujo legamoso-migajoso, fijándolo entre el siglo VII y VIII DC, y los fechamientos de hallazgos del Pueblo Viejo determinan su límite superior para fines del siglo X DC. A éstos, así determinados límites de edad, hay que añadir el tiempo imprescindible para la formación de la terraza D, luego C y B y sus correspondientes "c" y "b" en los vallecitos laterales. Hoy en día no existe la posibilidad de determinar el tiempo

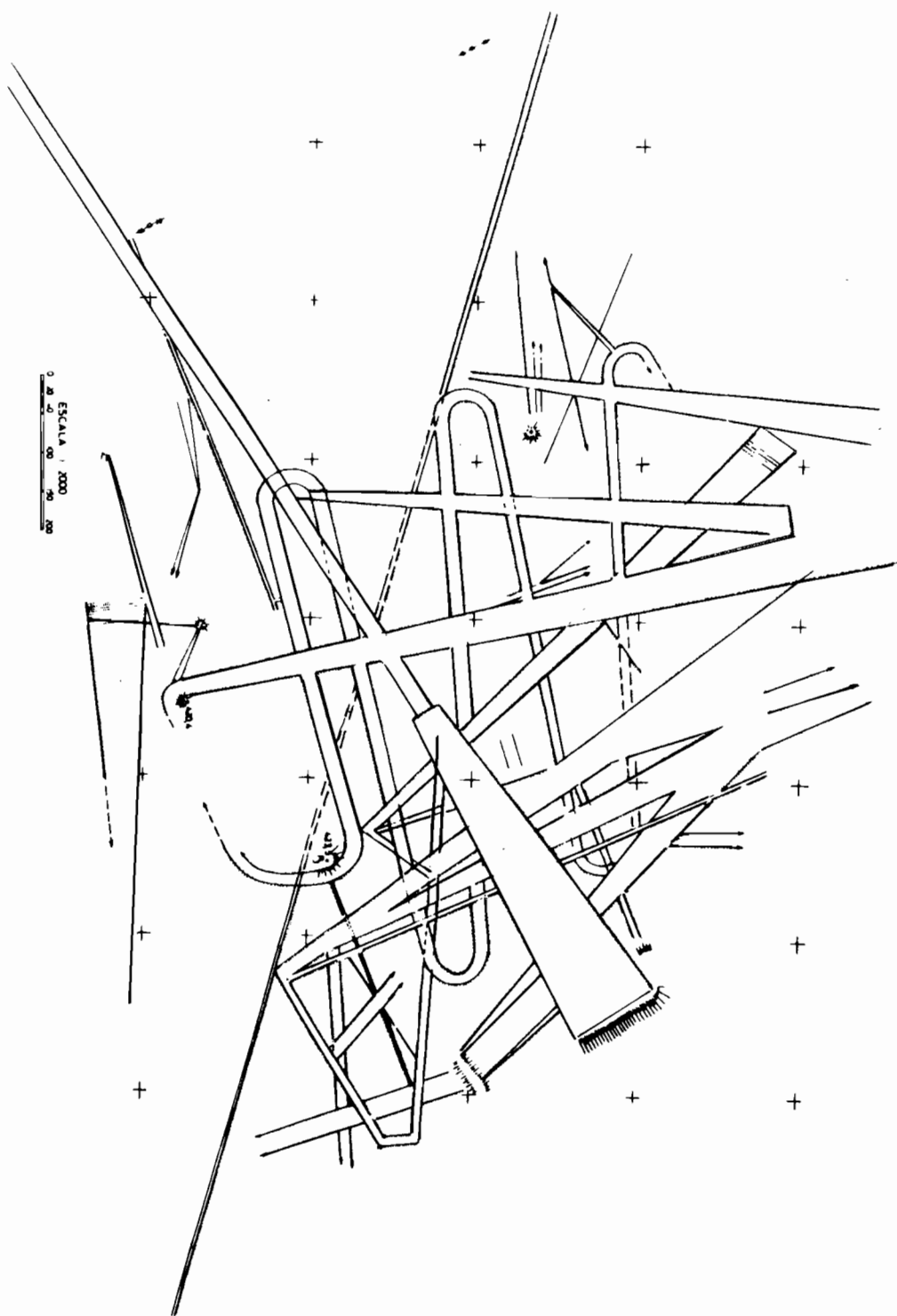


Fig. 8 : Plano taquimétrico de los geoglífos al sur de Cahuachi.
Elaborado por Ing. J. Szaran y completado según las aerofotos.

imprescindible para la formación de las terrazas mencionadas, por no disponer de los datos sobre la velocidad de la erosión y la acumulación en el período posterior al flujo legamoso-migajoso. Sin lugar a dudas dichos procesos se producían mucho más rápido que en la actualidad. En tiempos contemporáneos la erosión y acumulación se limitan a los lechos de los cauces y valles, y es ahí donde se puede ver sus efectos cuando se examina las aerofotos desde hace 35 años y el estudio presente. Sin temor de cometer un grave error podemos suponer que un proceso de formación de las tres terrazas sucesivas necesitaba un período de 100 años como mínimo. Según este concepto los geoglifos geométricos pudieron ser formados no antes de principios del siglo IX DC (respectivamente a los hallazgos de Pueblo Viejo - siglo XII). En cambio, los geoglifos figurativos pueden ser un poco mayores pero siempre más jóvenes que la superficie de la pampa sureña y norteña, la cual corresponde por su edad a la de la terraza D. Así pues, la edad de su formación la podemos fijar entre la mitad del siglo VIII y la mitad del siglo XI, respectivamente.



Fig. 9 : Relación entre los sedimentos superficiales de la Pampa de Atarco y los geoglifos (según la aerofoto).

Explicación : como en la fig. 7.

Independientemente de los conceptos referentes a la velocidad e intensidad de los procesos formativos de la superficie del terreno de los hechos geológicos registrados, resulta que los geoglifos son mucho más jóvenes que el centro ceremonial de la cultura Paracas-Nazca en Cahuachi y no pueden tener relación directa con él.

Las opiniones publicadas hasta el momento, referentes a la edad de los geoglifos, se basaban ante todo en la concordancia de los dibujos y el estilo tanto de los geoglifos como los de la ornamentación de la cerámica Paracas-Nazca de distintas etapas, descubierta en el área de aparición de los geoglifos. Estos conceptos encontraron su apoyo en dos fechamientos radiocarbónicos de los hallazgos de dicha área: 525 DC (Strong, 1957) y 198 -200 DC (Ravines & Alvarez, 1967).

De las investigaciones realizadas en la Pampa de Atarco resulta que los pequeños fragmentos de cerámica aparecen muy raras veces. Hawkins (1969) enumera 103 frag-

mentos de cerámica fechados y 30 recipientes (?) del área de la Pampa de Cinco Cruces, mencionando el descubrimiento de unos 500 fragmentos y recipientes. En comparación con la superficie de la aparición de los geoglifos en la Pampa de Cinco Cruces la cantidad mencionada sugiere uno 2-3 hallazgos por 1 km² como promedio, lo cual constituye un dato comparable con los de la Pampa de Atarco.

Tomando en cuenta las características y la génesis del sedimento creador del fondo de los geoglifos así como su incuestionable edad geológica relativa, debemos admitir que la mayoría de dichos hallazgos aparecen en el yacimiento secundario. Algunos de ellos, en cambio, los encontramos en las antiguas tumbas, posteriormente sepultadas por el flujo legamoso-migajoso.

Uno de los hallazgos de fechamiento radiocarbónico es un poste encontrado en la colina del área de los geoglifos. La realizada por el Laboratorio C14 en la Universidad Politécnica de Gliwice, calibración de la fecha publicada por Strong (1957) y definida para 525 DC, en el resultado dió la fecha 610 ± 60 DC. Otro hallazgo lo constituye "material orgánico que muestra las características de una ofrenda..." fechado por Ravines y Alvarez (1967) para el año 198 ± 200 DC y después de la calibración 260 ± 150 DC (Pazdur, 1990). También en este caso los fechamientos determinan la edad de hallazgo y no la de los geoglifos en lo cual reparaba Petersen en su trabajo (1980). En la región del centro ceremonial de Cahuachi aparecen postes de huarango fechados entre 170 DC (Pazdur, 1990) y 303 DC (Pazdur, 1991), por su manera de construcción relacionados con los edificios del centro, al igual que el material orgánico heterogénico (a menudo encontrado en la superficie del terreno), fechado entre 210 ± 100 AC (Pazdur, 1990) y 635 ± 20 DC (Pazdur, 1991). La presencia de este material sobre la superficie del terreno de ninguna manera determina la edad de la misma. Al igual, los hallazgos encontrados encontrados en el área de aparición de los geoglifos no testimonian, por sí mismos, la edad de los geoglifos o la de la superficie del terreno.

Los resultados de investigaciones, observaciones y análisis, arriba presentados, se refieren ante todo, al aspecto geológico de la aparición de los geoglifos y de ningún modo constituyen una prueba de interpretación arqueológica de esta asombrosa obra de la antigua (antiguas?) civilización. De ahí, falta en el presente trabajo, aunque fuese superficial, una descripción de varias elaboraciones fundamentales para el conocimiento de esta problemática tan compleja.

BIBLIOGRAFIA

- CALDAS J., 1980. Mapa geológico 1:100,000 hoja Palpa. Manuscrito, INGEMET, Lima.
- GRODZICKI J., 1988. Informe de los estudios realizados en 1988 en el "Proyecto Nazca". Manuscrito, CISRAP, Brescia.
- GRODZICKI J., 1989. Los procesos geodinámicos de la región Cahuachi (Nazca, Perú) y el desarrollo y la caída de la cultura Nazca. Manuscrito, CISRAP, Brescia.
- GRODZICKI J., 1990. Las catástrofes ecológicas en la Pampa de Nazca en fines del Holoceno y el fenómeno El Niño. Actas de la conferencia "El fenómeno El Niño a través de las fuentes arqueológicas y geológicas", Varsovia.
- HAWKINS G.S., 1969. en Petersen (1980). p.32 y 34.
- OREFICI G., 1990. Evidencias arqueológicas de la influencia de los cambios climáticos en la evolución de la cultura Nazca. Actas de la conferencia "El fenómeno El Niño a través de las fuentes arqueológicas y geológicas", Varsovia.

- OSTAFICZUK S., 1988. Fotocroquis geológico de la región Cahuachi. Manuscrito, arch. de Consejo Principal de Soc. Pol. de los Amigos de Ciencias de Tierra, Varsovia.
- OSTAFICZUK S., 1989. Fotocroquis geomorfológico de la región Cahuachi. Manuscrito, arch. de Consejo Principal de Soc. Pol. de los Amigos de Ciencias de Tierra, Varsovia.
- PAZDUR M., 1989. Informe 24/90 de la elaboración de fechamientos en Laboratorio C14 en Gliwice. Arch. de la Misión Arqueológica Andina de la Universidad de Varsovia, Varsovia.
- PAZDUR M., 1990. Informe 102/91 de la elaboración del fechamiento con el método C14. Arch. de la Misión Arqueológica Andina de la Universidad de Varsovia, Varsovia.
- PETERSEN G., 1980. Evolución y desaparición de las altas culturas Paracas-Cahuachi (Nazca). Univ. Nac. Federico Villareal, Lima.
- RAVINES R. & ALVAREZ, 1967. en: Petersen (1980). p.31.
- SILVERMAN H., 1986. Cahuachi: an andean ceremonial center. Univ. Microfilms Internat., Univ. of Texas, Austin.
- STRONG W.D., 1957. en Petersen (1980). p.31.

CENTENAIRE DE L'OBSERVATION DU COURANT CÔTIER EL NIÑO, CARRANZA, 1892: CONTRIBUTIONS DE KRUSENSTERN ET DE HUMBOLT A L'OBSERVATION DU PHENOMENE "ENSO"

Philippe HISARD

Centre Orstom, BP 5045, 34032 Montpellier, France

The centenary of the 1891 - El Niño report by Carranza (1892): First encounters of the "Enso Phenomenon" by Krusenstern and by Humboldt

Abstract.- One hundred years ago, the El Niño coastal current was observed together with torrential rains in 1891 by Carranza (1892) and christened by Carrillo (1893). Eguiguren (1894) yet vainly questioned an earlier suggestion of El Niño rains periodicity. To-day this phenomenon is still a matter of intensive study due to its active presence in climatic anomalies that sometimes affect the whole planet.

During the 6th International Geographical Congress held in London in 1895, Pezet (1896) gave the first talk devoted to El Niño through these three original papers that had been published in spanish in the Geographical Society Bulletin of Lima. A confusion arose, and still recently existed, to identify Lartigue (1827) as the first person who observed El Niño as far back as 1822, on board the French frigate "La Clorinde". A new consideration of the original paper by Lartigue clearly shows that its observations were limited to a coastal area to the south of Lima; the countercurrent he observed was closely linked to with an actual Humboldt current and upwelling processes.

The anomalous conditions reported by Krusenstern during 1804 when he crossed the line around 146°W in the Central Pacific on board "Nadjejda" and the report by Humboldt of the "voyage extraordinaire" of a Manilla galion to Lima (likely to have occurred during the 1791 year), along 6° to 10°S, south of the equator, facing the "courant de rotation", are the earliest evidences of first encounters with an "ENSO-Phenomenon".

Le centenaire de l'observation du courant côtier "El Niño" et des pluies exceptionnelles de 1891 dans le nord Pérou, est l'occasion de reconsidérer les premiers textes qui ont été consacrés à ce phénomène majeur des interactions océan-atmosphère; aujourd'hui, 100 ans après, il suscite toujours autant d'intérêt du fait de son étroite connexion avec des crises climatiques aux conséquences parfois dramatiques.

C'est en 1895 à Londres, au sixième congrès international de géographie, que Pezet fit la synthèse des trois articles de langue espagnole, ceux de Carranza (1892), de Carrillo (1893) et d'Eguiguren (1894), consacrés au courant côtier "El Niño" observé en 1891. L'examen critique de ces textes conduit à réfuter l'assertion selon laquelle Lartigue (1827) aurait dès 1822 observé le contre courant côtier "El Niño" "paraissant sortir du golfe de Guayaquil". Le contre-courant qu'il décrit au sud de 16°S est associé au courant de Humboldt, et est lié à la dynamique de l'upwelling côtier.

Les anomalies observées par Krusenstern en 1804 lorsqu'il traversa la zone équatoriale du Pacifique à bord de "la Nadjejda" vers 146°W, et la relation par Humboldt du voyage "extraordinaire", d'un galion de Manille, "contre le courant de rotation", au sud de l'équateur, qui eut lieu probablement en 1791, témoignent des effets d'un El Niño sur l'ensemble du bassin équatorial de l'océan Pacifique; elles sont les premières manifestations rapportées de conditions de type "ENSO" dans l'océan Pacifique.

1. Un contre-courant océanique entre Païta et Pacasmayo (Carranza, 1892)

De la mi-février jusqu'au mois d'avril 1891, pendant plus de 60 jours, des pluies abondantes s'abattirent sur la région côtière désertique du nord-Pérou; l'agglomération de Piura et le port de Païta (Fig. 1) furent à moitié ruinés par les inondations et les glissements de terrain; le pont sur le rio Piura construit en 1870 et qui avait résisté jusque-là à quatre grandes crues, fut balayé par les eaux (Eguiguren, 1894). Dans le bulletin de la société de géographie de Lima, son président, le Dr. L. Carranza, (1892) indiqua que ces pluies catastrophiques étaient dues à la présence inhabituelle d'eaux côtières anormalement chaudes entre les ports de Païta et de Pacasmayo. Ces eaux de nature et de température très différentes de celles beaucoup plus froides du courant de Humboldt, responsables de l'aridité du littoral, avaient été entraînées par un contre-courant côtier paraissant provenir du golfe de Guayaquil; le climat de la région en avait été pour un temps fortement modifié. Carranza souligna tout l'intérêt qu'il y aurait à étudier les causes des variations de la circulation océanique côtière pour déterminer les lois auxquelles elles obéissaient si tant est que ces perturbations avaient un caractère périodique.

Aujourd'hui encore, 100 ans plus tard, l'étude de ce phénomène majeur d'interactions océan-atmosphère est toujours d'actualité surtout depuis que l'on a reconnu le caractère quasi-planétaire de ses implications en matière d'anomalies climatiques parfois graves de conséquences (sécheresse sur le NE du Brésil, déficience de la mousson d'Asie, cyclones sur la Polynésie Française etc...). Ce phénomène connu sous le nom "El Niño" est en effet associé à une oscillation apériodique de la pression atmosphérique, l'oscillation australe, entre l'Indonésie et le Pacifique sud-est, d'où l'appellation actuelle globale "ENSO" pour "El Niño-Southern Oscillation" que l'on utilise.

2. "Hidrografía oceánica" (Carrillo, 1893)

Un officier de marine péruvien, Camilo Carrillo (1893) indiqua que le nom de "corriente del Niño" était donné par les pêcheurs de Païta au contre-courant côtier paraissant provenir du golfe de Guayaquil. Ce nom vient de la proximité de son apparition avec les fêtes de "la Pascua de Navidad" : Noël, l'Enfant-Jésus, "El Niño-Dios". A cette époque, les pêcheurs observent un changement dans les poissons qu'ils capturent et des débris végétaux de toutes sortes, allant de feuilles de palmiers jusqu'à des troncs d'arbres, sont rejetés sur les plages. Les pluies qui accompagnent ce changement de saison, sont généralement bienvenues sauf lorsqu'elles ont un caractère dévastateur comme en 1891. D'ordinaire les eaux de pluies sont recueillies dans de petites dépressions préparées à l'avance et entretenues avec soin dans leur attente; elles permettent de doubler la récolte de coton.

A partir de 1841, quand on développa la commercialisation du "guano" source de rentrées importantes de devises, ces pluies furent considérées comme des nuisances; elles provoquaient la dispersion des oiseaux de mer en train de nidifier et la mort des oisillons car la fuite des "anchovettes" vers le sud empêchait leur alimentation; parfois même il y avait de véritables hécatombes d'oiseaux adultes par suite d'épidémies dues à l'humidité excessive de l'air (Murphy, 1926).

C'est au cours d'une assez longue conférence sur la circulation océanique planétaire ("Hidrografía oceánica") qu'il donna dans les salons de la société de géographie de

Lima que Carrillo précisa le nom "El Niño" du contre-courant que Carranza avait signalé. En tant qu'officier de marine il avait accès aux documents hydrographiques; il voulut souligner que ce courant n'était pas une chose nouvelle; des contre-courants avaient été observés dès 1822 par Lartigue à bord de la frégate française "La Clorinde" commandée par M. le Baron Mackau; des contre-courants d'une grande variabilité étaient également signalés dans les "routiers" des côtes du Pérou, en particulier dans celui rédigé par Fitz-Roy dont le navire, "Le Beagle" avait hydrographié la rade de Pacasmayo en 1835. Il était dit : *"... there is no known cause to explain this reflux toward the south, which is noticeable immediately before and after the northerly winds blow"*. Fitz-Roy ajoutait : "très près des côtes du Chili et du Pérou, en différents points du littoral, on trouve un contre-courant opposé au courant de Humboldt et dont les eaux se dirigent principalement vers le sud, en suivant les sinuosités de la côte" (cité par Carrillo). Il est clair que ces deux indications ne concernaient pas le même phénomène.

Le nom du "Beagle" évoque celui de Darwin qui, en 1834 et 1835, suivait à terre la progression des travaux hydrographiques le long des côtes. Dans son journal, Darwin (1980) évoque les pluies exceptionnelles qui parfois dévastaient le Pérou; les paysans disaient que l'on pouvait prévoir l'imminence de celles-ci par la sensation préalable de tremblements de terre.

3- Les pluies de Piura (Eguiguren, 1894)

Le président du "centre géographique" de Piura, le Dr Víctor Eguiguren (1894), voulut vérifier le caractère soi-disant périodique des pluies exceptionnelles dont la mémoire locale gardait le souvenir; il avait lu en effet qu'à la fin du siècle dernier, un naturaliste d'Europe centrale commandité par le gouvernement espagnol, Tadeo Haenke, avait signalé que ces pluies anormales revenaient tous les 6 à 10 ans. Il commença son enquête au travers des chroniques anciennes des missions espagnoles et remonta ainsi jusqu'à la pluie dévastatrice de 1578; elle avait contraint le gouverneur de Piura à renoncer à lever l'impôt ce qui expliquait que ces pluies étaient duement signalées comme justification.

Eguiguren affina son enquête pour la période de 1791 à 1890, affectant chaque année d'une indice de pluviosité, 0 pour les plus sèches, 2 pour une année de pluies normales, 4 pour des pluies exceptionnelles comme en 1891. (Quinn et al., 1987 s'en inspireront). Eguiguren décompta ainsi 10 années de très fortes pluies en 100 ans mais leur répartition n'était pas régulière, loin de là; c'étaient les années : 1790, 1804, 1814, 1828, 1845, 1864, 1871, 1877 et 1878, et 1884. Pour Eguiguren il ne faisait aucun doute que ces pluies étaient en relation directe avec une avancée inhabituelle des eaux chaudes du courant El Niño comme Carranza l'avait observé en 1891.

On sait aujourd'hui que ce ne sont pas les eaux chaudes qui par leur présence engendrent les pluies; la cause en est la migration anormalement sud de la zone de convergence intertropicale habituellement située au nord de l'équateur, et qui est le siège d'importantes convections profondes; de même les eaux froides du courant de Humboldt ne font que renforcer l'aridité locale en alourdissant l'air à l'interface ce qui l'empêche de s'élever et inhibe la convection; le premier facteur de sécheresse est la subsidence générale de l'air sur le bord Est de l'anticyclone de l'île de Pâques et la faible altitude de la couche d'inversion des alizés; la sécheresse est en partie compensée par les brouillards qui se forment sur la mer et par les rosées, "guarúa", abondantes.

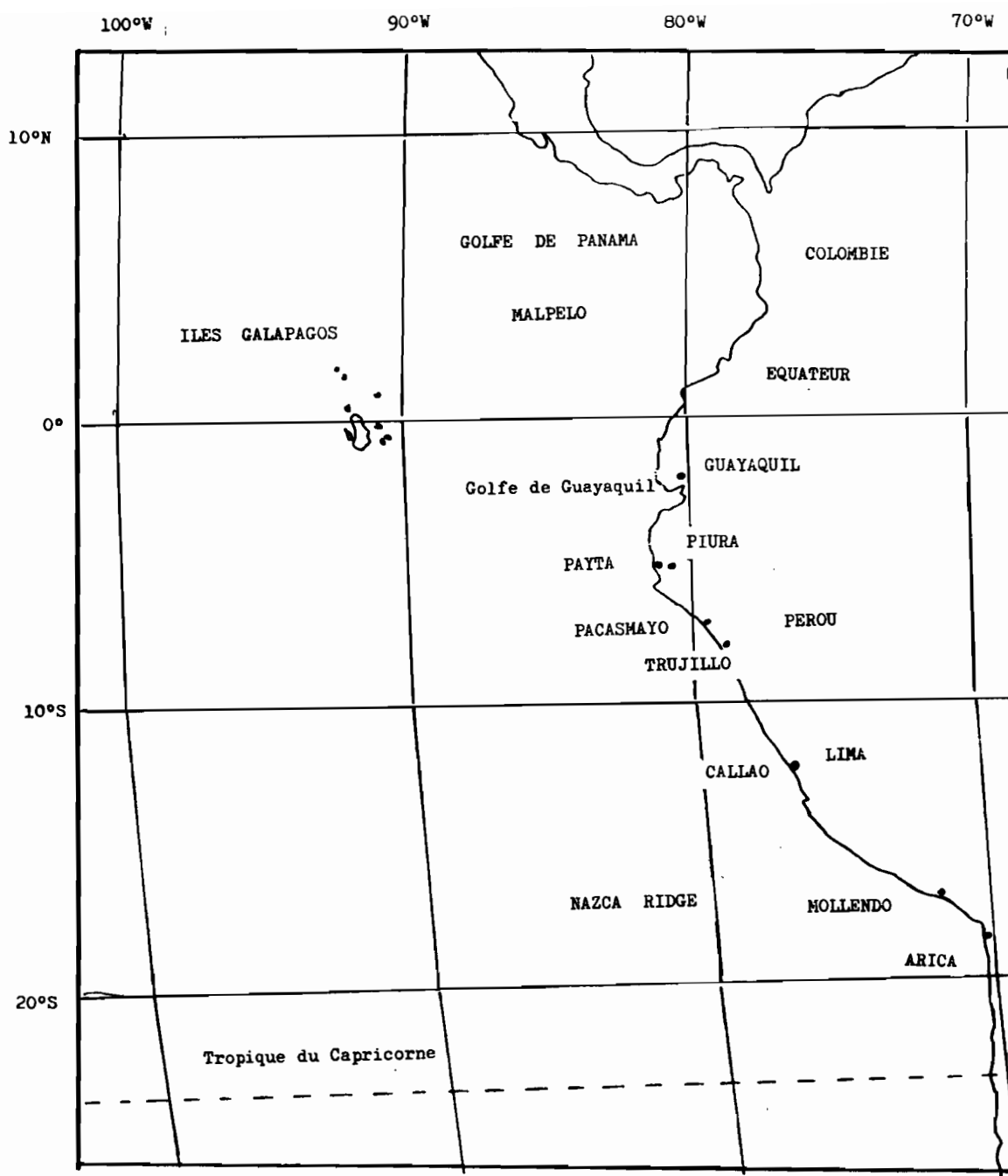


Figure 1: Situation géographique des noms cités sur la côte ouest de l'Amérique du Sud.

Eguiguren apporta une précision qui nous ramène à Darwin; après les années de sécheresse qui suivirent l'El Niño de 1804, "il y eut le 1^{er} février 1814 à Piura, à 5 heures du matin, un grand tremblement de terre qui causa de nombreux dégâts et qui fut suivi de pluies abondantes. La même chose se produisit en 1845; à 2 heures de l'après midi, le 1^{er} février il y eut un grand tremblement de terre qui fut suivi de pluies extraordinaires".

Simple coïncidence ou relation plus ou moins directe ? N'a-t-on pas évoqué, il y a peu, l'hypothèse selon laquelle certains El Niño seraient provoqués par de grandes éruptions de panaches hydrothermiques sous-marins le long de la zone de grande fracture (Nazca ridge) du Pacifique Est ?

Eguiguren dans sa conclusion se fit l'écho de la remarque de Carrillo sur l'antériorité des observations de Lartigue dont il n'avait aucune raison de douter car Carrillo était mieux placé que lui pour parler des choses de la mer; il résuma ce qu'avait dit Carrillo en une seule phrase : "M. Lartigue à bord de la frégate française "La Clorinde" a observé en 1822 un courant sortant probablement du golfe de Guayaquil; il se dirigeait vers le sud en restant collé à la côte". Il avait quelque peu interprété le texte original.

4. La 6ème Congrès International de Géographie, Londres 1895 (Pezet, 1896).

Les trois articles précédents publiés à Lima en langue espagnole dans le bulletin de la société de géographie, auraient pu passer relativement inaperçus si Federico Alfonso Pezet (1896) ne les avait pas pris comme références de la communication qu'il donna au sixième congrès international de géographie à Londres en 1895. Le texte de cette présentation fut publié en anglais dans les minutes du congrès. C'était la première fois que la communauté scientifique internationale entendait parler de l'El Niño. Pezet fit un exposé remarquable, clair et concis; il souligna l'importance de ce phénomène pour la compréhension du climat de son pays et appela à une collaboration internationale des grandes puissances maritimes européennes pour la collecte d'observations de courants dans le Pacifique Est; le Pérou offrait la disponibilité d'une station de météorologie et de surveillance marine qui serait construite à Païta.

Pezet indiqua également que le contre-courant El Niño avait déjà fait l'objet d'observations antérieures à 1891 et cita les observations de Lartigue : "... *the countercurrent...has been observed as far back as 1822, when M. Lartigue on board the french frigate La Clorinde, first observed and mentioned the existence of a current which appeared to flow from the Gulf of Guayaquil in a southerly course very close to the coast*". Quand l'hydrographe allemand Zorell (1928) décrivit l'El Niño de 1925, il ne douta pas de la justesse de l'assertion de Pezet et écrivit à son tour : "selon les observations de M. Lartigue, le courant aurait coulé vers le sud, sortant du golfe de Guayaquil et demeurant très près de la côte". Aujourd'hui encore on trouve fréquemment cité le nom de Lartigue comme "inventeur" du courant El Niño (Glantz, 1984, Enfield, 1988, Cane, 1986). Ceci est pourtant inexact et demande une rectification.

5. La mission hydrographique de "la Clorinde" (Lartigue, 1827).

La frégate "La Clorinde" d'après la notice hydrographique de Lartigue (1827) eut pour tâche le levé de la côte du Pérou entre 19° et 16°20' S comme le précise le titre; elle établit ainsi les plans d'Arica, de Mollendo, d'Ilo et de Quilcay; Duperrey, à bord de "la

Coquille", hydrographia la côte plus au nord et resta pour cela à Païta du 10 au 22 mars 1823 avant son grand voyage d'exploration dans le Pacifique; il leva le plan de la rade de Païta et l'entrée de l'anse de Sechura d'après le catalogue informatisé des archives de l'EMPS-HOM-Brest. Lartigue dans sa note précise clairement : "la Clorinde" n'a pas navigué entre Lima et Guayaquil". Il relate cependant effectivement des observations de courants et de contre-courants faites à bord de "la Clorinde"; voici le passage du texte concerné : "Les vents du S à l'ESE occasionnent au large de la côte des courants qui portent au SO... il règne entre ces courants et la terre, un contre-courant qui porte au SE et suit la direction de la côte... plus la brise est fraîche, plus ce contre-courant acquiert de largeur et de vitesse".

Le contre-courant que décrit ici Lartigue est très vraisemblablement celui qui fut observé pendant une étude de l'upwelling côtier du Pérou vers 15°S en mars 1977 (Brinck et al., 1980); il est étroitement associé à la dynamique de la cellule verticale de circulation responsable de l'upwelling. Courants, contre-courants, et upwelling côtier sont ici intimement liés; tous ces phénomènes présentent sur ces côtes une grande variabilité spatiale en fonction de la direction de la côte par rapport à celle des vents dominants que complique un fort régime de brise entre le continent surchauffé et le courant de Humboldt froid; ceci explique sans doute le caractère de grande variabilité dont parlait Fitz-Roy pour les contre-courants qu'il signalait dans le routier anglais ("*Sailing Directory*").

6. Colnett (1798).

Glantz (op. cit.) propose avant le nom de Lartigue, celui du capitaine Colnet qui aurait observé des conditions de type El Niño en 1795. Il ne semble pas que cette référence soit plus exacte que celle relative à Lartigue. Dans Carrillo on trouve une référence à des courants observés par Colnet en juin 1793, dans la région des Galapagos. Carrillo indique que Colnet était un officier de marine US auquel il attribue le "*Narrative of the United States Exploring Expedition*". C'est Wilkes (1845) qui est en fait l'auteur de cette relation des campagnes d'exploration américaines dans le Pacifique qui eurent lieu de 1838 à 1843.

Colnett (avec 2 t) était un officier de la Royal Navy, qui explora l'Atlantique sud et le Pacifique à la recherche de zones propices à la pêche à la baleine pour le compte de commerçants de la cité de Londres (Colnett, 1798); il visita les Galapagos en 1793 et 1794 où l'abondance des tortues terrestres permettait d'envisager un ravitaillement à bon compte des baleiniers en viande fraîche (Perry, 1984). Carrillo indique que les courants violents que Colnett rencontra pendant sa traversée entre le cap de Santa Elena et les Galapagos "faisaient varier constamment le cap du navire malgré les efforts du pilote et faisaient penser aux courants violents des côtes de Norvège; alors qu'il était entre les îles, Colnett mesura la direction et la vitesse du courant et trouva qu'il portait au SO à 2,5 milles par heure". Il est difficile de voir dans cette relation une manifestation du courant El Niño car les Galapagos sur l'équateur font obstacle au sous-courant équatorial (courant de Cromwell) et perturbent fortement la circulation océanique dans cette région.

7. Agassiz et la campagne de l'"Albatross" en 1891.

Il semble que le premier qui ait noté le courant de l'El Niño sur les côtes du Pérou en relation avec les pluies excessives de 1891, soit le Dr. Luis Carranza lui-même, il y a donc de cela un siècle. Il ne fut pas le seul à observer cette année-là des pluies anormales. Agassiz les observa également aux îles Galapagos au cours de la campagne de l'"Albatross"

de l'US Fisheries Service dans le golfe de Panama. Lorsqu'Agassiz visita les îles Galapagos en avril 1891, les pluies qui tombaient depuis le début du mois de février avaient couvert le littoral d'une végétation abondante; cette vision contrastait avec la description qu'avait faite Darwin en 1835 d'un paysage aride. Agassiz nota : "*this year quite heavy rains extended to sea level, a very unusual occurrence*".

Schott (1931) qui cite Agassiz, remarque que les températures de la mer observées au nord dans le golfe de Panama par l'"Albatross" étaient anormalement basses alors qu'au même moment sous l'effet de l'El Niño, en mars 1891, les températures devant Callao passaient par un maximum (25,8°C contre 21,1°C); il avait observé la même chose en 1925 d'après les relevés des navires de commerce allemand; il nota : "*we can assume that every occurrence of the warm niño-current in southern latitudes coincides with cold upwelling water in northern latitudes, from the Gulf of Panama to Malpelo island and even further south*". Cette assertion apparemment vérifiée lors des El Niño de 1891 et de 1925 et évoquant des alizés de l'hémisphère nord fortement développés, responsables de la migration au sud de l'équateur de la zone de convergence intertropicale, n'est plus aujourd'hui considérée comme toujours réalisée lors d'un El Niño.

8. Krusenstern et la circumnavigation de la "Nadjejda" de 1803 à 1806.

La région équatoriale des îles Galapagos n'est pas la seule à subir les conséquences de l'El Niño des côtes du Pérou. Sous la dénomination "El Niño - Southern Oscillation" (ENSO) rappelant le lien étroit entre l'El Niño et l'oscillation australe, c'est toute la zone équatoriale de l'océan Pacifique qui est affectée par le phénomène; les alizés faiblissent sur l'ensemble du bassin équatorial et sont même parfois remplacés comme en 1982 par des vents d'ouest; les courants et les contre-courants équatoriaux sont modifiés par ce changement dans le "forcing" du vent. Certaines circumnavigations du XIX^{ème} siècle eurent à subir les conséquences de tels phénomènes qui affectaient la marche des voiliers lancés à la découverte de l'océan Pacifique (la Mer du Sud). Ce fut le cas en particulier de "la Nadjejda" commandée par Krusenstern en 1804.

Après un séjour prolongé aux îles Marquises, Krusenstern appareilla en direction des îles Sandwich (Hawaï); c'était au mois de mai 1804. La traduction du texte russe relatif à la traversée de la zone équatoriale indique : "Le vendredi 25 mai à 3 heures de l'après-midi, nous avons coupé la Ligne par 146°31' W d'après les indications du chronomètre et par 144°56' W selon l'estime que nous avons entretenue. Ainsi pendant 7 jours nous avons dérivé dans l'ouest de 1,5 degré de longitude. Ce jour-là le courant de dérive nous a porté à l'ENE à la vitesse de 16 milles par 24h. Puis le courant est redevenu ouest les jours suivants. Il est difficile de comprendre la raison d'un tel changement. Pendant notre route depuis 1°S jusqu'à la latitude 8°N, les vents ont été généralement des calmes de direction très variable; une fois seulement le vent a soufflé de manière continue pendant 16 heures mais de secteur ouest". A la lecture de Krusenstern, on peut penser que lorsqu'elle traversa l'équateur, "la Nadjejda" ressentit les effets du sous-courant équatorial sous-jacent qui, en l'absence d'alizés établis, entraîne les couches de surface à l'inverse de leur direction habituelle, d'où l'étonnement clairement manifesté de Krusenstern; il est probable que ceci était en relation avec le développement du fort El Niño de l'année 1804; quant aux vents de secteur ouest ce peut être aussi une manifestation de l'ENSO mais des grains de secteur ouest peuvent être observés en temps normal dans la zone de convergence entre les alizés des deux hémisphères.

(Le nom de "Nadjeida" du navire de Krusenstern signifie l'Espérance; c'était aussi le nom d'un des bateaux de d'Entrecasteaux lors de la campagne à la recherche de la Pérouse (1791-1794); peut-être le tsar Alexandre Ier a-t-il également pensé à La Pérouse en donnant ce nom car à cette époque on était loin d'être fixé sur le sort de ce dernier).

9. Humboldt et le voyage "extraordinaire" du galion de Manille.

Le nom de Humboldt est celui qui revient le plus souvent dans la description des courants des côtes du Pérou auxquels il donna son nom; (c'est lui qui révéla aussi aux pays européens la vraie nature des riches gisements de "guano" dont il envoya en Europe des échantillons pour analyse). Mais si Humboldt observa le premier la température anormalement basse des eaux côtières à Trujillo puis à Callao en 1802, il ne rencontra pas le courant El Niño; et pourtant c'est le jour de Noël qu'il embarqua de Lima pour Guayaquil, le 24 décembre 1802; il arriva en Equateur le 3 janvier 1803.

On trouve cependant dans l'ouvrage de Humboldt une curieuse anecdote que le célèbre géographe tint à rapporter; elle se trouve dans le chapitre de "Tableaux de la nature et des hommes", consacré au commerce hispano-américain à la fin de l'ère coloniale; ce commerce s'effectuait à travers le Pacifique grâce aux rotations régulières du galion de Manille. Après avoir décrit les voyages des galions entre Manille et Acapulco, Humboldt rapporte : "Outre le galion de Manille vers Acapulco, on expédie aussi de temps en temps, un vaisseau de Manille à Lima. Cette navigation, une des plus longues et des plus difficiles qui soit, se fait ordinairement par la même route du nord que la traversée des Philippines aux côtes de Californie puis après avoir reconnu la côte du Mexique, le galion de Lima fait route vers le sud jusqu'aux latitudes de 28° à 30° où il trouve un vent de sud-ouest... Peu d'années avant mon séjour à Lima, Don Joseph Arosbide a conduit le galion El Filippino, en quatre vingt dix jours, par une route directe de l'ouest à l'est (souligné par Humboldt) de Manille à Callao. Favorisé par les petits vents variables qui soufflent, surtout de nuit, dans le voisinage des îles de la Mer du Sud", il a remonté, entre les parallèles de 6° et de 10° de latitude sud, contre le courant de rotation (souligné par Humboldt), la crainte de tomber entre les mains des corsaires anglais lui fit choisir une route si extraordinaire, et opposée à la direction des vents alizés. Oubliant que le hasard avait eu beaucoup de part au succès d'un voyage pendant lequel des calmes avaient été interrompus par des grains du sud et du sud-sud-ouest, M. Arosbide voulut tenter une seconde fois la route de l'ouest à l'est; après avoir lutté longtemps contre les vents alizés, il fut obligé de s'élever à de hautes latitudes, et de suivre l'ancienne méthode de navigation; le manque de vivres le fit relâcher au port de San Blas, où il mourut excédé de fatigues et de chagrins". L'année de ce voyage "si extraordinaire" n'est pas précisée mais l'indication donnée par Humboldt "peu d'années avant mon séjour à Lima" (1802), laisse penser que cette traversée dut avoir lieu en 1791, année d'un fort El Niño; en effet ce voyage d'un lourd galion "contre le courant de rotation" ne fut certainement possible que grâce à la manifestation du contre-courant équatorial sud en surface; il s'observe en effet parfois intensément comme pendant l'El Niño de 1983 (Picaut et Tournier, 1991); la latitude indiquée de 6° à 10° Sud est cohérente avec cette hypothèse.

10. Remerciements.

Les services de l'EPSHOM-Brest (notre service hydrographique) ont été précieux pour localiser la note de Lartigue (1827) et m'ont procuré également le listing des cartes et plans de la côte du Pérou que détiennent leurs archives. J. Pagès a traduit les textes

allemands de Zorell et de Schott. Je dois à V. Bubnov depuis l'Atlantique de Kaliningrad les extraits en russe (édition de 1976) du texte de Krusenstern relatif à la traversée de la zone équatoriale; K. Voigt a bien voulu corriger ma traduction. F. Jarrige et J. Maley m'ont procuré les éditions par Maspero du journal de Darwin et de Humboldt. L. Ortlieb m'a communiqué les articles originaux de Carranza, Carrillo et Eguiguren. Enfin les recherches en bibliothèque que ce soit à Monaco au Musée Océanographique, à Vincennes au Service Historique de la Marine ou à Brest auprès d'Ifremer, ont toujours été facilitées par la grande disponibilité et la gentillesse de leur personnel.

REFERENCES

- Brink K.H., Halpern D., Smith R.L., 1980. Circulation in the Peruvian Upwelling system near 15°S. *J. Geophys. Res.*, 85, C7, 4036-4048.
- Carranza L., 1892. Contra-corriente marítima en Paíta y Pacasmayo. *Bol. Soc. Geogr. Lima*, 1, 9, 344-345.
- Carrillo C., 1893. Hidrografía oceánica. *Bol. Soc. Geogr. Lima*, 2, 11, 72-110.
- Colnett J., 1798. *A voyage to the south Atlantic and round the Cape Horn into the Pacific Ocean for the purpose of extending the Spermaceti whale fisheries and other objectives of commerce.* London.
- Darwin Ch., 1980. *Voyage d'un naturaliste. De la Terre de Feu aux Galapagos.* Ed. Maspero, Paris.
- Eguiguren V., 1894. Las lluvias en Piura. *Bol. Soc. Geogr. Lima*, 4, 7-8-9, 241-258.
- Enfield D. B., 1988. Is El Niño becoming more common?, *Oceanography*, 1, 2, 23-27.
- Glantz M. H., 1984. Floods, fires and famine: is El Niño to Blame?, *Oceanus*, 27, 2, 14-19.
- Humboldt A., 1980. *Voyages dans l'Amérique équinoxiale. Tableaux de la nature et des hommes.* vol. 2, 259 pp. Ed. Maspero, Paris.
- Krusenstern A. J., 1976. *Voyage autour du monde dans les années 1803, 1804, 1805 et 1806 sur le navires La Nadjeida et la Néva* (traduit du russe). Une traduction française en 2 vol. a également été publié en 1821 à Paris. Edition originale, Saint-Petersbourg, 1814.
- Lartigue M., 1827. *Description de la côte du Pérou de 19° à 16°20'S.* Paris, Imprimerie Royale. EPSHOM, côte 748.
- Murphy R. C., 1926. Oceanic and climatic phenomén along the west coast of south America during 1925. *Geogr. Rev.*, XVI, 26-54.
- Perry R., 1984. The Islands and their history, in *Galapagos*, pp 1-14. Keys Environments series. Pergamon-Press Ed.
- Pezet F. A., 1896. The counter-current El Niño, on the coast of northern Peru. Rept 6th Intern. Geogr. Congress, London. pp. 603-606.
- Picaut J., Tournier R., 1991. Monitoring the 1979-1985 Equatorial Pacific current transports with expendable bathythermograph data. *J. Geophys. Res.*, 96, Suppl., 3263-3277.
- Quinn W. H., Neal V. T., Antúnez de Mayolo S. E., 1987. El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *J. Geophys. Res.*, 92, C13, 14, 449-14,461.
- Schott G., 1931. Der Peru-strom und seine nordlichen Nachbargebeite in normaler und anormaler Ausbildung. *Ann. Hydro. Marit. Meteo.*, 59, 161-1+69, 200-213 et 240-252.
- Wilkes Ch., 1845. *Narrative of the United States Exploring Expeditions.*, 5 vol. + 1 atlas.
- Zorell F., 1928. Der "El Niño strom im Jahre 1925. *Ann. Hydro. Marit. Meteo.*, Mai, 166-175.

HISTORICAL RECORD OF EL NIÑO EVENTS IN PERU (XVI-XVIIIth CENTURIES): THE QUINN ET AL. (1987) CHRONOLOGY REVISITED

Anne-Marie HOCQUENGHEM

Proyecto Franco-Alemán CNRS-DFG, Institut Français d'Etudes Andines, Casilla 782, Piura, Peru.

Luc ORTLIEB

ORSTOM, Fac. Recursos del Mar, Universidad de Antofagasta, Casilla 170, Antofagasta, Chile.
(Formerly: ORSTOM-IGP, Lima, Perú)

El registro histórico de eventos El Niño en Perú: un reexamen de la cronología propuesta por Quinn et al. (1987) para el período s.XVI-s.XVIII.

Una cronología de eventos El Niño en el transcurso de los últimos 450 años ha sido elaborada por Quinn et al. (1987). Este registro, basado en una amplia compilación de textos históricos referentes a anomalías climáticas en el Perú, es de suma importancia para los estudios de periodicidad y de variaciones de intensidad del fenómeno El Niño, y empieza a ser ampliamente utilizado por numerosos investigadores del sistema ENSO (El Niño-Oscilación Austral). El presente trabajo consiste en revisar la cronología propuesta por Quinn et al., en base a los mismos textos referenciados por los autores (y agregando unos pocos), para el período s.XVI-s.XVIII. Este nuevo análisis crítico de textos nos lleva a confirmar la validez de la mayoría de los eventos propuestos en aquella cronología. En algunos casos, sin embargo, consideramos que los elementos disponibles no permiten determinar, con buena probabilidad la ocurrencia de un evento El Niño. En otros casos, por ejemplo cuando sólo se tiene una información aislada sobre una lluvia en Lima, o una crecida del río Rimac, consideramos que se requeriría datos adicionales antes de poder afirmar que estas anomalías corresponden a un evento El Niño. Por otro lado, la determinación de la intensidad de los eventos pasados El Niño sigue siendo un problema difícil de resolver, sobre todo cuando se tiene información parcial y geográficamente limitada.

INTRODUCTION

Quinn et al. (1987) developed a chronological series of the major El Niño events that might have occurred in the last 450 years. This was done through a compilation of historical sources, most of them concerning evidence of meteorological anomalies in Peru. The Quinn et al. (1987) study (further referred to as QNA) included estimates of event intensity, as well as a confidence rating in the evaluation of the event reconstruction. The QNA chronological reconstruction of the main ENSO events in the last few centuries is not the only one (see Hamilton & Garcia, 1986; Huertas, 1987), but it remains the most detailed and the most complete proposed so far. As such, it has been accepted by numerous authors working on paleo-ENSO record. Some researchers even based part of their studies on this chronology (e.g. Enfield, 1988; Enfield & Cid, 1990; Fairbridge, 1990; Nicholls, 1990).

There is a tendency to use the QNA chronology without taking into account some of the uncertainties that Quinn et al. originally expressed (cases with confidence rating of

Years	QNA, 87 Strength Confid	Major sources	Direct observ- ation	Concerned area of the reported phenomena	Inter- preta- tion	Ref. not seen	Remarks
1525-6	S 3	Jerez, 1534 [1968:197]	+	Colombian coast	*		See H. & O., 1990; O. & H., 1991
1531	S 4	Jerez, 1534 [1968:200]	+	Piura	No		See H. & O., 1990; O. & H., 1991
1532		Prescott, 1892 [1955:240]	-				
1539	M/S 3	Monteainos, 1642	-	Cuzco	*	*	dry weather in the Altiplano (Cuzco)
1540		Monteainos, 1642	-	Cuzco - Lima	*	*	Storm and hail
		Antunez de Mayolo (in QNA)	-	Lima (12.7.1540)	*	*	"Aguaje" and red tide
1541		Cobo, 1653 [1964, t.1:90]	-	Lima	?		Rain, water running in the streets
1552	S 4	Moreno, in: Unanue, 1806 [1815:38]	-	Lima (13.07.1552)	?		1 thunder-clap & 3 lightnings during winter storm
1567	S+ 5	Cobo, 1639	-		*	*	
		Portocarrero, 1926:84-85	-	Coast	*	*	floods in all the Peruvian rivers [source of original information ?]
1568		Oliva, 1631	-	Equatorial Pacific O.	*	*	Panama-Lima trip in 26 days (arrival in Lima on 25/3/1568)
		Portocarrero, 1926:84-85	-	Coast	*	*	floods in all rivers, great damage [from which source?]
1574	S 4	García Rosell, 1903	-	Piura la vieja	M		Rain, [shouldnot be strong because not remembered in 1578]
		Huertas ms, 1987	+	Lambayeque, Trujillo			Rains during two months
1578	VS 5	Cabello Balboa [1951:222-224]	+	Trujillo	VS		Very strong event, never seen before
		Lizárraga [1986 ch.XVII:14-15]	+	Chicama-Trujillo			
		Acosta, 1590 [1954:82]	+	Trujillo			
		Cobo, 1653 [1964, t.1:90]	+	Trujillo			
		Cobo, 1639 [1964, t.2:311]	-	Lima			Rimac flood
		García Rosell, 1903	-	Alto Piura			
1591-2	S 2	Martínez y Vela, 1702	-	Potosí	*	*	dry weather in Bolivia
1593		Lizárraga, 1968:14-15	+	Trujillo	S		Storm ("azote"), not as strong as 1578 event
1594		Lizárraga, 1968:14-15	+	Trujillo	(M)		Storm and lightning, rains
1596		Ocoña & Alvarez, 1969:38	+	Paita	M		Heavy rainfall in Paita area and formation of a pool on the tablazo
1607	S 5	Cobo, 1639 [1964, t.1:213]	+	Lima (February)	?		Rimac River flood, and destruction of a bridge at Lima
1608		Palma, 1894 [1964:41]	-	Lima	?		Rimac River flood
1614	S 5	Cobo, 1653 [1964, t.1:90]	+	Chancay (Feb./March)	?		Rainstorm, rain from the Sierra according to Cobo
1618	S 4	Vasquez de Espinoza, 1629	+		*	*	
1619		Cobo, 1653 [1964, t.1:90]	+	Ilo (June)	?		Lightnings and winter storm like in 1552
1624	S+ 4	Cobo, 1653 [1964, t.1:90]	+	Zaña, Trujillo	S		Rain and floodings
1634	S 4	Suardo, 1634 [1936:13-15]	+	Lima (Feb./March)	?		River floods south of Lima, rainstorm in Lima, flood in Arica
1652	S+ 4	Cobo, 1653 [1964, t.1:90]	+	Lima (February)	?		Rainstorm, rain from the Sierra according to Cobo
1660	S 3	Portocarrero, 1926:84-85	-	Supé	?		Supé River flood [original information from which source?]
1671	S 3	Portocarrero, 1926:84-85	-	Supé, Rimac	?		Rimac and Supé river floods [source of original information?]
1681	S 3	Rocha, 1681	+		*	*	
1686		Schlöppmann ms, 1988	+	Yapatera, Alto Piura	M		Continuous rains that cause destruction
1687	S+ 4	Remy, 1931	-	Lima (2.12.1687)	?		Strong storm that causes destruction
1688		Melo, 1913; Taulis, 1934	-		*	*	
1696	S 3	Palma, 1894 [1964:42]	-	Lima (11.2.1696)	?		Rimac River flood

1701	S+	4	Feijoo de Sosa, 1763 [1984:1:157] Bueno, 1763-1778 [1951:50] Unanue, 1806 [1815:38-39]	+ + -	Trujillo Trujillo Trujillo	S		Thunderstorm
1707 1708	S	3	Cooke, 1712 Alcedo y Herrera, 1740	+ +	• •	• •	• •	
1714 1715	S	4	Gentil, 1728 Portocarrero, 1926:84-85 Labarthe, 1914	+ - -	• Arequipa •	? •	• •	Chili River flood
1720	S+	4	Rubino y Andrade ms, 1782 Shelvocke, 1726 [1971:103] Feijoo de Sosa, 1763 [1984:1:160-161] Bueno, 1763-1778 [1951:50,53] Palma, 1894 [1964:1151]	+ + + + -	Zana Paiza (March) Trujillo Zana and valleys Lima	S		Zana River flood, rains during at least two weeks Heavy fog "Not as strong as 1728" : important remark "Stronger than 1728" : see above Thunderstorm
1728	VS	5	Anson, 1740 [1974:178] Juan & Ullon, 1748 [1978:22] Feijoo de Sosa, 1763 [1984:1:157-164] Alcedo 1786-89 [1987: t.3:344] Lequanda 1793:168-169	+ + + - -	Paiza Chocope Trujillo Paiza, Zana Piura	VS		Destruction of the port They made a confusion between 1728 and 1726, 40 days of rain Event stronger than 1720 Zana ruined, damage in Paiza Destruction in the city
1747 1748	S	5	Feijoo de Sosa, 1763 [1984:1:163] Moreno, in: Unanue, 1806 [1815:38] Schlupmann ms, n/d Stevenson, 1825:177-178	+ - + -	Trujillo Lima Sancor Alto Piura Chocope	S		Rains (2 days) in Trujillo and more to the south Thunderstorm Heavy rain Rain during 11 nights ("and no rain until 1812": not to be trusted!)
1761	S	5	Bueno, 1763-1778 [1951:39]	+	Santa	?		Santa River flood: was it related to EN conditions?
1775	S	4	Puente, 1885 Portocarrero, 1926:84-85	- -	• Lima	? ?	• •	Rimac River flood
1785 1786	S	4	Labarthe, 1914 Estrada Icaza, 1977 Portocarrero, 1926:84-85	- - -	• • Lima	• • ?	• • •	Rimac River flood
1791	VS	5	Mercurio Peruano 7/8/1791 Ruschenberger, 1834 Paz Soldan, 1862 Spruce, 1864:29 Tavara, in: Eguiguren 1894:247-248	+ + - - +	Lambayeque (march) Piura Piura	S	• •	Lambayeque River flood In 1864 the last strong event remembered is the 1791 event

Table 1. Revised Quinn et al. (1987) chronology of El Niño events (XVI-XVIIIth centuries): see text for explanation.
For bibliographical references see Quinn et al. (1987) and this abstract (shaded references)

2 and 3). Because of the importance of such a chronology, especially for studies on the recurrence of the phenomenon in a recent past, it is surprising that the QNA study did not foster more contradictory works. Actually we do not know of studies that pointed to adjustments of the QNA chronology, aside from the two short notes that we previously published (Hocquenghem & Ortlieb, 1990; Ortlieb & Hocquenghem, 1991). In these short papers, we first focused on the evidence concerning the years 1525-26 and 1531-32 and suggested to eliminate the first two events of the sequence of historical El Niños, and in the second one we expressed some doubts about the intensity determined by Quinn et al. for some events of the XVI-XVIIth centuries and about some criteria used in the determination of former occurrences of El Niño events in Peru. Here, we proceed with our critical re-examination of the sources mentioned by Quinn et al. for the period extending to the early XIXth century. Our analysis is presented in the form of a table where we discuss the validity of the sources, the localities where facts were reported, the possible occurrence of El Niño events and their potential intensity.

METHODOLOGICAL APPROACH

Our study aims to reinforce the QNA chronology through a new and independent evaluation of the main published historical sources. The emphasis is put on a critical reading of the texts that mention meteorological (or more exceptionally: oceanographical) anomalies possibly related to El Niño occurrences. For each El Niño event mentioned in the QNA chronology, we first intended to reconfirm the occurrence of the phenomenon, and also tried to evaluate the relative strength of the events. In a few instances, we appended new relevant data.

We basically used the sources cited by Quinn et al. (or took the original version in Spanish). In a few cases, we did not find the texts referred to by these authors (see asterisks in but last column, Table 1). Quinn et al. did not provide the precise location of the relevant information in the texts, but we considered useful to include in Table 1 the number of the pages (and year of edition) of most of the published sources. New references on evidence of events and new descriptions of impacts of former El Niño events include those of Suardo (1936), Lequanda (1793), Lizárraga (1968), Ocoña y Alvarez (1969), Huertas (1987), Schlüpmann (1988), and Stevenson (1825). For the issue concerning the 1525-26 and 1531-32 "events", we had previously referred to a series of texts, not mentioned by Quinn et al., that contradict their interpretation of former occurrence of the phenomenon; we shall not repeat here this discussion and the references herein (see: Hocquenghem & Ortlieb, 1990).

For the reconstruction of a paleo-ENSO chronology, we considered that direct eyewitnesses, or at least authors who wrote shortly after the occurrence of the concerned events, were necessarily more reliable than writers that lived one, two, or three, centuries later. Thus, we distinguished firsthand, from indirect, historical sources (respectively, "+" and "-" in Table 1). We considered as indirect sources those that repeated previous information, even if they did not acknowledge their own sources (in some cases these can be determined unambiguously, notably when the same words were used). We surmise that the mention of such secondhand references is of little help, if not misleading, and should be avoided for clarity-sake. As an example of multiple citations, we can cite the case of the 1720 event, for which it is clear that Petersen (1935) took his information from Remy (1931), who himself cited Unanue (1806), who himself referred to Feijoo de Sosa (1763). In such

cases, we decided to eliminate all the secondhand informants, and keep only those who provided truly original information (Table 1). The indirect writers that were retained in Table 1 are those who provide otherwise unreported data which we did not want to discard totally (until contradictory information is acquired). An asterisk, in the same column ("Direct observation"), simply means that we did not get access to the source referenced by Quinn et al.

We observe that many QNA El Niño events have not been documented by evidence from the northern Peruvian coast, and we are particularly concerned by the possibility that some stronger than usual "garua" rains falling on Lima may not indicate any El Niño event. When the reported rains or lighnings, occurred in winter (july), we wonder whether this information does not rather point to strenghtened "anti-El Niño" (inappropriately called by some authors "La Niña") conditions. Furthermore, we hesitate to give much credit to the indication of any isolated rainstorm in Lima or in central Peru, as evidence of strong El Niño events.

Another commonly called for argument used by Quinn et al. is the mention of Rimac River floods. But the recent history of exceptional floods ("huaycos") of the Rimac River seems to exclude a direct correlation with El Niño conditions (Hamilton & Garcia, 1986; Ibañez & Gomez, 1990). These floods, which may be catastrophic are related to storms that anomalously cross the high Andes east of Lima, and not to rainfalls linked to Pacific Ocean atmospheric circulation.

Thus, we scrutinized the cases for which available data concern exclusively the central coast of Peru (mainly Lima) from those which referred to the northern coast (Piura, Lambayeque, Trujillo), and also specified the date of the reported phenomena (Table 1).

The determination of former El Niño strengths, on the basis of historical sources, remains a major problem. Quinn et al. considered four categories of events: VS (very strong), S (strong), M (moderate), and W (weak), but recognized almost exclusively VS and S events for the period anterior to 1800 AD. In a few instances, they were able to distinguish S from S+ (slightly more than strong) events, and moderate events. By using essentially the same sources referred to by QNA, we have been more circumspect. Recent studies (Huertas, 1987) have shown that the intensity of the El Niño phenomenon varies geographically within the northern coast of Peru, in such a way that one event may be viewed as strong in Piura and weak in Trujillo, or vice-versa. Consequently, in the (most common) cases where the information is geographically limited, it is particularly uneasy to appraise the strength of former events.

We tend to infer that the moderate events only affected the northern coast of Peru, namely the Piura area, and that the strong and very strong events had noteworthy impacts in a wider geographical area, that encompasses the Lambayeque-Zaña and Trujillo areas. For obvious reasons, the strongest events are the best documented, and therefore are easier to characterize in terms of intensity. Actually, we tend to confirm the intensity evaluation for almost all the VS events defined in the QNA chronology, but are more reticent regarding the S events.

CONCLUSIONS

Two major problems arose from our critical analysis. One deals with the identification of former El Niño events on the basis of data concerning exclusively the central and southern coast of Peru, and the other one is the appraisal of the strength of former events. We expect that discussions in the Paleo-ENSO Records symposium will help to resolve, or at least bring new elements to solve, these two questions.

Practically, this re-examination of the QNA chronology tends to indicate that it is probably still untimely to use the sequence of paleo-El Niño events as a solid basis for recurrence studies of the phenomenon. We interpret that some of the El Niño events included in the QNA chronology probably did not occur, and that some others were possibly less strong than as determined by Quinn et al..

From our analysis (including our previous studies), it seems well established that no major rainfalls occurred between 1531 (inclusively) and 1574-78 in the Piura region (we reassess here that no El Niño event occurred in 1531-32). Therefore, we interpret that the first well-identified, strong or very strong, El Niño event is the one of 1578. At the end of the XVIth century, there are several indications of rains and storms in northern Peru, but it would be unrealistic to consider that several successive (1591-1596) years could be El Niño years (Table 1).

For the XVIIth century, we did not find unambiguous indication of strong or very strong El Niño event (while the QNA chronology includes 11 S or S+ events !). Only two El Niño events appear well documented: one (possibly strong) in 1624, and another one, previously unrecognized, in 1686 (which may have been only moderate ?).

In the XVIIIth century, a very strong event occurred in 1728, and four strong events were registered in 1701, 1720, 1747-48 and 1791. The 1747 event recognized by QNA probably encompassed 1748, according to new data. For the XVIIIth century, Quinn et al. had considered two VS events and 8 S or S+ events.

For future research, we strongly suggest to focus on unpublished manuscripts that concern Piura and Trujillo, like those transcribed by Huertas (1988) and Schlüpmann (1988). This type of previously unreleased information presents the highest potential for a better estimation of the strength of former El Niño events.

Acknowledgements Study performed in the framework of a Scientific Agreement between Instituto Geofísico del Perú and ORSTOM (UR 1C). It also benefitted from support from CNRS and IFEA, "Franco-German Project". The authors thank J. Macharé for his collaboration, and M.Soto for her technical help.

Contribution to IGCP Projects 281 and 252.

Cited references

- Anson, G., 1774. A voyage around the world in the year MDCCXL, vol.I,II,III,IV. Compil. Walter R. & Robins B., Oxford Univ. Press, London.
- Cabello Balboa, M., 1951. *Miscelanea antártica*. Univ.Nac.May.San Marcos, Inst. Etnología, Lima. 561 p.
- Enfield, D.B., 1988. Is El Niño becoming more common? *Oceanography*, 1: 23-27.
- Enfield, D.B., & Cid, L., 1990. Statistical analysis of El Niño/Southern Oscillation over the past 500 years; low frequency in El Niño/Southern Oscillation. *TOGA Notes*, n_1, p.1-4.

- Fairbridge, R.W., 1990. Solar and lunar cycles embedded in the El Niño periodicities. *Cycles*, (may 1990), p.66-72.
- Feijoo de Sosa, M., 1763. Relación descriptiva de la ciudad y provincia de Trujillo del Perú. Impr. de Real y Supremo Consejo de las Indias, Madrid. 81 p.
- Hamilton, K. & García, R.R., 1986. El Niño/Southern Oscillation events and their associated midlatitude teleconnections 1531-1841. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 67 (11), 1354-1361.
- Hocquenghem, A.M. & Ortlieb, L., 1990. Pizarre n'est pas arrivé au Pérou durant une année *El Niño*. *Bull. Inst. fr. Etudes Andines*, 19 (2), 327-334.
- Huertas, L., 1987. Ecología e Historia. Probanzas de indios, y españoles referentes a las catastróficas lluvias de 1578, en los corregimientos de Trujillo y Saña. Francisco Alcocer, escribano receptor. CES Solidaridad, Chiclayo, 208 p.
- Ibañez, M. & Gomez, W., 1990. Los desastres torrenciales en la cuenca del Rimac. *Bol. de Lima*, 68, 43-62
- Lequanda, J.I., 1793. Descripción geográfica del partido de Piura perteneciente a la Intendencia de Trujillo. *Mercurio Peruano*, nº263, 11 de julio 1793, p. 167-182.
- Lizarraga, R. de, 1968. *Descripción breve de toda la tierra del Perú, Tucumán, Río de la Plata y Chile*. (Capítulo XVII). Madrid.
- Mercurio Peruano*, 7/8/1791. Edición facsimilar, Biblioteca Nacional del Perú. Lima (1964).
- Nicholls, N., 1990. Historical ENSO variability in the Australasian region. Workshop on Paleoclimatic aspects of El Niño/Southern Oscillation (Boulder, may 1990), NOAA & Inst. Arctic and Alpine Research, Univ. Colorado; 29-31.
- Ocoña D.de, & Alvarez, A., 1969. Un viaje fascinante por la América hispana del siglo XVI. Edit. Studium, Madrid. [1596].
- Ortlieb, L. & Hocquenghem, A.-M., 1991. El registro histórico de eventos El Niño: una revisión en curso de la cronología propuesta por Quinn et al. (1987). IIIa Reunión Anual Proy. PICG 281 (Lima, 1991), vol. res. contrib., 57-62.
- Petersen, G. 1935. Estudios climatológicos del noroeste peruano. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 7(2): 1-142.
- Quinn W.H., Neal, V.T., & Antunez de Mayolo, A., 1987. El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *J. Geophys Res.*, 93 (C13):1 4449-14461.
- Remy, F.E., 1931. De la lluvia en Lima. *El Comercio*, 21.8.1931. Lima
- Rubíños y Andrade, D.J.M., 1936. "Noticia previa por el Liz. D. Justo Modesto Rubíños y Andrade, Cura de Mórrope, año de 1782". Edit. Carlos A. Romero, *Rev. Histórica*, Organó del Inst. Hist. del Perú, t.X, Entrega III, Lima, 1936.
- Schlüpmann, J. 1988. Piura du XVI au XIXe siècle. Evolution de la structure agraire et formation d'une société régionale au nord du Pérou. Dipl. Etudes Avancées, Univ. Paris VII, Paris.
- Stevenson, W.B., 1825. A historical and descriptive narrative of twenty years' residence in South America. Vol.II. Hurst, Robinson & Co, London. [not 1829, as in QNA]
- Suardo, J.A., 1936. Diario de Lima de Juan Antonio Suardo (1629-1639), publicado con introducción y notas por R.Vargas Ugarte. Biblioteca histórica Peruana, t.II, Univ. Catól.del Perú, Lima. 201 p.
- Unanue, H. 1806 [1815]. Observaciones sobre el clima de Lima y sus influencias en los seres organizados, en especial el Hombre. Impr.de Sancha, Madrid.

EL FENOMENO EL NIÑO COMO FACTOR DESACUMULANTE DE LA ECONOMIA

Lorenzo HUERTAS V.

Universidad Nacional de Educación Guzmán y Valle, Escuela de Post-Grado
Pío Sarobe 189, Urb. Huerta, Lima 33

Toda investigación histórica que se haga sobre todo en la costa norte del Perú tiene necesariamente que considerar en sus hipótesis y variables la presencia constante de fenómenos geofísicos como terremotos, sequías y las grandes lluvias o Niños, además de las ventiscas que han influido tanto en la vida material como espiritual de los pueblos.

Como resultado de algunas investigaciones que hemos hecho sobre el norte, referentes a la ecología, a la fundación de ciudades, villas y pueblos, y al proceso económico de los mismos, investigación hecha a base de los aportes de la Arqueología, de los estudios etnohistóricos, y de la revisión de manuscritos de los siglos XVI, XVII y XVIII, ahora tenemos conocimiento tanto de diacronía como de algunas características de los referidos eventos naturales. A continuación exponemos algunas consideraciones sobre el fenómeno denominado El Niño.

1.- Ciclicidad irregular del Fenómeno "El Niño" y no cada 50, 25 ó 17 años, conforme lo afirmaban algunos estudios.

2.- El fenómeno no es homogéneo en todo el espacio impactado; siempre presenta un centro y su periferia. En el centro que abarca toda una provincia, la precipitación es mayor y a veces con consecuencias catastróficas.

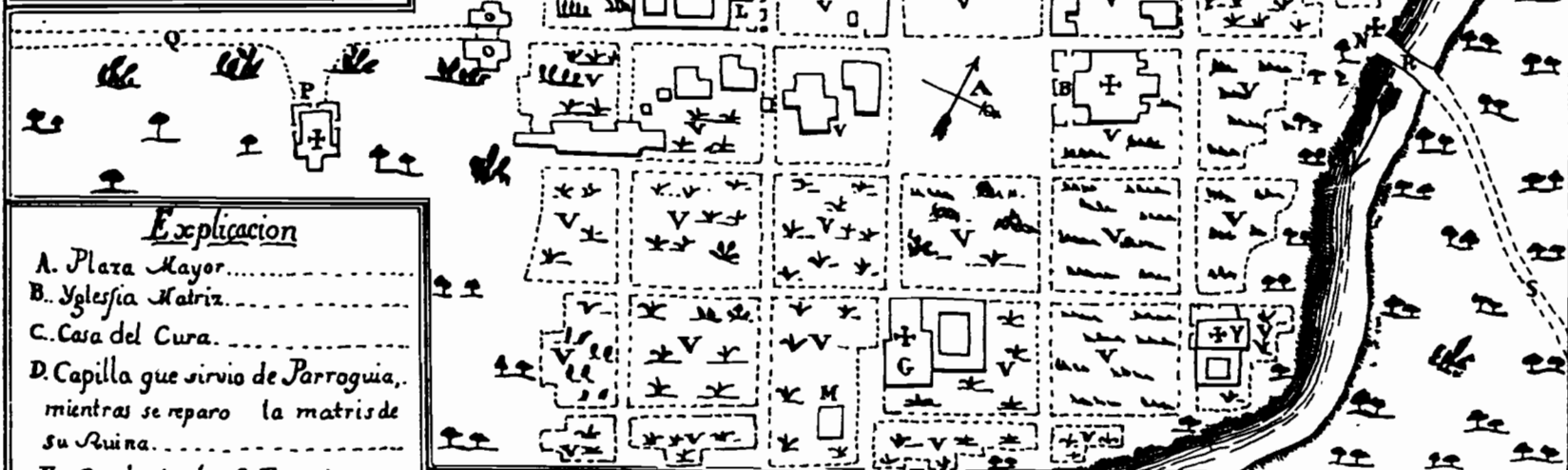
3.- También se sabe que el centro se desplaza; al respecto en 1578 la mayor precipitación se produjo en la provincia de Zaña, en 1596 la mayor precipitación fue en Piura, en 1720 nuevamente esa provincia fue la más afectada, pero en 1728, según refiere Feijoo de Sosa, el centro fue en Trujillo, y aproximándonos más a nuestros días, en 1983, los piuranos fueron los que soportaron la mayor precipitación.

4.- No todos los Niños presentan la misma magnitud, por eso es que se mencionan a Niños mayores y Niños menores, estos últimos se confunden con algunas "lluvias fuertes" que frecuentemente se presentan en la región.

5.- También se ha notado que en algunas ocasiones el fenómeno se presenta solo, y en otras -dentro de un breve lapso de 10, 15 ó 20 años- junto con sismos y sequías. Al respecto en 1575 erupcionó el Volcán Pichincha; tres años después, lluvias catastróficas destruyeron la naciente villa de Santiago de Miraflores de Zaña y entre 1582 a 1587 varios sismos sacudieron las costas de América del Sur. En 1940, un sismo afectó la región central del Perú; un año después se presentó el fenómeno El Niño, luego en 1948 una severa sequía afectó la región central del Perú. Nosotros somos testigos de la gran conmoción natural que se produjo a partir de 1970: un fuerte sismo causó más de 200,000 víctimas entre muertos, heridos y desaparecidos; dos años después, en 1972, el río Zaña destruyó la mitad del pueblo de Mocupe, once años después, una gran precipitación afectó

Plano de la Ciudad de Santiago
de Miraflores de Saña; Dignidad de Tru-
xillo en la latit. Austral de $66^{\circ} 57' m.$ y
en $296^{\circ} 32' m.$ de Longitud.

DEDICADO.
A SU REAL MAGESTAD
POR
SU ACTUAL OBISPO



Explicacion

- A. Plaza Mayor.....
B. Iglesia Matriz.....
C. Casa del Cura.....
D. Capilla que sirvio de Parroquia,
mientras se reparo la matriz de
su Ruina.....
E. Comvento de S. Francisco.....
F. Iglesia que sirvio a los Religiosos
durante la reparacion del Cora.....
G. Comvento de la Merced.....
H. Ygleia que desde la Ruina sir-
ve a los Mercenarios.....

- Y. Hospital de San Juan de Dios.....
J. Iglesia que intrinamente.....
sirvio a los Religiosos.....
L. Comvento de S. Augustin.....
M. Casa donde murio Santo.....
Torivio y Capilla que se ha hecho

- N. Cruz puesta por el Santo.....
O. Arco que avia a la entrada.....
P. Sta Lucia Parroquia de Indios.....
Q. Camino de Lambayegue.....
R. Piente del Rio.....
S. Camino p.ª Guadalupe.....

- T. Pozo de Agua.....
V. Las quadras que componian
la Ciudad antes de la Ruina.

Escala de 200. v.
1. 2. 3. 4. 5. 6. 7. 8. 9. 10. 11. 12. 13. 14. 15. 16. 17. 18. 19. 20.

drásticamente la vida de los piuranos, y en 1989 una prolongada sequía afectó varias regiones del país.

Por supuesto que entendemos que estas consideraciones que la historia puede registrar con facilidad, resultan aún muy densas y necesitan más análisis. Pero, el mismo hecho de haber logrado registrar la tabla secuencial de El Niño nos permite entender en buena parte la razón de los Lapsos Fluídos o etapas de gran alteración social que constantemente se han producido en el norte. Esta alteración implica lo siguiente.

a) Desplazamientos poblacionales; El Niño de 1983, cuyo centro fue en Piura, desplazó buena cantidad de piuranos a Chiclayo y otros lugares. Esto en la fase prehispánica, significaba el rompimiento de las fronteras étnicas o políticas.

b) Alteración de la ubicación del centro poblado y en algunas ocasiones la desaparición del mismo, como sucedió con Zaña en 1720.

c) Cambios en la traza o planta, estructura y viso del centro poblado. Al respecto las casas con terraplén en Trujillo.

d) Destrucción de la infraestructura productiva, cuando los ríos se salían de su madre la gran avalancha no respetaba chacra de pobre o hacienda de rico; todo era destruido.

e) La destrucción de casas, edificios civiles y eclesiásticos y la infraestructura productiva es el origen de la desacumulación periódica en esa parte del país.

BIBLIOGRAFIA

- ALVA, Valter. 1985. Tempranas Manifestaciones culturales en la Región de Lambayeque. En Presencia Histórica de Lambayeque. Chiclayo.
- COLLIN DELAVALD, Claude. 1985. Sobre las Inundaciones Catastróficas del Norte del Perú. El Niño, Mito y Realidad. En Revista Geográfica.
- EGUIGUREN, Víctor. 1895. Las Lluvias de Piura, Fundación y Traslado de la Ciudad de San Miguel de Piura. Lima.
- FEIJOO DE SOSA, Miguel. 1763. Relación Descriptiva de la Ciudad y Provincia de Trujillo. Madrid.
- HOCKUENGHEM A.M. y ORTLIEB L. 1990. Pizarre N'Est Pas Arrivé En Perou Durant Une Année El Niño. En Bull. Inst. Fr. Etudes Andines 19, Lima.
- HUERTAS V., Lorenzo. 1987. Ecología e Historia. Probanzas de Indios y Españoles Referentes a las Catastróficas Lluvias Producidas en 1578 en los Corregimientos de Trujillo y Zaña. Ed. Solidaridad, Chiclayo.
- SHIMADA, Izumi y Otros. 1991. Implicaciones Culturales de una Gran Sequía del Siglo VI d.C. en los Andes Peruanos. En Boletín de Lima, Vol. XIII, N. 73, Año 13 Lima.

DINAMICA LITORAL EN LA COSTA ECUATORIANA DURANTE EL HOLOCENO SUPERIOR

Martín IRIONDO

CONICET, Casilla de Correo 487
3100 Paraná, Argentina

LA COSTA ECUATORIANA

La línea costera ecuatoriana está formada por una sucesión de segmentos de diferente naturaleza: acantilados, llanuras de marea y costas de oleaje. Los acantilados son el resultado de la acción del mar sobre las masas rocosas de las montañas terciarias, de baja altura, que llegan hasta el mar. En menor medida están labrados en los depósitos litorales elevados del Pleistoceno, denominados Tablazos.

Llanuras de marea y costas de oleaje forman las costas bajas modeladas por procesos holocénicos y actuales. La relación entre la energía de marea y fuerza del oleaje hace que en un sector determinado aparezca una u otra morfología. Las costas de oleaje se desarrollan en los sectores expuestos a las aguas abiertas del océano. Las playas actuales tienen pendientes entre 5 y 12°. Generalmente aparecen una o varias barras litorales detrás, a veces con pequeños campos de dunas sobrepuestos. La mayoría de las barras bloquea la desembocadura de ríos intermitentes (Ayón, H. 1981; Clasificación geológica de los ambientes costeros de la provincia del Guayas, en: Ordenación y Desarrollo Integral de Zonas Costeras, DIGEIM-PNVD. pp.47-57), que constituyen los sistemas que aportan la arena al litoral, asociados a albuferas hipersalinas.

Los vientos dominantes en la costa ecuatoriana son los alisios, que soplan de la tierra hacia el mar. A principios de año, con el Anticiclón del Pacífico Norte en bajas latitudes y el Anticiclón del Pacífico Sur desplazado hacia el suroeste existe un predominio de los alisios del noreste; la Zona Convergencia Intertropical (ZCIT) se desplaza hacia el sur, llegando hasta los 2° N. A mediados de año, la situación se invierte dominando los vientos del SE (H. Moreano, 1981 Interacción océano-atmósfera sobre la zona costera del Ecuador, *idem* pp. 21-27). Los vientos disminuyen en intensidad en noviembre, y aún pueden cambiar de dirección en diciembre - enero. El patrón general de vientos, en consecuencia, favorece la existencia de costas de baja energía.

Las llanuras de marea se desarrollan en golfos, bahías y otros lugares protegidos de los trenes de olas que llegan de alta mar. La amplitud característica de las mareas es de 2.5 metros en la costa, 3.5 en Guayaquil y alcanza un máximo de 5 m. en el Estero Salado, un profundo canal de mareas al este de esa ciudad. El área más importante dominada por la dinámica de mareas es el Golfo de Guayaquil y la costa sur hasta el límite con Perú. Áreas menores son la bahía de Caraquez y la zona de Valdez, situada en el extremo norte del país.

Las llanuras de marea están caracterizadas por una extensa y dinámica topografía de canales, bajíos y manglares, especialmente conspicuos en el este de la isla Puná y al

sudoeste de Guayaquil (Bird, E. 1981; Procesos ribereños y variedades en la línea litoral con referencia al Ecuador, id. pp.29-45).

Durante la ingresión marina del Holoceno medio se produjeron profundas entradas del mar en el golfo de Guayaquil y en la bahía de Valdez. Los depósitos de la ingresión forman la planicie baja del Guayas, en la cual se puede ver claramente la morfología original de llanura de mareas. Además en el perfil de estos manglares la planicie costera del sur también presenta una morfología semejante, sugiriendo una dinámica litoral similar a la actual.

EL NIÑO EN EL ECUADOR

El fenómeno El Niño aparece en la costa ecuatoriana representado por una gran masa de agua cálida (23-30°C) y de baja salinidad (32-33 por mil). Comienza en las últimas semanas del año y se prolonga tres o cuatro meses, con duración e intensidad variables. Se trata de un evento de aparición irregular, que ocurre en períodos que pueden variar entre 3 y 12 años (P. Naranjo, 1985; El Fenómeno El Niño y sus efectos en el clima del Ecuador, en: El Niño en las Islas Galápagos, G. Robinson y E. del Pino (Eds.), Fund. Charles Darwin, Quito, p.3-27).

El Niño provoca la elevación del nivel del mar en algunos decímetros y fuertes marejadas provenientes de tormentas ocurridas en el Pacífico central. Las lluvias aumentan hasta más del doble de lo normal provocando inundaciones en las tierras bajas y erosión en las montañas.

La duración e intensidad de fenómeno es variable. Cuando aparece con magnitudes moderadas afecta solamente las regiones costeras de Ecuador y Perú. Los Niños intensos alcanzan la faja de la cordillera y en casos extremos modifican las precipitaciones de grandes regiones de la vertiente atlántica de Sudamérica. El caso más conspicuo es El Niño ocurrido en 1982-83. Este evento fue el más intenso registrado hasta el momento. El mismo afectó profunda y gravemente a Perú y Ecuador. Se produjeron fuertes y repetidas marejadas que inundaron largos sectores de la costa, inclusive destruyendo varios pueblos. La temperatura fue superior a la normal. Las precipitaciones fueron más del doble del promedio, inundándose casi toda la planicie holocena del Guayas (Naranjo, *op.cit.*). En el otro extremo del continente, el río Paraná tuvo la mayor creciente del siglo XX debido a las lluvias ocurridas en el sur de Brasil.

Efectos geológicos de El Niño

Condiciones climáticas anómalas como las observadas en 1982-83 deben producir necesariamente efectos morfogenéticos y sedimentarios de primer orden: movimientos de masa en las laderas, erosión pluvial generalizada, dinámica litoral excepcionalmente activa, etc.

Recientemente, Ortlieb et al. (1989, Bol. Soc. Geol, Perú, 80, p. 107-121) sugirieron que secuencias de beach ridges del norte del Perú pueden ser el resultado de fenómenos Paleo-El Niño. De acuerdo con esta hipótesis, el suministro repentino de material arenoso, llevado a la línea de costa por la descarga de los grandes ríos durante años excepcionalmente húmedos, fue el principal factor para la formación de cordones en el área.

Probables evidencias en Ecuador

El área de Valdez. - En el extremo norte de Ecuador y zona colombiana aledaña se ubica un área definida tectónicamente de forma aproximadamente rectangular y aproximadamente 2500 km² de superficie. Está compuesta por un sector continental y varias islas costeras, en una de las cuales se ubica la ciudad de Valdez.

La morfología de esta región está dominada por grandes pantanos, antiguos canales de marea y ríos divagantes afectados por las mareas. La faja costera está parcialmente ocupada por manglares. Varios metros de sedimentos sueltos, con restos orgánicos de turba y valvas, depositados durante la migración del Holoceno Medio cubren rocas terciarias en el subsuelo. De acuerdo a sus características sedimentológicas y geomorfológicas. Dichos sedimentos fueron depositados en ambiente de mareas.

Una faja de cordones de playa se adosa a estos depósitos en la costa. El ancho y continuidad son mayores en el extremo sur, con casi 8 Km. de ancho y 9 crestas mayores; hacia el norte se va angostando hasta alcanzar 2 Km de ancho en la frontera. En la costa colombiana aparece en forma discontinua e irregular. Interpretando el mapa, es aparente que la arena fue apostada por el río Cayapas caracterizado por point-bar deposits e islas de cauce, que drena una marea formada por rocas terciarias.

Ninguno de los otros ríos mayores (el Mataje y el Mira) parece haber transportado cantidades significativas de arena en época reciente.

Los beach ridges son subactuales. En el presente no se observa desarrollo de playas ni aporte de grandes cantidades de arena a la faja costera. La dinámica dominante es la acción de las mareas que labraron un estuario de 2.5 Km de ancho y 8 Km de largo en la boca del Cayapas y pequeños canales de marea erodan los beach ridges. En el sector central de la faja costera, sin aportes fluviales, la erosión de las mareas ha formado profundas caletas y golfos, dejando a la faja de playas como islas.

En consecuencia, una sucesión de tres fases de dinámica litoral se puede deducir de lo anterior:

- a) Dinámica de mareas del Holoceno Medio
- b) Dominancia de oleaje, con aporte de grandes cantidades de arena en el río Cayapas y eventualmente deriva del litoral desde el mar en alguna época del Holoceno Superior
- c) Dinámica erosiva de mareas en el presente. Asumiendo que en esa región del Pacífico los vientos normales del oeste son impedidos por el patrón general de circulación de los alisios, aparece como la explicación más probable de la ocurrencia de una época de fuertes y recurrentes eventos El Niño durante el Holoceno Superior.

Otras áreas de la costa ecuatoriana. - En la costa de la provincia del Guayas entre Guayaquil y Salinas existen varios sistemas de barras litorales tejiendo ríos intermitentes, actualmente demasiado pequeños para llegar al mar. Dichos sistemas probablemente sean contemporáneos con la faja de playas de Valdez.

En la boca del río Jubones (el más grande de la planicie costera del sur de Ecuador), existe una faja de playa bien desarrollada en la misma posición que en Valdez.

Amazonía Occidental

Colinvaux et al. (1988, Three pollen diagrams of forest disturbance in the western Amazon basin. *Review of Paleobotany and Palynology* 55:73-81) estudiando perfiles polínicos de lagos formados en cauces abandonados de los ríos Napo y Aguarico. Colinvaux et al (1983) encontraron una capa de sedimentos marinos (arcilla y arena) intercalada entre dos depósitos de gyttia. Los sedimentos fluviales fechados entre 1300 AP y 800 AP, fueron encontrados en tres lagos diferentes no alcanzados en la actualidad por las crecientes de los ríos. Los autores concluyen basados en evidencias palinológicas y sedimentológicas que entre los años 1300 AP y 800 AP existió una fase hiperhúmeda en la Amazonía Occidental.

Los resultados anteriores son apoyados por registros de altos niveles lacustres en el Plateau Interandino (Colinvaux et al 1988, Late glacial and Holocene pollen diagrams from two endorheic lakes of the interandean plateau of Ecuador. *Review of Palaeobotany and Palynology* 55:83-99).

CONCLUSIONES

La dinámica atmosférica y oceánica de la costa ecuatoriana está dominada por los vientos alisios, mareas moderadas y olas de baja energía. Los aportes de arena por los ríos son poco significativos. Ello produce un patrón de costa de oleaje en los sectores expuestos al océano y llanuras de mareas en golfos y otros lugares protegidos.

De acuerdo a las evidencias sedimentológicas y geomorfológicas, este mismo patrón dinámico ocurrió durante la ingresión del Holoceno Medio.

El fenómeno El Niño produce fuertes marejadas, lluvias excepcionales y consecuente transporte de gran volumen de sedimento a la costa.

La faja de cordones de playa, del área de Valdez y depósitos análogos fueron formados en el Holoceno Superior durante un período caracterizado por fuertes y numerosos eventos El Niño.

De acuerdo a los resultados obtenidos por Colinvaux et al. en la Amazonia Occidental y en el Corredor Interandino dicho período puede ubicarse entre los años 800 AP y 1300 AP.

EVIDENCIAS PALEOCLIMATICAS EN EL ALTO PIURA DURANTE EL PERIODO INTERMEDIO TEMPRANO

Peter KAULICKE

Pontificia Universidad Católica del Perú
Apartado 1761, Pueblo Libre, Lima - Perú

Las siguientes notas se basan en observaciones hechas durante cuatro campañas de excavaciones en el marco del Proyecto Arqueológico "Alto Piura" (1987-1990) bajo la dirección del autor. Las referencias acerca del registro de fenómenos relacionados con precipitaciones intensivas corresponden a interpretaciones hechas en el campo sin la presencia de geomorfólogos. Se trata, por lo tanto, de aproximaciones que requieren su precisión debida en el futuro. Por otro lado, el registro de los fechados de ^{14}C es incompleto (una serie de muestras significativas están por procesarse aún) lo que hace que los fenómenos por describir no tienen aún el sustento de una cronología absoluta fija, necesaria para establecer su ritmo y su correlación con otras áreas.

Con estas salvedades se describirá los resultados de la secuencia ocupacional de Vicús, Alto Piura, durante la cual hay una serie de evidencias de alteraciones aluviónicas durante la parte temprana del Período Intermedio Temprano hasta cerca de su parte final (alrededor de 0/100 A.C. hasta 400/500 D.C.).

En su curso superior el río Piura pasa por una serie de bolsones formados por el piedemonte y sus estribaciones aislados que los cierran. Uno de ellos se inicia con el pase entre el Cerro Loma Negra y Punta Guaraguau, entra a la cuenca, se dirige al oeste para luego continuar hacia el noroeste (Vicús) (Fig.1). En esta curva, aproximadamente en medio entre los Cerros Vicús y Loma Negra, el río se acerca al margen sur de la cuenca, formada por una terraza fluvial de unos 9 metros sobre el nivel del río. Ahí se encuentra una serie de montículos artificiales, objetivo principal de las excavaciones realizadas durante el Proyecto, ya que las metas consistían en elegir un área cerca de los cementerios grandes de Yécala conocidos de la literatura (Disselhoff, 1971; Guzmán Casafranca, 1964), con presencia de cerámica Vicús y con evidencias arquitectónicas y estratigráficas para elaborar una cronología más refinada que la existente, basada en datos poco precisos.

La delimitación del área se debía parcialmente a los estragos de "El Niño" de 1983 que había cortado una quebrada profunda hacia el oeste con surcos importantes los cuales se inician en la zona de los montículos (Vi-9 y Vi-10, véase fig.2) y por el norte con el barranco del desprendimiento de la terraza al pie de Vi-11. Estos montículos también habían sufrido daños, particularmente la Loma Valverde (Vi-11). Toda su parte norte había cedido (debido al desnivel de la superficie original de la terraza) y mostraba profundos surcos (debido al tipo de construcción) no tan marcados en los demás montículos (adobes en vez de relleno de tierra).

Un levantamiento de un área de 14 has., con curvas de nivel de 0,25 m de distancia permiten diferenciar una serie de evidencias constructivas sobre un plano de 8 a 9 m por encima del río con alturas que alcanzan más de 12 m (cima de dos montículos) (fig.2). Se

diferencian dos sectores, uno occidental con un complejo de tres construcciones principales (Vi-9, Vi-10 y la tercera sólo parcialmente levantada y no excavada hacia el norte), de 1,4 has. de extensión, al cual se agrega una depresión (reservorio o plaza hundida?). Este está separado del sector oriental por un "Espolón", al cual se agrega otra depresión delimitada por plataformas de adobes. Al norte se encuentra otro montículo grande (Vi-11) y más hacia el este existe otro montículo más bajo y alargado (Vi-12).

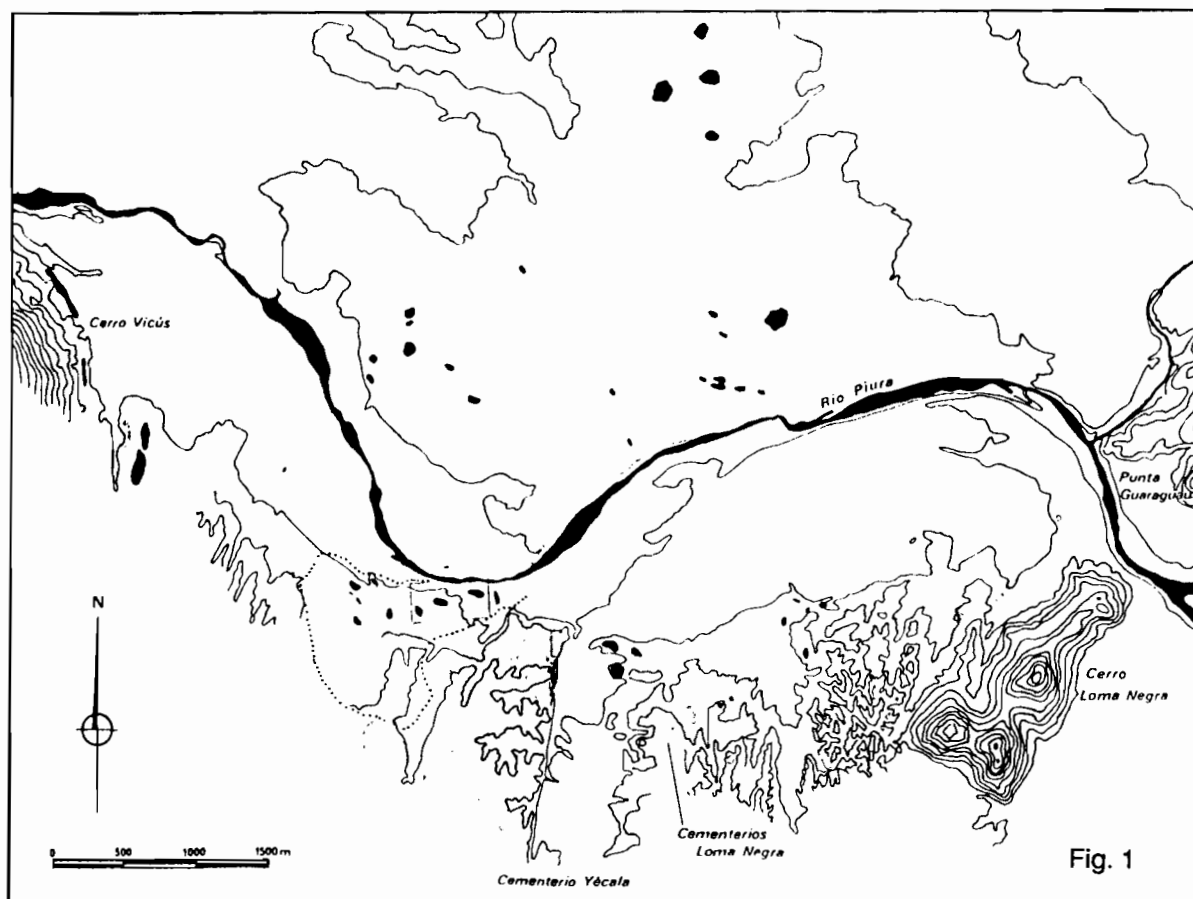


Fig. 1

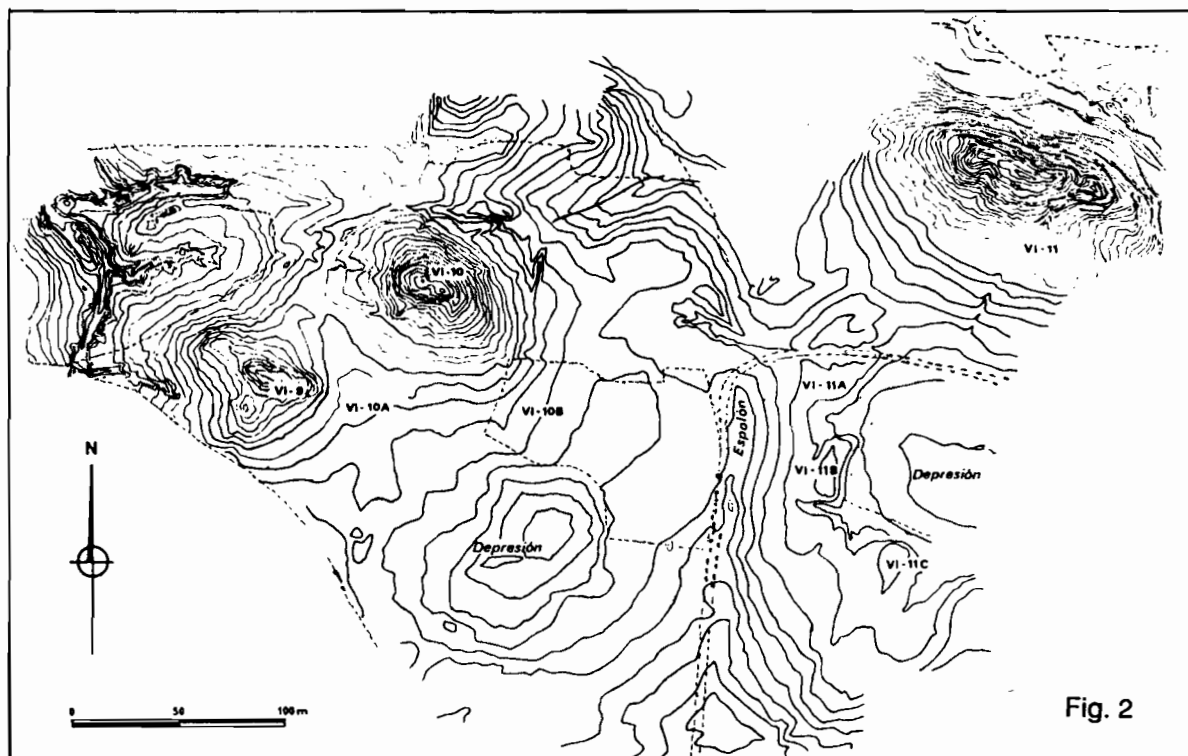
Una serie de excavaciones realizadas en toda el área (total más de 1330 metros cuadrados) permiten esbozar una secuencia de ocupaciones, aunque lo reducido de muchas zonas de excavación dificulta la correlación precisa de las estratigrafías y la definición de los patrones arquitectónicos.

La fase I o Vicús-Tamarindo A está representada por Vi-11 o Loma Valverde. Se trata de una construcción en tres niveles con muros de kincha que alcanzan alturas de más de 3,50 m. Su base en la parte sur de la construcción está a unos 8 m sobre el río; claras evidencias aluviónicas se nota sólo al final de la construcción. Un muro transversal e inclinado, adosado a la parte superior del muros basal (M 1) está dañado por un derrumbe masivo de trozos de barro que aparentemente provienen de la cima. Ahí un muro de kincha está parcialmente desplomado, en otra parte está cubierto por una plataforma de barro sólido muy erosionado. La forma de los trozos de la parte baja sugiere que provienen de esta plataforma, lo cual hace pensar que estas destrucciones aluviónicas hayan contribui-

do al abandono del sitio pese a reocupaciones menores más tardías sin evidencias arquitectónicas conservadas.

Al Este de Vi-11 hay un montículo más bajo (Vi-12) que permite la observación de un fenómeno comparable. Las excavaciones han revelado la existencia de pisos de ocupación con muros y plataformas de tapia (barro sólido) al inicio de la ocupación del sitio. Gran cantidad de barro diluido y consolidado posteriormente y trozos de barro de la plataforma mencionada que rellenan el espacio entre los muros cubriendo los pisos, implican un nivel de destrucción importante al final de esta fase, la que coincide por la cerámica y por las características de la construcción con la última fase de construcción de Loma Valverde.

En el sector Occidental una capa de greda en Vi-10A (fig.2) (barro diluido de más de 0,14 m de espesor) probablemente forma parte del mismo fenómeno debido a razones estratigráficas y tipológicas ya que todo ello corresponde al cambio entre las fases Tamarindo B y C, arquitectónicamente entre construcción de tapia (B) y adobe (C) y tipológicamente entre cerámica Vicús-Vicús (B) y Vicús-Moche (C). También corresponde al abandono de Vi-11 y el inicio del Complejo Nima (Vi-9, Vi-10) sobre la existencia previa de estructuras domésticas (aldea?).



Por estas razones, evidencias posteriores se concentran en el Sector Occidental, donde hay otro evento importante que es posterior a la formación del conjunto estratigráfico que se inició con el primer aluvión. Consiste en un arrastre de barro aún más importante que el primero que destruye muros y parece señalar el fin de la ocupación Vicús-Moche en el lugar. Sigue una serie de eventos semejantes, los cuales, sin embargo, no están bien conservados. De esta manera las construcciones en la cima de Vi-9, probablemente

Horizonte Medio (Sicán), están arrasadas hasta la base, sus picos sólo se conservaron por haberse incendiado. Ocupaciones del Horizonte Tardío se limitan a hornos y entierros sin la posibilidad de definición de pisos o construcciones. Laminaciones dentro de arrastres de barro en el cementerio Vi-10B, sin embargo, implican lluvias fuertes durante el Horizonte Tardío y/o el Período Intermedio Tardío.

Por lo tanto, se nota que las evidencias de precipitaciones fuertes se deben a características especiales de conservación, las cuales se concentran en la superposición frecuente de ocupaciones que las sellaron. Los dos eventos de mayor trascendencia descritos aparentemente, los que sirven de indicadores del inicio y del final de las ocupaciones Vicús-Moche, sólo son los más llamativos; hay otros menos espectaculares, tanto dentro del lapso marcado por los dos grandes, como anteriores o posteriores a ellos. Se trata de superficies formadas por barro diluido endurecido, frecuentemente con fisuras formadas por haberse secado relativamente rápido o barros muy endurecidos en pendientes. Aparentemente se trata de superficies de ocupaciones con huellas de postes, hoyos, hornos, muros, etc. que luego de este evento fueron cubiertos por rellenos para formar un nivel de construcción superior. Esto se inicia en el sector Nima (Vi-9, Vi-10) ya con anterioridad a la fase Vicús-Moche (Vicús-Tamarindo C) la que consta de cuatro de estas superficies; por lo menos dos son anteriores. De esta manera se formó una especie de plataforma grande sobre la cual se erigió el complejo de las estructuras monumentales de adobe. Estas estructuras también se levantaron durante diferentes fases constructivas que evidencian alteraciones aluviónicas, probablemente correspondientes a las superficies mencionadas.

En el sector Oriental el "Espolón" y las plataformas que demarcan la Depresión Oriental (Vi-11A, Vi-11B, Vi-11C, véase fig.2) demuestran un fenómeno algo más local. Las primeras ocupaciones sobre el suelo estéril muy endurecido están tapadas por una gruesa capa de arena con laminaciones (espesor total alrededor de 0,30 m). Ya que ésta también está presente en el "Espolón", es tentador correlacionarla con el desembalsamiento de agua estancada en la Depresión Occidental, lo cual requeriría precipitaciones prolongadas y/o la presencia previa de agua estancada (depresión como reservorio?).

Un último fenómeno como evidencia probable de humedad ambiental mayor que en la actualidad está representada por superficies inclinadas en la construcción de Vi-11, el monumento más temprano de la zona. Estas superficies están formadas por una capa muy delgada de material polvoriento de color rosado a blanco, lo cual se interpreta como cobertura vegetal podrida luego de haberse tapado por rellenos de construcción.

Todo ello parece indicar lo siguiente:

Sobre una terraza fluvial sin evidencias ocupacionales previas al Período Intermedio Temprano se construye estructuras mayores con el empleo de barro de río y de armazones vegetales (algarrobo, pájaro bobo, caña brava) con relleno de material cultural. Los planos inclinados se rellenan paulatinamente hasta llegar a una plataforma de tapia. En este momento la estructura descrita forma parte de zonas de viviendas hacia el Este, Sur y Oeste, cuando eventos climáticos causan destrucciones que obligan a una reestructuración de la zona. Con otras técnicas de construcción (adobe en vez de tapia) se construyen plataformas y un complejo en forma de U en la parte occidental de la zona investigada. Estas construcciones, a su vez, sufren de impactos aluviónicos fuertes, los cuales inician una época de menor intensidad ocupacional caracterizada por erosión (eólica y/o aluvió-

nica), probablemente debido a una reducción de actividades constructivas que pudieran haber protegido sus rasgos.

Una serie, aún incompleta, de fechados ^{14}C sugiere un inicio de la ocupación alrededor de 0 con la posibilidad del primer siglo A.C. y D.C. (Vi-11). En otro sitio, Vi-14, cerca de los cementerios de Yécala, también excavado durante el Proyecto (Makowski en Kaulicke/Makowski, 1990) se observaron actividades aluviónicas en quebradas cuyos restos culturales se fecharon entre 1740 y 1500 A.P. Esto, a su vez, se acerca a los fechados de los Cordones 3a y 2 de Colán (Ortlieb et al., 1989, Tabla 2). Estos dos eventos mayores están separados por, a lo menos, cuatro eventos menores, representados por superficies. Conviene, sin embargo, tomar en consideración que las condiciones de conservación pueden haber obstruido otros eventos comparables tanto como representar eventos sucesivos dentro de un solo contexto estratigráfico.

La ausencia del Formativo, presente en la margen norte de la misma cuenca, y una disminución marcada de evidencias posteriores al Período Intermedio Temprano en la zona estudiada hace pensar qué precondiciones para su ocupación fueron más favorables durante este Período que en cualquier otro antes y después. Los fenómenos mencionados no contradicen esta impresión y abogan por una humedad ambiental algo mayor que en la actualidad. Luego del procesamiento de las muestras de ^{14}C pendientes permitirá una precisión mayor del ritmo de los cambios ocupacionales y la frecuencia de las precipitaciones. Por el carácter de las construcciones, sin embargo, la duración de las estructuras no debe haber excedido unos cincuenta años, lo cual se reduciría aún en caso de humedad mayor.

Con todo ello resulta que el Alto Piura guarda un alto potencial para estudios paleoclimáticos, particularmente para una época que padece de una escasez notable de datos pertinentes. Arqueológicamente en cambio, no constituye una sorpresa ya que la ocupación durante esta época indudablemente constituye el auge cultural y quizá demográfico de la zona.

ENSO RESEARCH IN THE TROPICAL SOUTH AMERICA: FUTURE DIRECTIONS

Pablo LAGOS

Instituto Geofísico del Perú
Apartado 3747, Lima 100 - Perú and
NOAA Office of Global Programs
1335 East-West Highway
Silver Spring, MD 20910 - USA

The effort of predicting El Niño and the Southern Oscillation (ENSO) is closely related to its influence on worldwide weather anomalies and its immense social and economic impact in the Tropical Pacific countries and beyond. El Niño has been blamed for the collapse of the Peruvian anchoveta fishery and responsible for widespread incidents of flooding in Ecuador and northern coast of Peru. Progress in understanding El Niño and its atmospheric counterpart, the Southern Oscillation, in the last two decades, indicates that El Niño is an integral part of the tropical Pacific anomalous warming, with global climatic and economical impacts. It is now recognized that the ENSO cycle is due to a coupled ocean-atmosphere instability process that occurs at low frequency and large space scales.

The indication of skill in predicting the ENSO cycle several seasons ahead has prompted the initiative to implement a new Program on Prediction that will routinely produce reliable ENSO forecasts. This opens new opportunities for research on ENSO applications within a multidisciplinary environment where the physical, biological and social science aspects of ENSO and its economic implications could be adequately addressed. In addition of providing economic benefits to the countries that are affected by ENSO, the experience of this effort could provide insights in the process of understanding the Earth system interactions, that seeks the Global Change Research Program to achieve. This approach could be reflected in the implementation of global change research programs in the tropical South America. This topic is discussed in this paper in general terms of what is known, what has been done, and what needs to be done.

What Is Known?

- * El Niño is a recurrent phenomenon, whose existence in the past has been confirmed by geological, archaeological and paleontological studies, and most recent records, and it is known that will occur in the future.
- * Societies around the globe have been critically affected by the environmental changes associated with the ENSO warm and cold event.
- * Along the South America coast, El Niño events are accompanied by radical changes in fish population, which has major repercussions on the local fishing industry.
- * Changes in fish population is associated with changes in planktonic composition in response to changed nutrient levels and water temperature.
- * ENSO episodes cause drought in one region and floods in another, around the world.
- * ENSO and interannual climate variability are an integral part of global change.

- * The ability to forecast the ENSO events has significant economic benefits to all nations.

What is presently being done?

Scientific and public awareness of the societal consequences related to ENSO was instrumental in bringing about hundreds of scientists to develop research programs aimed to gain an understanding of the dynamics of this phenomenon in order to ultimately be capable of predicting its occurrence months in advance. These programs are:

- * The ERFEN Program, implemented as early as 1975, to strengthen the monitoring, data dissemination, training, and research capabilities in the western South America.
- * The WCRP Program, implemented in 1976, with prediction of climate fluctuations as one of its major objectives.
- * The TOGA Program, implemented in 1985 for the purpose of predicting the climate variability on time scales of months to years.

Recent initiatives include the establishment of an inter-American Institute for Global Change Research as a network of research centers in the Americas which will conduct and sponsor basic research on global change topics of regional and global importance. ENSO and climate variability will be a scientific topic of this program.

What needs to be done?

In order to reinforce ENSO related research activities in all nations, the international scientific community should recommend the implementation of programs having the following components and capabilities:

- * Establish a permanent centralized prediction facility in a developed country and a network of regional ENSO-related application centers in countries directly affected by ENSO events.
- * The permanent facility will focus on routine ENSO forecast and dissemination.
- * The ENSO application centers will focus on integrating scientific social and economic data to elaborate information products to support the end-user community in the decision processes.
- * The ENSO application centers should develop regional modeling capability for ocean, atmosphere and land processes.
- * The ENSO application centers should establish and maintain a data management and information system to support research and facilitate international data exchange.
- * Provide to developing countries directly affected by ENSO events with modern research tools for easy data access, manipulation and analysis.
- * Strengthen research capabilities in developing countries by promoting advance education training, and organizing workshops and symposia.

CONDICIONES OCEANOGRAFICAS EN LA COSTA DEL PERU DURANTE EL AÑO 1991

Gustavo LAOS

Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina
Casilla Postal 80 Callao, Perú

En el presente trabajo se analiza la temperatura superficial del mar en estaciones costeras, se comparan con las temperaturas del año 1986. También se analiza la estructura térmica en las secciones frente a Paita y Chimbote.

Durante los primeros meses del año 1991 la temperatura superficial del mar, a lo largo de las costas del Perú, registraron anomalías ligeramente positivas. El Otoño y el Invierno mostraron días soleados en Lima, con temperaturas más altas de lo normal. En general el cuadro térmico ha venido mostrando desde el año pasado un escenario cálido.

Recién, en el extremo norte de las costas del Perú, a partir del mes de Noviembre se comenzaron a registrar anomalías importantes en las temperaturas superficiales del mar, en forma sostenida y generalizada, que nos indicaban los primeros efectos, en las condiciones oceanográficas, en las costas del Perú. En Diciembre, el cuadro térmico, mostró en toda la costa del Perú un evento cálido.

INTRODUCCION

Desde finales del año pasado se han observado anomalías en las condiciones oceanográficas y meteorológicas en el Pacífico Ecuatorial, a tal punto, que se pensó para fines de 1990, la presencia de un fenómeno de "El Niño". La comunidad internacional observó un desplazamiento de la "piscina de agua caliente" hacia las costas de Sudamérica. Si es que la "piscina de agua caliente" hubiera llegado a las costas de Sudamérica, se hubieran sentido los efectos del fenómeno de "El Niño" tal como lo conocemos en el Perú. Lo que realmente ocurrió fue un avance de la "piscina de agua caliente" hacia Sudamérica, originando una disminución de las lluvias en Indonesia y Australia y un repentino retroceso de la piscina hacia su posición normal, algunos investigadores llamaron a este fenómeno "El Hipo".

Para el año 1991, el presente trabajo muestra y analiza cómo han venido evolucionando las temperaturas superficiales del mar en las estaciones costeras del Perú, así como la estructura térmica frente a Paita y Chimbote.

MATERIALES Y METODOS

En el presente trabajo se analizan las temperaturas superficiales del mar en las estaciones costeras de: Talara, Paita, Lobos de Afuera, Chicama, Chimbote, Callao, San Juan e Ilo, durante los años 1986 y 1991. Además se hace un análisis de la estructura térmica frente a Paita y Chimbote, para los meses de Abril, Junio, Agosto y Octubre de 1991. Para ambos análisis se confeccionaron gráficos, para cada estación, en el caso de las temperaturas superficiales del mar y para las secciones de Paita y Chimbote en el caso de la estructura térmica.

RESULTADOS Y DISCUSION

Temperatura superficial del mar

Durante los primeros meses del año 1991, la temperatura superficial del mar en las estaciones fijas a lo largo del litoral peruano, registraron un ligero calentamiento con un pico máximo en el mes de Febrero, para las estaciones en el extremo norte del Perú (Talara, Paita y Lobos de Afuera); y Marzo, para las estaciones al norte, centro y sur del litoral, a sólo excepción de Ilo, en donde se registraron anomalías negativas. Cabe resaltar que las estaciones en el norte y centro del Perú registraron las mayores anomalías positivas. (Figs.No. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 y 8).

Luego del calentamiento registrado hasta el mes de Marzo, se aprecia una caída brusca de la temperatura, acercándose a valores próximos a los promedios patrones, hasta el mes de Julio. Durante este tiempo, se observa únicamente para el mes de Mayo, en las estaciones de Lobos de Afuera, Chicama, Callao y San Juan, un descenso de la temperatura hasta alcanzar anomalías negativas de consideración. (Figs.No. 3, 4, 6 y 7).

A mediados del mes de Agosto, se comenzaron a registrar anomalías positivas en el extremo norte del Perú (Talara, Paita y Lobos de Afuera). A fines del mismo mes, las temperaturas comenzaron nuevamente a normalizarse. Este calentamiento no fue sostenido y pudo deberse al arribo de una onda Kelvin. (Figs.No. 1, 2 y 3).

A fines de año (Diciembre-91) se observa un calentamiento generalizado en toda la costa del Perú; anomalías positivas alrededor de 1 °C en la zona sur y alrededor de 2.2 °C en el extremo norte, norte y centro. En las estaciones de Talara y Paita (extremo norte) el calentamiento se produjo en forma sostenida desde Noviembre. (Figs.No. 1 y 2).

Al comparar la temperatura superficial del mar de 1986 con las de 1991, observamos en las estaciones de Talara, Paita y Lobos de Afuera (Figs.No. 1, 2 y 3) un comportamiento similar; temperaturas relativamente altas durante el verano, disminución pronunciada durante el mes de Setiembre y una subida de la temperatura a finales de año. La diferencia radica en el mes de Diciembre, en donde los valores fueron alrededor de 1 °C más altas durante el año 1991. En las estaciones de Chicama, Chimbote y Callao (Figs.No. 4, 5 y 6), la temperatura superficial del mar, no muestra una relación definida, durante el verano en el año 1991 los valores fueron apreciablemente más altos. En las estaciones de Chicama y Callao durante el mes de Diciembre, muestran para el año 1991 valores más altos; en cambio, en la estación de Chimbote, ésta se encuentra ligeramente por debajo del año 1986. Al sur, en las estaciones de San Juan e Ilo (Figs.No. 7 y 8), no se observa tampoco ninguna relación; en Diciembre, en estas dos últimas estaciones, el valor de la temperatura superficial del mar es alrededor de 1 °C mayor en el año 1991 con respecto al año 1986.

Estructura térmica vertical

La estructura térmica vertical en la sección de Paita nos mostró durante los primeros días de Abril de 1991, una termoclina bastante acentuada desde los 85 °W hacia mar adentro; en esa misma área, observamos la isoterma de 25 °C muy cerca a la superficie. Cerca a la costa, la isoterma de 15 °C tiende a profundizarse, alcanzando una profundidad máxima de 120 m. La sección de Chimbote presenta una termoclina muy intensa entre los 30 y 70 m de profundidad; en este caso, el límite inferior de la termoclina está representada por la isoterma de 15 °C. En general se observa para ambas áreas un ligero calentamiento entre la superficie y los primeros 50 m de profundidad.

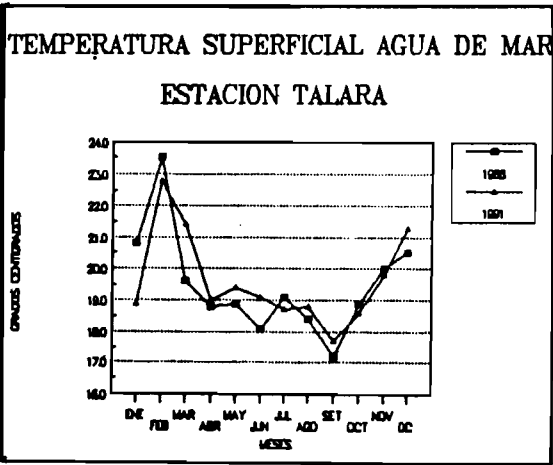


FIG. Nº 1

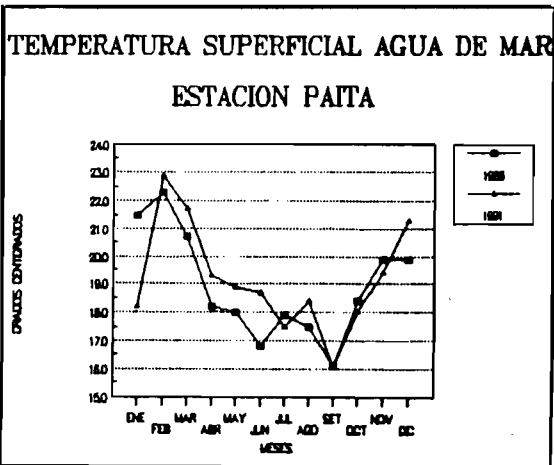


FIG. Nº 2

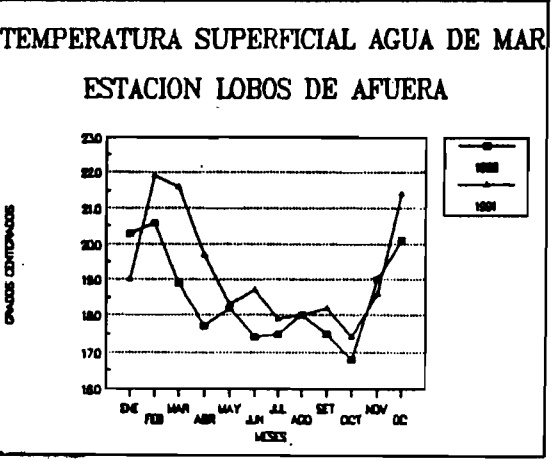


FIG. Nº 3

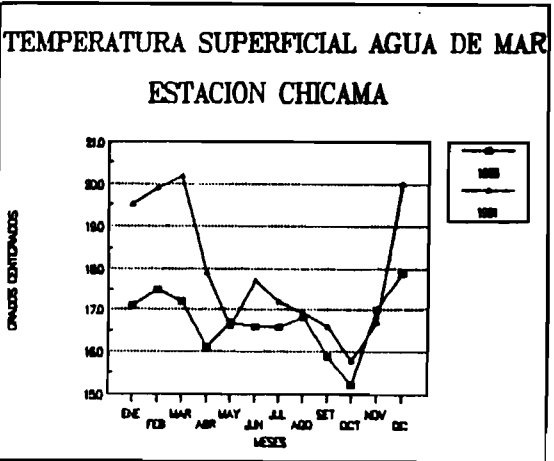


FIG. Nº 4

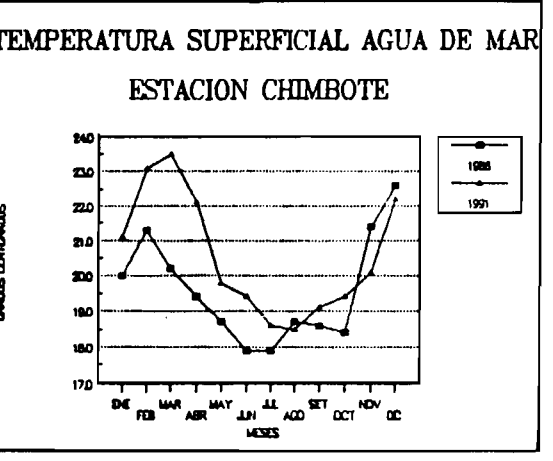


FIG. Nº 5

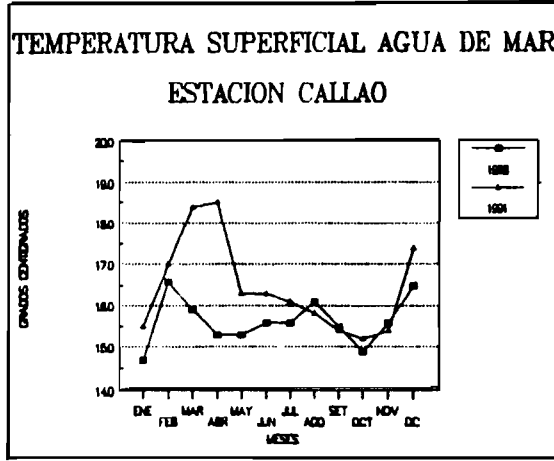


FIG. Nº 6

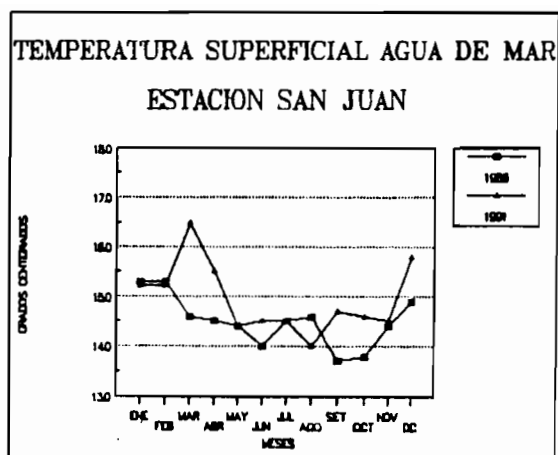


FIG. Nº 7

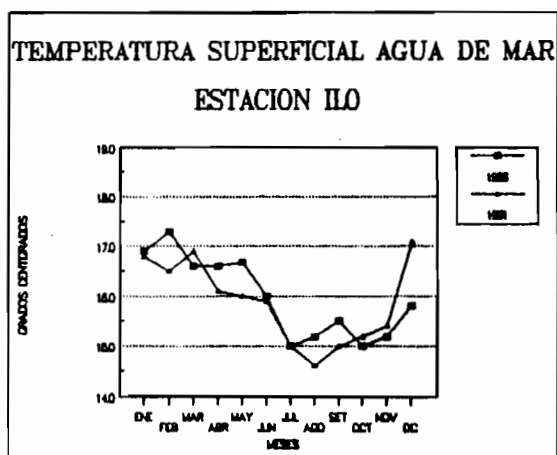


FIG. Nº 8

Durante el mes de Junio del mismo año, en la sección de Paita, observamos la isoterma de 15 °C profundizada y por debajo de los 150 m. En la sección de Chimbote, ésta se encuentra a los 100 m de profundidad aproximadamente; esta profundización de la isoterma de 15 °C y no de la termoclina, podría deberse a una intensificación de la corriente de Cromwell o de la contra-corriente Peruana. En cambio el límite inferior de la termoclina se encuentra a una profundidad normal para la estación.

A mediados de Agosto de 1991, en la sección de Paita, observamos que la isoterma de 15 °C se ha superficializado, con respecto a Junio, hasta alcanzar los 100 m de profundidad aproximadamente; el límite inferior de la termoclina, en este caso, esta representada por la isoterma de 16 °C cerca a la costa. En la sección de Chimbote la isoterma de 15 °C continúa alrededor de los 100 m de profundidad; muy pegada a la costa se le observa cerca a los 50 m, evidenciándose en esa misma área el afloramiento costero.

A principios de Octubre de 1991, las secciones de Paita y Chimbote nos mostraron características normales para la época; el límite inferior de la termoclina se encontró por encima de los primeros 100 m de profundidad.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- LAOS C. Gustavo E. (1986), Estructura Térmica del Mar de Grau. Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina.
- MUJICA M. Ramón (1972), Historia Marítima del Perú, Tomo I Volumen I. Oceanographic Monthly Summary. Boletín informativo US Department of Commerce NOAA.
- TORCUATO Rivera (1987), Nomenclatura de "El Niño" según el número índice de cinco estaciones costeras. CPPS, Boletín ERFEN Nº 21.

EL NIÑO, SEQUIAS Y ESTRATEGIAS CAMPESINAS EN EL ALTO VALLE DE CHANCAY 1940-1973

Isabelle LAUSENT-HERRERA

Centre National de la Recherche Scientifique - CNRS
12 rue d'Hennemont, St. Germain en Laye 78100, France

El Niño, droughts and peasant strategies in high Chancay Valley 1940-1973

Summary: Since 1940 up to 1973, most of the droughts that had occurred in the high Chancay valley were associated with El Niño phenomenon. However examining local records we have observed that there were no exact association between both phenomena. Moreover, the impact of droughts over economic strategies differed across peasant communities and also from one drought to another. Most of the changes induced by droughts implied an acceleration of structural transformations already engaged. They precipitated economic specialization according to natural resources availability and proximity to different kinds of regional markets. Communities in the highest lands specialized in sheep raising in order to serve central andean mining markets. Other peasant communities abandone traditional foodstuff and dedicated to fruit growing sold to urban coastal markets.

Entre 1940 y 1973 el fenómeno conocido bajo el nombre de El Niño se ha producido 7 veces. La datación exacta del fenómeno así como sus consecuencias sobre la pluviosidad son un problema complejo. La dificultad deriva en parte del hecho que una apreciación global del fenómeno debe considerar una variedad de impactos regionales. Sin pretender dar una respuesta, examinamos, a partir de archivos comunales, la aparición de déficits pluviométricos severos y sus consecuencias sobre las estrategias productivas de los comuneros del alto valle de Chancay.

Constatamos en primer lugar que existe una estrecha asociación entre el fenómeno El Niño y las sequías que se han producido en el valle de Chancay. Sin embargo dicha asociación no fue siempre exacta. Unas veces El Niño precedió la aparición de sequías; otras veces las antecedió. Más importante aun, la manifestación de las sequías y su impacto sobre las estrategias campesinas han diferido, al interior mismo del alto valle de Chancay, de una comunidad campesina a otra y también de un período de sequía a otro.

De manera general, puede decirse que la aparición del fenómeno El Niño y las consecuentes sequías tuvieron un efecto catalizador, acelerando las profundas transformaciones estructurales ya en curso en las diferentes comunidades campesinas. Hemos notado que se produce una mayor especialización en función del tipo de recursos disponibles, así como una mayor inserción en la economía de mercado. Tal fue el denominador común de las diversas estrategias campesinas.

A medida que las sequías se sucedieron, las respuestas campesinas fueron cada vez menos colectivas, menos "comunales", para finalmente adoptar un caracter individual. Lo comunal se disuelve progresivamente o, cuando se mantiene, es usufructuado por propietarios individuales cuya relación con las instancias comunales se modifican sensiblemente.

Las sequías precipitan un abandono de los cultivos tradicionales de autosubsistencia (generalmente en tierras de secano) provocando así una transformación radical e irreversible de modos de vida y dominio del espacio (relaciones de reciprocidad, ritos agrícolas y ganaderos, tipo de consumo, dependencia del mercado, abandono de sistemas de riego tradicionales, etc.). La memoria colectiva de las primeras sequías así como el carácter definitivo de las transformaciones inducidas han tenido un impacto cierto sobre los tipos de respuestas frente a los posteriores episodios de sequía.

La destrucción de modos de vida y el abandono de cultivos tradicionales han significado no sólo una disminución de la frontera sino también una intensificación y especialización en el uso de los recursos naturales. La lógica de rentabilidad se impone marginalizando las actividades tradicionales. La domesticación de la naturaleza en un sentido largo disminuye al mismo tiempo que aumenta la vulnerabilidad de los comuneros frente a la economía de mercado.

La diferenciación de las comunidades respecto a las estrategias adoptadas en respuesta a las sequías estuvo principalmente determinada por la dotación y variedad de los recursos naturales disponibles así como por el tipo de mercado en torno del cual las actividades productivas gravitarían en último término. Así podemos distinguir de manera aproximada dos tipos de comunidades.

Por un lado tenemos las comunidades de altura ricas en pastizales y que se especializaron en actividades pecuarias. En ellas, el impacto específico de la sequía estuvo ligado a la recomposición del ganado a fin de lograr una mayor y mejor inserción en el mercado regional de los andes centrales dominado por la minería y evitar una sobrecarga de los pastizales. Así, el ganado bovino fue sustituido por ganado ovino (lanas y carne), más resistente a la sequía y de gran consumo en los centros mineros. La gestión más estricta de los pastizales implicó además la eliminación de las relaciones ganaderas intercomunales (supresión de arriendos a foráneos).

Por otro lado tenemos a las comunidades situadas en la parte intermedia del valle de Chancay y que contaban tanto con tierras cálidas irrigadas como con pastos de altura y tierras de secano. Dichas comunidades combinaban eficazmente actividades agrícolas y ganaderas. Las sequías aceleran el proceso de especialización, abandonándose las tierras de altura y las de secano. La ganadería extensiva desaparece sin que la ganadería intensiva de razas mejoradas logre reemplazarla enteramente. Los cultivos tradicionales de secano se abandonan y los cultivos alimenticios en general son sustituidos por la fruticultura. La inserción en los mercados urbanos costeros se profundiza y con ello se acentúa la dependencia alimentaria de dichas comunidades que se encontraban ya en un estado avanzado de mestizaje.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- LAUSENT-HERRERA, I. (1990). Méthodologies et exploitation critique des données sur l'élevage andin en temps de sécheresse: cas des communautés de la haute vallée du Chancay, 1976-1980. *In*: Bouliaud et al. Soc. Rurales des Andes et de l'Himalaya, p.129-135, Grenoble.
- (1986). Impact de la sécheresse à Pampas-La Florida (1976-1980): comportement et stratégies paysannes. *In*: Techniques et Culture, vol.7, p.113-144.
- (1986). Sécheresse: impacts et nouvelles orientations économiques des communautés de la haute vallée du Chancay, de 1941 à 1980. Pérou. *Document de Recherche*, n.º 17, juin 1986, CREDAL.

REPERCUSIONES DEL FENOMENO EL NIÑO EN ESCENARIOS LEJANOS

Alberto LINES

Instituto Nacional de Meteorología
Madrid Apartado 285 - España

Antonio MABRES

Universidad de Piura
Apartado 353 Piura - Perú

Incidence of ENSO phenomena con remote scenarios

Abstract. Incidence of ENSO on remote areas such as the Iberian Peninsula and some african coastal areas are analized on this paper. A clear correlation between ENSO and precipitation on the above mentioned areas do not clearly appears. However, anomalies on the spatial and temporal precipitations are detected. Standard desviation of consecutive montly precipitation values are compared.

En los años con acusados fenómenos NIÑO se han detectado anormalidades en la distribución de la precipitación en la Península Ibérica así como en diversas estaciones costera de Africa Septentrional que son analizadas. No pueden asociarse con el Niño incrementos o disminuciones en las precipitaciones en las áreas consideradas, pero sí anomalías significativas tanto en la distribución espacial como temporal de la precipitación. En el análisis de estas anomalías, aparece el problema de diferenciar la señal del ruido.

En 1987, Ropolewski y Halper evaluaron cualitativamente la alteración en el régimen de precipitaciones del evento Niño. La alteración en el campo de las precipitaciones guarda estrecha relación con la variación de los gradientes de temperaturas. En la evaluación de Ropolewski, la zona mediterránea aparece como indeterminada. En realidad, si puede hablarse de una alteración de las precipitaciones en cuanto a su régimen; es más incierto determinar si realmente aumentan o disminuyen en amplias áreas.

Parece por tanto que en la llamada "zona indeterminada" se altera el régimen de las precipitaciones, sin que pueda asegurarse si globalmente aumentan o disminuyen. Actualmente se conoce mejor el mecanismo de las precipitaciones en la Península Ibérica y se ha podido comprobar que precisamente en los años 1982, 1983 y 1987, años afectados por el fenómeno Niño, hubo violentísimas precipitaciones de tipo mesoscálico. No se han podido comprobar con exactitud si en los años 1925 y 1891 las violentas lluvias registradas obedecieron también a mecanismos mesoescales.

Así, en 1982 tuvieron lugar estos episodios, en el otoño:
Octubre: Lluvias de extrema intensidad en el área de Valencia.
Noviembre: Lluvias de extrema intensidad en el Pirineo.
Estas lluvias se inscriben en un año globalmente sequísimo.

En 1987, Noviembre, lluvias de extrema intensidad en Valencia y Alicante. Fue un año irregularmente seco, en el cual, la precipitación se concentró en unos pocos episodios.

En el evento de 1925 las estaciones de la Península Ibérica de Madrid, Barcelona, Gibraltar, Alicante y Lisboa fueron de precipitaciones totales anuales bastante normales pero todas tuvieron acusadas anomalías en la distribución temporal. En 1891 también las hubo, con acusados periodos de extrema sequedad.

Para analizar las anomalías en la distribución temporal, es un buen criterio el utilizar la desviación típica entre los valores mensuales de los años con Niño comparándola con la de los años inmediatos; en éstos es menor. Las diferencias se amplifican, en el caso de la Península Ibérica aplicando la desviación estándar a series de meses consecutivos, una vez eliminados los dos meses más secos (Julio y Agosto).

La región del Sahara Occidental, ofrece semejanzas con el desierto peruano, ya que sus mecanismos que rigen la aridez son muy parecidos. Igualmente en el Sahara Occidental se han producido ocasionalmente lluvias excepcionales, en todos los casos analizados han coincidido con debilitamiento de los vientos Alísios. Estos fenómenos son mucho menos intensos que los registrados en la costa del Pacífico tropical, tanto en la intensidad de las precipitaciones observadas como en la duración de los periodos anormalmente húmedos, y también en la amplitud de la incidencia en las regiones más próximas. Estas diferencias, ciertamente importantes, se deben muy posiblemente a que el modelo de la célula de Walker no es aplicable al Atlántico tropical en el NW de Africa.

Desafortunadamente las series pluviométricas de las estaciones del Sahara Occidental no son lo suficientemente largas como para comprobar si los eventos de El Niño muy anteriores a 1982, tuvieron una repercusión directa en esta región, o bien, sus anomalías pluviométricas obedecieron a otros procesos a escala más o menos regional.

ALGUNOS APUNTES HISTORICOS ADICIONALES SOBRE LA CRONOLOGIA DE EL NIÑO

Antonio MABRES

Universidad de Piura, Apartado 353. Piura - Perú

Ronald WOODMAN

Inst. Geofísico del Perú, Apartado 3747.
Lima 100 - Perú

&

R. ZETA

Universidad de Piura, Apartado 353. Piura - Perú

Se presentan algunas informaciones periodísticas y procedentes de otros documentos de Piura, de final del siglo pasado y comienzos de éste, donde se refieren datos sobre lluvias y sequías en Piura (principalmente en el período entre 1791 y 1906). Estos datos suponen un aporte muy importante que completa y complementa los ya referidos en las relaciones publicadas anteriormente.

Esta información sobre lluvias y sequías será muy útil para interpretar los registros provenientes de los estudios dendrocronológicos que se están haciendo con árboles de la región de Piura.

RECENT RESEARCH ON RECORDS OF FORMER EL NIÑO EVENTS IN PERU

José MACHARE

Instituto Geofísico del Perú, Apartado 3747 Lima 100, and
Instituto Francés de Estudios Andinos, Apartado 1217 Lima 18, PERU

&



Luc ORTLIEB

(presently at:) Mission ORSTOM - Fac. Ciencias del Mar,
Universidad de Antofagasta. Casilla 170, Antofagasta, CHILE

Investigaciones recientes sobre registros de antiguos eventos El Niño en el Peru

Luego del evento, excepcionalmente fuerte, de El Niño en 1983, en el Perú se han realizado varios estudios tendientes a identificar las ocurrencias de este fenómeno en el pasado. Todos estos estudios tratan de identificar alguna "señal" de El Niño que pueda quedar grabada en archivos naturales o humanos. Entre los primeros se cuentan los testigos de hielo, sedimentos lacustres y aluviales, construcciones litorales, árboles del desierto, composición isotópica y distribución de moluscos marinos, etc. Entre los registros asociados a la intervención del hombre destacan los instrumentales, que dan parámetros meteorológicos y oceanográficos; los históricos, basados en fuentes escritas y los arqueológicos. Aquí, revisamos brevemente las bases conceptuales, los métodos utilizados y los problemas de interpretación de los resultados obtenidos.

OCEANIC AND ATMOSPHERIC EXPRESSIONS OF EL NIÑO PHENOMENON

El Niño, the regional component of the ENSO (El Niño-Southern Oscillation) phenomenon in South America, involves changes in the atmospheric and oceanic conditions of the northern Peruvian coast. The following expressions are as summarized by Enfield (1987) and Aguilar (1990). In the atmospheric aspect, strong rainfalls strike this normally arid land producing an increased runoff erosion; this is thought to be associated to a southward shift of the Inter-tropical Convergence Zone ITCZ. Along the usually dry short valleys (quebradas), water runs and generates sheet flows that are deposited on the adjacent coastal plain, sometimes upon former alluvial fans. The water discharge and the amount of sediments transported by the major rivers (Piura, Chira) also increase, and may produce overbank flood deposits. Part of these sediments are carried in the coastal area and into the sea. In the coastal ocean, the El Niño conditions include a temporary sea-level rise and frequent storms. Nearshore, the sea surface temperature increases by several degrees centigrades which in turn produces marine and littoral faunal migration along the coast. Meanwhile, the southern Peruvian Andes undergo a deficitary precipitation, as discussed below.

EL NIÑO IN MAN-MADE ARCHIVES

Instrumental data and analysis

Direct measurements of the oceanographic and meteorological parameters in Peru began in the second decade of this century; therefore, they are useful to identify and analyse the contemporaneous oceano-atmospheric anomalies, with better-than-annual resolution.

As a consequence of the prosperous fishing activities along the north-central Peruvian coast, sea surface temperature (SST) is recorded in the Chicama station since 1924. The other coastal stations used for the definition of El Niño events (Paita, Talara and Chimbote) have all approximately 30-year of SST records.

Concerning precipitation, seven coastal meteorological stations provide records of rainfall exceeding 50 years, and at least three Andean stations recorded data during the last 40 years.

General relationships linking high SST, high sea level, reversal of wind direction, heavy rainfall on the northern coast, cordilleran drought, and Lake Titicaca low level are statistically proved and widely accepted. Nevertheless, detailed studies of these distinct records show ambiguous correlations and several complications in the interactions of the oceanic and atmospheric phenomena in the Peruvian territory (see for example: Philander, 1983; Francou & Pizarro, 1985; Caviedes & Waylen, 1987).

Historical research

For the period between the Spanish conquest and the beginning of instrumentation (nearly 4 centuries), several kinds of written sources have been used to identify El Niño events, assess their intensities and document their periodicity. This approach allows also a better-than-annual resolution. The important compilation of Quinn et al. (1978 and 1987) and the El Niño chronological sequence of Hamilton & García (1986) were scrutinized by Hocquenghem & Ortlieb (1990, and this volume) and Ortlieb & Hocquenghem (1991), who objected that some events were probably less strong than assumed previously, and that a few reported events (1925-26, 1531-32) did not occur at all. Huertas (1987a, b, and this volume) analyzed the information about repeated destruction of Saña, and interpreted some socio-economic disturbances as closely related to El Niño events between the XVIIth and XVIIIth centuries.

Archaeological approach

Extending the record back beyond the historical sources, the archaeological research has successfully identified evidences of catastrophic rainfalls in the pre-historical record. Nials et al. (1979) first described the effects of a very large flood (the Chimu flood, ca. 1,000 AD) in the Quebrada Río Seco and in the Moche valley, and related it to a great El Niño event. Moseley & Feldman (1982) stressed the effects of El Niño on the behavior and development of pre-hispanic populations. Craig & Shimada (1986) characterized a big flood (ca. 600 AD) and other undated events in Batán Grande. More recently, it has been observed that several monuments display breaks in their use, and closer examination shows runoff erosion of exposed buildings and accumulation of sediments in protected

parts, as in Huaca de la Luna (Uceda, this volume). Changes in the architectural styles are being used to identify breakdowns in the Sipán site, and to relate them to El Niño events (W. and S. Alva, pers. comm. 1992). The relative ("cultural") dating, frequently used in archaeological studies, limits the resolution of this approach to a century, at best.

SIGNATURES OF EL NIÑO IN NATURAL ARCHIVES

Several of the above cited effects of El Niño on land and in coastal environments, as well as on the associated life, are able to remain registered in different natural and man-made archives (Macharé et al., in press). Therefore, the reconstruction of EN chronologies in the past depends on two factors: 1) The capability to identify a series of occurrences of a given El Niño-related effect, and 2) the accuracy in the age determination precision in dating of these signatures. Among the parameters deduced from these effects, precipitation has been by far the most frequently mentioned. The following review mentions only some of the numerous works related to the issue. Two extensive lists of references may be found in Ortlieb (1991 a & b).

Ice cores

Ice-coring is one of the most fruitful methods used in paleoclimatic research, and presents high potential in paleoENSO reconstructions, as mentioned by L.G. Thompson in several recent papers (references included in Thompson & Mosley-Thompson, 1989). The best record, presently available in Peru, comes from the Quelccaya ice cap located in the southern Peruvian Andes, where El Niño phenomenon is expressed by a deficit in the annual precipitation (Francou & Pizarro, 1985). The low temperature (-3°C) related to the high altitude (more than 5,600 m) of the site, prevents melting and percolation. Therefore, the summer snowfalls accumulate continuously on the summit of the glacier, as annual ice layers. Mass balances are obtained from analyses of microparticles concentration, oxygen isotope ratios, and β activity. Precipitation variation with annual resolution is obtained for the last decades, and signals of droughts proved to correlate well with El Niño events known from historical data (Thompson et al, 1984). Although the resolution decreases toward the basal layers, the 10-yr average in the precipitation curve is still very useful to identify the dry and wet events produced in the last 1,500 yr.

Littoral geological features

The existence of prograding coasts, with beach ridges sequences, in several places of northwestern Perú had once been associated to tectonic phenomena. It is now regarded as a probable evidence of major El Niño events (Sandweiss, 1986; Ortlieb et al., 1990). The assumption is based on the fact that, during El Niño events, an increased amount of sediments released by coastal rivers into the ocean and is redistributed by coastal drift currents onto the shoreline. The distances (tens of meters) between the individual ridges of a sequence, favor the interpretation of an episodic, rather than continuous, phenomenon.

Radiocarbon dating has been performed on marine shells included in the ridge sediments, on midden shells covering up the ridges, and on charcoals, from the Chira and Colán sequences (Richardson, 1983, Ortlieb et al., this volume). The ^{14}C results give a chronological framework, according to which, both sequences are younger than ca. 4,500 BP, and the time elapsed between the formation of two successive ridges is about 400 to

500 yr. Owing to problems inherent to the radiocarbon method applied to marine carbonates, the resolution of this approach to major El Niño cyclicity is of 10^2 yr.

However, alternative points of view have arisen concerning the interpretation of the Peruvian beach ridges. Craig (this volume) believes that the ridges may have been formed by strong wave dynamics unrelated to El Niño events, and rather associated to distant storm systems. On another hand, Martin et al. (this volume) envisage ridge formation during long-time spans (several decades to few centuries), which would have been characterized by "El Niño-like" oceano-atmospheric conditions.

Sedimentary record of onshore coastal depressions

During the 1972 and 1982-83 El Niño events, it was noted that several closed depressions and ponds, located in the Sechura Desert, received the runoff water, and were converted in temporal lakes for several months, until their complete evaporation. Sediments carried into those basins may thus record El Niño events. Recently, an IGP-ORSTOM drilling program was established to obtain undisturbed cores of the some 15 m-thick infill of the Salina Grande depression. The drilling operations, using a light-weight vibro-corer, encountered technical problems, mainly due to the presence of hard gypsum and halite layers. In addition, the upper part of the sedimentary column appears badly disturbed by near-surface salt dynamics. Other sites are being identified as targets for future drilling ; a combined vibro-corer plus auger system should be useful in Salina Grande, which remains the main objective.

Alluvial geological record

The increased precipitation received by the Pacific watershed of the northern Peruvian rivers, during El Niño events, has produced flooding in several valleys between 3° and 10° lat. S (Caviedes & Waylen, 1987). Wells (1987) studied the sedimentary characteristics of the 1982-83 flood deposits, in the Casma valley, and defined a typical El Niño-sedimentary unit. More recently, she was able to identify in this valley 18 flood events during the Holocene, giving a minimum number of occurrences of mega El Niño events (Wells, 1990). The report of several El Niño-sedimentary units of late Pleistocene age, would implies that this archive may contain the longest record of El Niño in the past. However, dating of the individual alluvial units will be always the major problem to face in determining a credible periodicity of the Late Quaternary. Nevertheless, other river valleys should be investigated in order to correlate time-equivalent units.

A probable correlation between floods in the middle part of the Río Rimac watershed, east of Lima, and El Niño events has been suggested (Ibañez & Gómez, 1990; Martínez, 1991). Analyses of the precipitation in several stations of the high Andes of central Peru, during the most recent El Niño events revealed a very high variability, with a slight predominance of deficit (drought) (García & Fernandez, 1984; Francou & Pizarro, 1985). However, the Rimac valley stations still need to be studied from this point of view to verify the relationship between catastrophic floods and El Niño. This data would be also of great help to assess the historical chronology of El Niño events proposed by Quinn et al. (1987) and discussed by Hocquenghem & Ortlieb (this volume, in prep.).

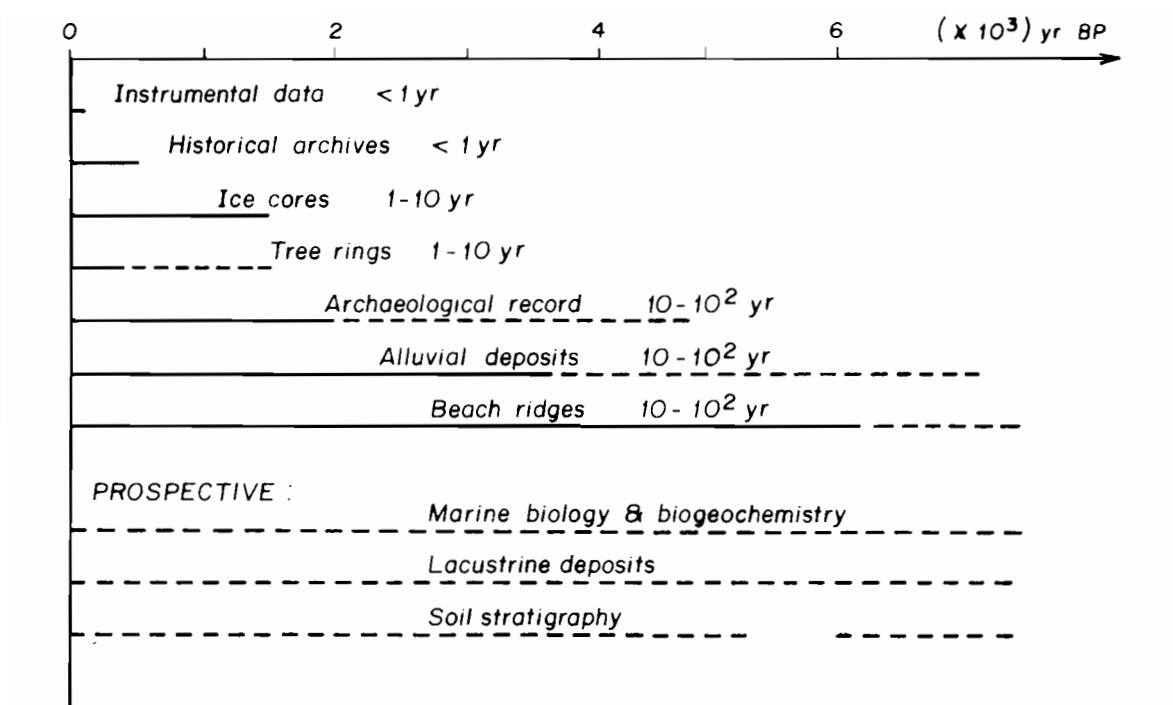


Figure 1.- Natural and man-made archives recording former occurrences of El Niño phenomenon in Peru. Line lengths indicate proved (continuous) and probable (dashed) extents of each record. The present-day resolution is also indicated.

Coastal marine biological changes and biogeochemical signatures

The nearshore marine fauna shows different kinds of responses when exposed to environmental changes associated with El Niño phenomenon. In function of their ability to adapt themselves to variations of sea-water temperature, salinity, dissolved oxygen, currents, sediment influx, food availability, etc., the distinct species may survive, migrate or die. These behaviors have been reported during the last events of El Niño (Arntz et al., 1985; Barber & Chávez, 1983). An analysis of mollusk shells from archaeological sites led Rollins et al. (1986) to propose a major reorganization of the coastal environments by 5,000 BP, and the start of El Niño occurrences since that date. Recent studies on Holocene mollusks contained in natural marine deposits, and in shell middens address the problem of long-term environmental changes versus El Niño effects in the northern and central coast of Peru (Díaz & Ortlieb, 1991; this volume). On another hand, comparisons between the isotopic composition of present-day and Holocene mollusk shells, and their relationship with El Niño have been investigated by Perrier et al. (1991, and this volume). Finally, the organic geochemistry of surface sediments off Peru is also considered to register effects of El Niño phenomenon, and to present a high potential as marker of its occurrence (Mc Caffrey et al., 1989). At the present time, biological and biogeochemical research should be regarded as prospective line to approach new types of past El Niño record.

Tropical tree-ring record

The recognition of ENSO signals in tree rings of temperate North America, Australia, and Indonesia (Meko, 1990; Cook, 1990; D'Arrigo, 1990; Lough, 1990) shows that short-

lived episodes of both increased rainfall and droughts are able to be recorded by tree trunks. During the last few years, a team from the Universidad de Piura has been exploring the probable presence of El Niño-related rainfall signals on growth rings of several trees which are common in the Sechura Desert, northwestern Peru. The first results should be presented during this "Paleo ENSO records" meeting (Rodríguez et al., this volume).

Soil development

There exist few reports about ongoing research concerning identification of El Niño evidences in soil sequences. Noller et al. (1990) summarizes the main characteristics of soils developed on alluvial terraces of the central Peruvian coast, and proposes that some features be explained by the effect of El Niño-related water into the geochemistry of the soils. More work appears to be needed to clearly identify El Niño signal in soils, and use these data in the reconstruction of former occurrences of the phenomenon in the area.

CONCLUSION

Peru is probably the most appropriated place on earth to study former occurrences of the El Niño phenomenon. The atmospheric and oceanographic anomalies and disturbances that characterize this global phenomenon are registered by a series of archives offshore, along the coast, in the foothills, in the high cordillera and on the altiplano. Some work has been performed in the last few years, but much more remains to be done, especially regarding the correlation of the distinct records observed up to now. One of the objectives of this Paleo ENSO Records meeting is precisely to encourage the multidisciplinary studies on this topic.

Acknowledgements

Scientific agreement between IGP and ORSTOM (UR 1C) 1987-92. Contribution to IGCP Projects 252, 274, 281.

REFERENCES

- Aguilar P., 1990. *Boletín de Lima*, 70, 69-84.
- Arntz W., Landa A., Tarazona J. (Eds), 1985. *Bol. extraord. Inst. Mar del Perú*, Barber R.T. & Chávez F., 1983. *Science*, 222, 1203-1210
- Caviedes C. & Waylen P.R., 1987. *Bull. Inst. Fr. Etudes Andines*, 16 (1-2), 1-19.
- Cook E.R., 1990. Workshop Paleoclimatic aspects of El Niño/Southern Oscillation, NOAA-INSTAAR, Boulder, 6 p.
- Craig A.K. & Shimada I., 1986. *Geoarchaeology*, 1 (1), 29-39.
- D'Arrigo R., Workshop Paleoclimatic aspects of El Niño/Southern Oscillation, NOAA-INSTAAR, Boulder, 1 p.
- Díaz A. & Ortlieb L., 1991. VII Congr. Peruano Geol., Lima, 2, 407-411.
- Enfield D.B., 1987. *Endeavour*, 11 (4), 197-204.
- Francou B. & Pizarro L., 1985. *Bull. Inst. Fr. Etudes Andines*, 14 (1-2), 1-18.
- García A. & Fernández I., 1984. In: Ciencia, tecnología y agresión ambiental: El Fenómeno El Niño, CONCYTEC, 521-550.
- Hamilton K. & R.R. García, 1986. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 67 (11), 1354-1361.
- Hocquenghem A.M. & Ortlieb L., 1990. *Bull. Ins. Fr. Etudes Andines*, 19 (2), 327-334.
- Huertas L., 1987a. *Ecología e historia. Probanzas de Indios y Españoles referentes a las catastróficas lluvias de 1578, en los corregimientos de Trujillo y Saña, por Francisco Alcocer (escribano receptor)*. Centro de estudios Sociales "Solidaridad", Chiclayo, 208 p.

- Huertas L., 1987b. *Saña, análisis histórico*, unpublished ms., 165 p.
- Ibáñez M. & Gómez W., 1990. *Boletín de Lima*, 68, 43-62.
- Lough J.M., 1990. Workshop Paleoclimatic aspects of El Niño/Southern Oscillation, NOAA-IN-STAAR, Boulder, 4 p.
- Macharé J. & Ortlieb L. Global Change studies in northwestern Peru: a high potential for records of former El Niño events. *Revista Geofísica, Mexico*, (in press).
- Martínez A., 1991. 5to. Simp. Nac. Prevención de Desastres, CISMID, Lima, 22 p.
- Meko D. Workshop Paleoclimatic aspects of El Niño/Southern Oscillation, NOAA-IN-STAAR, Boulder, 1p.
- Moseley M.E. & Feldman R.A., 1982. *Rev. Museo Nacional*, 46, 267-287.
- Mc Caffrey R. A., Farrington J. W. & Repeta D. J., 1989. *Geol. Soc. Am. Abstr. Progr.*, 21 (6), A5.
- Nials F.L., Deeds E.R., Moseley M.E., Pozorski S.G., Pozorski T. & Feldman R.A., 1979. *Field Museum Nat. Hist. Bull.*, 50 (7), 4-14, and 50 (8), 4-10.
- Noller J.S., Wells L. & Birkeland P., 1987. *Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr.*, 19 (7), 790.
- Ortlieb L., 1991 (a & b). 3ra. Reunión An. PICG 281 Climas cuaternarios de América del Sur, Res. y Contrib., 83-112 & 113-156.
- Ortlieb L., Macharé J., Fournier M. & Woodman R., 1990. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 80, 107-121.
- Perrier C., 1991. *Mém. Maîtr. Sc. Terre.*, Univ. Québec, Montréal, 80 p.
- Philander S.G.H., 1983. *Nature*, 302, 291-301.
- Quinn W.H., Zopf D.O., Short K.S. & Kuo Yang R.T.W., 1978. *Fishery Bull.*, 76, 363-378.
- Quinn W.H., Neal V.T. & Antunez de Mayolo S., 1987. *J. Geophys. Res.*, 92 (C13), 14449-14461.
- Richardson J.B., 1983. *Ann. Carnegie Museum*, 52 (11), 265-275.
- Rollins H.B., Richardson J.B. & Sandweiss D.H., 1986. *Geoarchaeology*, 1 (1), 3-15.
- Sandweiss D.H., 1986. *Geoarchaeology*, 1 (1), 17-28.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Morales Arnao B., 1984. *Science*, 223, 50-53.
- Thompson L.G. & Mosley-Thompson E., 1989. In: Aspects of climate variability in the Pacific and the western Americas. Am. Geophys. Un., Geophys. Monogr., 55, 15-31.
- Wells L.E., 1987. *J. Geophys. Res.*, 92 (C13), 14463-14470.
- Wells L.E., 1990. *Geology*, 18, 1134-1137.

EL NIÑO/SOUTHERN OSCILLATION CLIMATE VARIABILITY IN SOUTH AMERICAN PALEO-ENVIRONMENTAL RECORDS

Vera MARKGRAF

Institute of Arctic and Alpine Research
University of Colorado
Boulder, Colorado 80309-0450, USA

In trying to understand the long-term behavior of ENSO over the range of thousands of years and under boundary conditions substantially different from today, pollen records offer a unique opportunity because of their time depth, continuity, and regional cover. Using the climate patterns that have been linked to ENSO events world-wide, pollen records from specific regions sensitive to El Niño and La Niña events were analyzed for their past climate patterns. In South America, El Niño is characterized by substantially drier conditions over the northeastern part of the continent, in Venezuela and Brazil, but wetter conditions over the south-central part of South America, Chile and Argentina. The opposite signal holds true for La Niña events. During the early Holocene (10 to 8 kyr) climates were wetter and cooler than today over northeastern South America, but drier than today over the south-central part of southern South America, suggesting climates resembling La Niña conditions. However, over the western Pacific land areas, Australia and New Zealand, climates instead suggested El Niño conditions. This indicates that probably the ENSO system at that time did not operate as today. During the late Holocene, on the other hand, especially after 3 kyr, northeastern South America turned drier, and south-central South America wetter than before. In addition, in the southern parts of the continent, vegetation was dominated by a mixed plant community of taxa adapted to droughts and fire, as well as mesic taxa. Charcoal in sediments increased also at that time, indicating greater fire frequency. All this suggests that climate had become much more variable, with a pattern that indicates greater frequency and/or amplitude of El Niño events. Similar climate condition is reported from the Australia/New Zealand sector, that also experienced substantial increase in climate variability, droughts, and fires, characteristic of El Niño events only during the late Holocene, suggesting that in fact only during the late Holocene ENSO was operating in a fashion similar to today.

SOME CLIMATIC ALTERATIONS RECORDED IN SOUTH AMERICA DURING THE LAST 7000 YEARS MAY BE EXPOUNDED BY LONG-TERM EL NIÑO LIKE CONDITIONS

L. MARTIN; M. FOURNIER; Ph. MOURGUIART; A. SIFEDINE; B. TURCQ

Programme GEOCIT, ORSTOM, 72 Route d'Aulnay, 93143 Bondy CEDEX. France

M. L. ABSY

INPA, CP 478,69000 Manaus, AM, Brazil

&

Volkmer RIBEIRO

FZR, Rua Dr. Salvador Franca, 1427, 90610 Porto Alegre, RS, Brazil

In the Southern Hemisphere the climate of the tropical continental regions bordering Eastern Pacific and Eastern Atlantic Oceans is presently influenced by sea surface temperature particularly cold for tropical oceans. Nevertheless, during El Niño events, the cold coastal waters of Northern Peru (Humboldt Current) are replaced by warm waters. This change leads to important anomalies of rainfalls and wind pattern in South America. During the strong 82-83 El Niño event the disturbances were generated by two main processes (1):

- modification of the Walker circulation due to a shift toward the Pacific ocean of the convection zone, normally centred on Amazonia, which promoted anomalously heavy rainfalls in Northern Peru and deficient rainfalls in Amazonia and Bolivian Altiplano.

- blocking situation of polar frontal systems, in a zone extending from South Peru to South Brazil, related to an enhancement of the subtropical jetstream. This situation provoked anomalously high rainfalls in the blocking zone and droughts northward, as well as a modification of the wind pattern, and consequently of the wind-driven littoral dynamic, in the central part of the Brazilian Coast.

In 1984, one year after the Pacific warm event, an intense warm event affected the Eastern Tropical Atlantic.

Inversions of longshore sand transport direction during the last 5000 years in Rio Dôce coastal plain (19°S Brazil).

On a sandy coast the long-term longshore transport direction depends on the orientation of efficient swells (those responsible for the resulting transport). When, as on the Brazilian coast, fossil beach ridges exist, their geometry reflects the past longshore sand transport and then the past orientation of swells and wind pattern. Detailed analysis of the geometry of the fossil beach ridges series in the Rio Dôce coastal plain points out several inversions of the longshore sand transport direction during the last 5100 years (2). These inversions persisted during tens to hundreds of years. In 1983 the same kind of inversion of the longshore transport direction occurred on a sandy beach near Salvador (13°S) (3). During this year the blocking situation of frontal systems related to El Niño event makes Northeastern swell more efficient than the Southeastern ones that, in fall and winter, normally reach this region and determine the longshore sand transport direction.

The Rio Dôce coastal plain study provides the following information:

- before 5100 years BP, the absence of beach ridges does not allow to infer any longshore transport direction;
- between 5100 and 3900 years BP, seven times running, the longshore sand transport that normally is northward reverses southward; it would mean that, seven times running, the frontal systems causing southeastern swells were blocked in the south of the study area;
- between 3900 and 3600 years BP the direction of longshore sand transport cannot be determined in consequence of a relative sea level rise;
- between 3600 and 2800 years BP the longshore transport was continuously northward; the southeastern swells were permanently efficient without any long duration blocking situation of frontal systems;

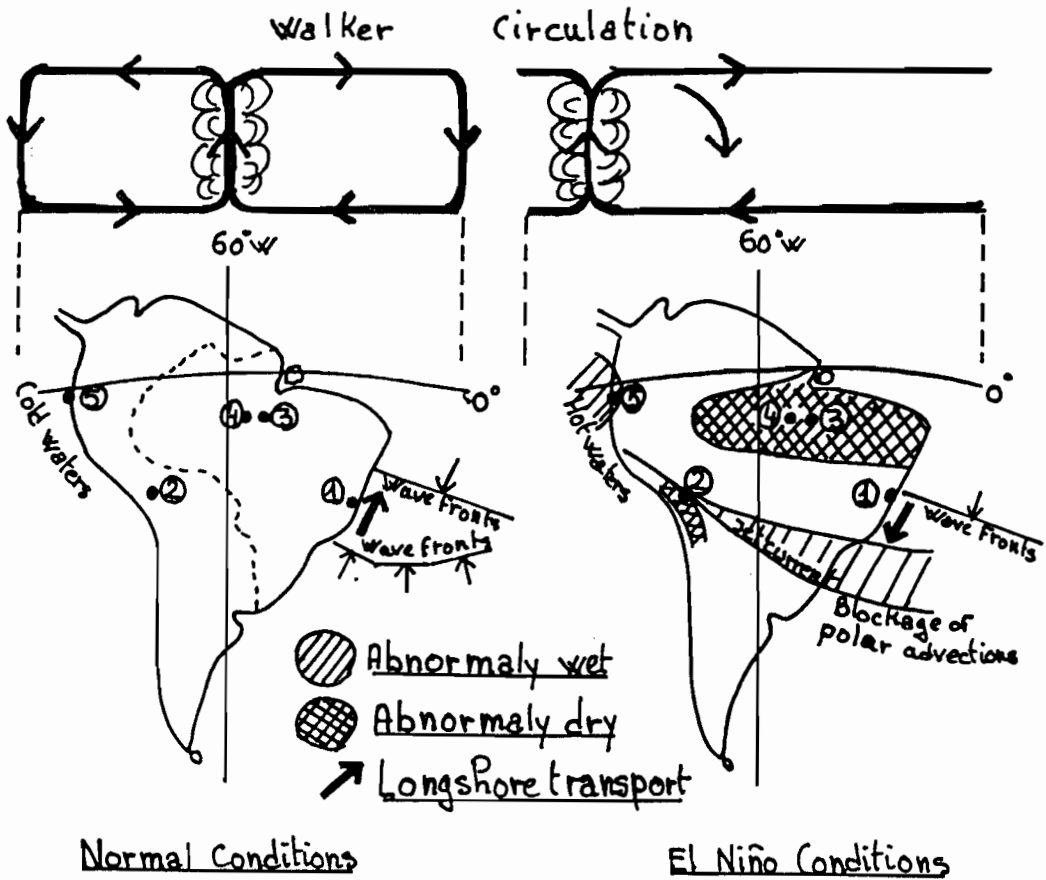


Fig.1 Perturbations engendered by El Niño Phenomenon in several countries of South America. (1) Doce river outlet; (2) Titicaca lake; (3) Carajas Lake; (4) Xingu River; (5) Chira and Piura Rivers.

-between 2800 and 2500 years BP, the direction of longshore sand transport cannot be determined in consequence of a relative sea level rise;

-between 2500 and 0 years BP, three times running (2200+200, 1300+200 and an undefined most recent age), the longshore transport reversed southward. It indicates that, three times running, the southeastern swells do not reach this region and that, consequently, the frontal systems were blocked in the South.

As El Niño phenomenon generates indirectly short-term inversions of sand transport direction, it seems possible to associate periods of anomalous sand transport direction recorded in the Rio Dôce coastal plain with long duration period of El Niño-like conditions (4). These periods may represent a permanent blocking situation of the frontal systems, as well as an high frequency succession of blocking situations during long time intervals.

If the hypothesis is true we may think that the past long duration El Niño-like conditions would have, in South America, the same effects than the 82-83 El Niño event.

Paleoclimatic conceptual model.

On the basis of the observed teleconnection between inversion of longshore transport direction in the central part of the Brazilian coast and the 83 El Niño event, a conceptual model of the effects of long duration El Niño-like conditions can be elaborated. This model has to consider the data we get and to foresee the data we ignore. If, during the last 7000 years, long periods of El Niño-like conditions occur their should exhibit in Amazonia, Bolivian Altiplano, and Northern Peru the same climate anomaly than during 82-83 El Niño:

-Before 3900-3600 years BP (Numerous periods of blocking situation) a succession of drier periods in Amazonia and Bolivian Altiplano , a succession of wetter periods in Sechura Desert (Northern Peru).

-Between 3900-3600 and 2800-2500 years BP (no blocking situations), no dry periods in Amazonia and Bolivian Altiplano and, on an average, a wetter climate; no wet periods in Sechura desert and, on an average, a drier climate.

-Between 2800-2500 and 0 years BP (three recorded periods of blocking situation), at least three drier periods in Amazonia and Bolivian Altiplano and at least three wetter periods in Sechura Desert.

Confirmation of the conceptual model hypothesis.

To confirm this hypothesis we use the information supplied by the fluctuations of water level in Titicaca lake, variations of the pollen rain and of sedimentary fluxes in an Eastern Amazonian lake, variations of Rio Xingu discharge also in Eastern Amazonia and variations of sand supply at Rio Piura and Rio Chira outlets in Sechura Desert.

Fluctuations of the Titicaca lake water level during the last 7000 years.

The paleodepth reconstructed by Mourguiart (5) using a transfer function on present and fossil ostracode fauna indicates that the lake, that had reached rapidly its lowest level around 7500 years BP did not rise again regularly:

-before 3900 years BP (several long duration blocking situations), the water level has fluctuated around a position considerably lower than the present one (-18 m in the small lake); as, on an average, the lake level had not lowered during this period, it was not a permanent dryness but a succession of droughts;

-between 3900 and 3000 years BP (no long duration blocking situation) the water level rose markedly (to -6m in the small lake) as a consequence of a wetter climate;

-after 3000 years BP (at least three long-duration blocking situations) the water level remains lower than the present one, with 4 or 5 periods of abrupt water level lowering, two of them being dated around 2300 and around 1300 years BP. These periods correspond to a drier episodes.

Variation of pollen rain and sedimentary fluxes in a lake of Serra dos Carajas (Eastern Amazonia).

Palynological (6) and sedimentological (7) studies were realized on a core collected in a lake situated on a narrow plateau surrounded by the Amazonian rain forest. Palynological data reveal that, during the last 60.000 years, four periods of forest regression were evidenced by a strong decrease in arboreal pollen percentage. The last one, between 7000 and 4000 years BP, is completely different from the other ones, being characterized by the absence of savanna pollens and by low sedimentary fluxes. Moreover, between 6000 and 4000 years BP, the percentage of arboreal pollens is dominated by *Piper*, a median strata rain forest pioneer vegetation, reaching 40% of the total pollen sum while it represented only a few percents during the Pleistocene dry phases. The absence of savanna pollen, the low erosion revealed by low sedimentary fluxes and the permanence of rain forest pioneers do not indicate such a dry climate as during the Pleistocene dry periods but the existence of some conditions limiting the forest development. During this interval abundant small charcoal fragments appeared in the sediment showing the occurrence of periods favorable to fires. This stage is also characterized by the presence of sponger spicules of only one species (*Corvomeyenia thumi*) adapted to episodic dryness showing a bad development of mature forms (gemoscleres). This leads to the conclusion that the forest regression is not due to permanent dryness but to a succession of dry periods. After 4000 years BP the percentage of *Piper* and non arboreal pollens decreases drastically with regard to arboreal pollens. The succession of high strata arboreal pioneer elements after this age suggests climatic fluctuations but the low sedimentation rate precludes their detailed study.

Rio Xingu Discharge Variations (Eastern Amazonia) during the last 2500 years.

This lack of information in Carajas for the recent period can be improved by archeological studies (8) on a "Sambaqui" (anthropogenic shell accumulation) whose base is a few meters below the mean level of the Xingu river. This study shows that three periods of settlement occur during low stages of the river level. These periods lasted tens of years and were interrupted by drowning phases, due to higher levels of the river, around 2200, 1200 and 850 years BP. These data indicate the existence of three dry periods, which correspond to site settlement, during the last 2500 years in Eastern Amazonia.

Variation of sandy outputs of Rio Piura and Chira during the last 5000 years.

During the last 5000 years a discontinuous sandy sedimentation occur close to the Rio Piura and Rio Chira outlets, in Sechura Desert, Northern Peru. These discontinuous deposits are related to discontinuous outputs of the rivers. Such outputs can only be explained by long duration rainy periods, the sand volume concerned being too much important to be transported, even by strong floods, during only a few months. Studies of these morphological features reveal the presence of two generations of deposits separated by a zone without any sand bodies (9). Despite the absence of precise chronology it seems possible to relate:

- the first generation of sandy deposits to the period before 3900 years BP , when several long duration blocking situations occurred (several El Niño-like conditions periods);
- the zone without sand bodies to the period between 3900-3600 and 2800-2500 years BP where there was not any long duration blocking situation (no El Niño-like conditions period);
- the second generation of sandy deposits to the period after 2800-2500 years BP when few long duration blocking situations occurred (few El Niño-like conditions periods).

Conclusions

Variations in longshore sand transport direction on the central Brazilian coast lead to the setting up of a paleoclimatical model linking these variations to long duration periods (tens to hundreds of years) of El Niño-like conditions. The frequency of these occurrences have changed during the last 7000 years: very frequent before 3900-3600 years BP, absent between 3900-3600 and 2800-2500 years BP and not very frequent after 2800-2500 years BP. The available paleoclimatic data in other regions where there is a strong teleconnection between climatic anomalies during present-day El Niño events (Bolivian Altiplano, Amazonia and Northern Peru) confirm fairly well the model hypothesis. On other hand the Pacific El Niño events generate, one year later or so, similar warm events in the eastern Tropical Atlantic Ocean (10). The periods of intense and high frequency El Niño events should engender intense and high frequency Atlantic warm events. The observed variations of vegetation in Pointe Noire region (Congo) during the Holocene (11) may be explained by warm conditions in the Eastern Tropical Atlantic related to El Niño-like situations. Studies of these past teleconnections at a global scale may provide new ideas to understand some climatic variations in other parts of the world.

References

- (1) Kousky, V.E. *Tellus* 36A, 490-504 (1984).
- (2) Martin, L. *et al.* Int. Symp. on Global changes in S. Amer. during the Quat. Spec. Pub. 1 , 289-292 (Sao Paulo, 1989).
- (3) Ferreira F. de F., *Rev. Bras. Geo.* 15, 48-54 (1984).
- (4) Martin L. *et al.* C.R. Acad. Sci. Paris 198, 25-27 (1984).
- (5) Mourguiart, Ph. *Géodynamique* (1991, in press).
- (6) Absy, M.L. *et al.* C.R. Acad. Sci. Paris 312, 673-678 (1991).
- (7) Sifeddine, A. Thesis, Museum d'Histoire Naturelle, Paris (1991).
- (8) Perota C. & Botelho, W. Symp. Int. Evol. Côtes Guyanes et zones Caraïbes merid. pendant Quat. 144-146 (Cayenne, 1990).
- (9) Richardson, J.B. *Ann. Carnegie Museum* 52, 265-275 (1983).
- (10) Elenga H. *Bull. Soc. Geol. France* (1991, in press).
- (11) Tourre, *et al.* *J. of Climate*. (1991, in Press).

GEOMORFOLOGIA DE LA COSTA DEL PACIFICO COLOMBIANO Y ASPECTOS RELATIVOS A SU ESTABILIDAD

Jalme Orlando MARTINEZ M.

Diagonal 53 # 34-53
Bogotá, Colombia.

Geomorphology of the Colombian Pacific shoreline and topics related with its stability

Abstract: *The present research defines the geomorphologic characteristics as well as the stability in function of marine process of the Pacific shoreline. According to the erosion type classification used in this study four shoreline categories have been established: High erosion: 8.7%, medium erosion: 36.2%, low erosion: 51.5%, accretion: 3.6%.*

Aparently two main factors are involved in the continuous and extensive erosion affecting the shoreline; these factors are: 1) Differential subsidence of the coastal zone, 2) Probably increased rate of sea level rise.

El trabajo define prioritariamente las características de las diferentes geoformas presentes en la línea de costa y complementariamente determina los niveles de erosión marina que sufre la misma. Como un aspecto final del estudio se hacen una serie de considerandos sobre las causas que inciden en la degradación diferencial del borde costero.

El Pacífico colombiano presenta dos tipos de costa con características geomorfológicas contrastantes. (1) Una costa alta montañosa que se extiende desde la frontera con Panamá hasta el sur de Cabo Corrientes y que corresponde a las serranías de Los Saltos y Baudó, y (2) una costa baja donde una variedad de ambientes sedimentarios y geoformas están presentes, y que comprende desde el sur de Cabo Corrientes hasta la frontera con el Ecuador.

COSTA ALTA

Se caracteriza por presentar una topografía montañosa que se extiende ininterrumpidamente sobre una longitud de 375 Km. Las serranías son empinadas con pendientes fuertes en las cabeceras de los ríos y cuya superficie se encuentra cubierta con vegetación densa. Hacia el borde occidental de las mismas es común encontrar colinas con su tope truncado, es decir plano, indicativo de zonas de erosión producidas por antiguos niveles marinos.

En un alto porcentaje las serranías antes mencionadas están formadas por rocas ígneas y sedimentarias sobresaliendo en el primer grupo los basaltos, diabasas, andesitas, y en el segundo se destacan arcillolitas, limolitas, grawacas con intercalaciones de chert y caliza.

Como producto de la erosión marina sobre el borde rocoso se encuentra una línea de acantilados que presentan una longitud de 287 Km (González y Marín, 1989). Las

alturas de las zonas acantiladas oscilan entre 10 y 300 m con un promedio de 80 m, de acuerdo con los autores antes mencionados. La costa acantilada se halla cubierta con un denso bosque de tipo de selva húmeda que se extiende hasta el nivel de marea alta.

Asociados a los bordes rocosos descritos anteriormente y dentro del proceso de erosión marina es característico encontrar adyacentes a la línea de costa, pilares, es decir, remanentes de roca aislados a manera de pequeñas islas.

Por otra parte los arcos de piedra al igual que las cavernas se observan en diferentes sectores de las zonas acantiladas. Estas geoformas se producen por la influencia mecánica de las olas sobre segmentos de rocas que muestran zonas débiles desde el punto de vista estructural y litológico (Martínez y Carvajal, 1990).

Un rasgo geomorfológico adicional asociado a los acantilados, es la presencia de plataformas de abrasión, es decir, prominencias rocosas horizontales ubicadas en el litoral, que han sido modeladas por el mar cuando el nivel del mar coincidía en el pasado con el nivel superior de estas geoformas.

Además de los acantilados, y dentro del segmento de costa alta se presentan de manera alternante playas, planos aluviales, playas antiguas y zonas de manglar.

COSTA BAJA

Contrastando con la costa montañosa anteriormente citada, desde el sur de Cabo Corrientes hasta Cabo Manglares se presenta una llanura baja dominada por zonas inundables conformadas fundamentalmente por antiguos depósitos fluviales. Dentro de éstos sobresalen orillales, brazos abandonados y zonas pantanosas que han sido generados por ríos importantes tales como el Baudó, San Juan, Dagua, Anchicayá, Naya, Patía y Mira. En este contexto la zona exterior de la costa baja parece estar formada por la depositación de sedimentos a través de redes fluviales, algunas de las cuales desarrollaron sistemas deltáicos, tal es el caso de los ríos Patía y Mira.

Bordeando la llanura costera se presenta un cinturón de islas barrera, es decir cuerpos de arena que se hallan separados por bocanas o estuarios asociados a la desembocadura de los principales ríos que llegan al mar. La longitud de estas barras de arena varía entre 3 y 10 Km, y un ancho promedio de 1 Km; son de escasa elevación no superando 1.50 m por encima del nivel promedio de marea alta.

Las islas barrera limitan en dirección al mar con extensas playas, y hacia el continente con canales de marea dentro de una zona de mangle, o en algunos casos, como ocurre en la región de Tumaco y el sur de Patía, por una laguna interna.

Uno de los rasgos típicos de estos cuerpos de arena es la presencia de crestas de playa (beach ridges), similares a las que se encuentran en el sector norte del Pacífico y que se evidencian fácilmente a través de las fotografías aéreas.

Hacia los extremos de las islas es común encontrar deltas de marea, es decir acumulaciones de sedimentos que se forman por el efecto del ciclo mareal en las zonas externas e internas de las bocanas.

Asociadas a las islas barrera y en menor proporción a zonas bajas aluviales cubiertas con manglar se presentan amplias playas de suave inclinación, las cuales en marea baja pueden tener hasta 200 m de ancho y en marea alta de 0 a 2 m. Las arenas de estas playas son de grano fino, de color oscuro, con variaciones locales de arena de grano medio a grueso y que procede fundamentalmente de material traído por los ríos que desembocan al mar y por la erosión que realiza el mar sobre los bordes rocosos. En algunos sectores, las playas presentan la formación de barras litorales que generan una amplia zona de rompientes (zona de surf). No obstante hay zonas de la costa con playas con una pendiente mayor de 4°, en donde las olas llegan a la orilla con alturas importantes.

En la parte trasera de las islas barrera se encuentra una zona de mangle cuya amplitud varía entre un mínimo de escasos metros hasta más de 11 Km como ocurre en la zona de la protuberancia del Patía. La faja del manglar aparece disectada por una red de canales que conectan al mar y que permiten reflejar a grandes distancias de la costa los procesos de ascenso y descenso de la marea.

De acuerdo con West (1957), cuatro principales géneros de manglar dominan la zona costera del Pacífico Colombiano, éstos son: *Rhizophora* (mangle rojo), *Avicennia* (mangle negro), *Laguncularia* (mangle blanco) y *Conocarpus*. Von Prahl (1984), menciona como importantes, además de los anteriores, las variedades *Pelliciera rhizophorae* (piñuelo) y *Mora megistosperma* (nato).

Desde el punto de vista geológico el manglar tiene una gran importancia pues sus raíces actúan como retenedoras de sedimentos lo cual contribuye al avance o acreción del borde costero.

EROSION COSTERA Y SUS CAUSAS

La tendencia actual de la costa del Pacífico Colombiano es de pérdida de terreno, especialmente de los tramos bajos y en menor proporción las zonas acantiladas. La mayoría de las playas se han venido erodando; las evidencias de tal proceso son observadas en las diferentes islas barrera cuyo frente de playa migra aceleradamente en dirección del continente. Complementariamente moradores de la región costera revelan que las diferentes playas eran más amplias, pobladas y cultivadas de palma de coco. Esas revelaciones resultan verdaderas al observar actualmente raíces de coco en zonas ocupadas por el mar en muchos lugares de la costa. Las causas del proceso erosivo que afecta la costa no se conoce con claridad hasta el momento, sin embargo, dos factores primarios parecen estar incidiendo en tal proceso: (1) Inestabilidad de la zona costera; (2) Ascenso del nivel del mar.

Con respecto al primer factor, en campo se detectaron segmentos que aparentemente están en hundimiento. Tal fenómeno se evidencia, además de la erosión severa que sufre la línea de costa, por la destrucción de zonas internas del manglar, las cuales son arrasadas en amplias extensiones por las corrientes de marea, a través de esteros y ríos que surcan la llanura costera baja; un ejemplo de esta situación se presenta en el antiguo delta del río Patía donde el manglar localizado a considerable distancia de la línea de costa está siendo destruido por avalanchas mareales. De acuerdo a West (1957), en la costa del Pacífico hay subsidencia y afirma que remanentes de crestas de playas separadas por el manglar, se ubican en la parte trasera de las playas, y aduce tal hecho al hundimiento y

eluviación de esos sectores bajos. Herd et al (1981) indican que la costa Pacífica desde Buenaventura hasta Esmeraldas parece que se ha hundido en el Holoceno y Pleistoceno tardío.

En relación con el ascenso del nivel del mar, es difícil precisar la evolución del fenómeno como tal, no obstante recientes estudios revelan que tres cuartas partes de las playas del mundo están retrocediendo a una tasa de 10 cm o más por año, mientras que una tercera parte de éstas están retrocediendo a más de 1 m por año. Aceptando la ocurrencia del fenómeno de tipo eustático, es de presumir que éste suceda en las costas del Pacífico Colombiano y cuyo reflejo sería el proceso severo de erosión marina que ocurre a lo largo de la costa.

Una segunda evidencia de la ocurrencia del ascenso del nivel del mar estaría dado por Gornitz y Lebedeff (1987), quienes determinaron que la región del golfo de México del Caribe donde se incluyen datos de la costa colombiana con base a mareógrafos ubicados en Cartagena, Rio Hacha, y Tumaco, se ha experimentado un ascenso del nivel del mar con una valor aproximado de 20 cm, el intervalo entre 1880 y 1980.

No se descarta dentro del proceso de ascenso eustático del nivel del mar, superposición de aumentos temporales del nivel marino dentro de perturbaciones climáticas y oceanográficas debidos al fenómeno de El Niño.

Además de los factores descritos anteriormente, otros hechos parecen incidir en la destrucción de la costa. Entre estos se tiene: (1) Presencia de oleaje fuerte asociado a períodos de invierno y a intervalos de máxima marea, (2) Depósitos mareales de reflujo los cuales generan alteración de la batimetría, (3) Marejadas asociadas a temporales, (4) Disminución sectorial en el aporte de material fluvial.

Referencias Citadas

- González J. y L. Marín., 1989. Problemas Geológicos asociados a la línea de costa del departamento del Chocó: Geomorfología y Riesgos Geológicos. Informe Interno, Ingeominas.
- Gornitz, V. y S. Lebedeff., 1987. Global Sea level change during the century, In: Bummeral D. y otros (Ed) Sea level fluctuation and coastal evolution. SEPM, Special Publication. N° 41.
- Herd, D., T. L. Youd, H. Meyer, J. Arango, W. Person, C. Mendoza., 1981. The great Tumaco, Colombia earthquake of 12 december 1979; Science, vol 211., N° 4481, p. 441-445.
- Martínez, J. y H. Carvajal., 1990. Problemas Geológicos asociados a la línea de costa de los departamentos de Cauca, Nariño y Valle: Geomorfología y Riesgos Geológicos; Informe interno, Ingeominas.
- Von Prahl. H., 1984. Notas sistemáticas de las diferentes especies de mangle del Pacífico Colombiano. Céspedesia. Boletín Científico del departamento del Valle de Cauca, N° 13, 49-50, 222-238.
- West, R., The Pacific Lowlands of Colombia. A negroid area of the American tropics. Louisiana State University Press, Baton Rouge.

VARIACION DE LA ESTRUCTURA TERMICA DEL MAR EN EL AREA DEL CALLAO

Eloy MIGUEL R.

Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina
Apartado 80 Callao - Perú

El área del Callao está ubicado en una zona sub-tropical, cuya estructura térmica se caracteriza por:

- a) Una capa de mezcla donde la temperatura permanece casi constante.
- b) La Termoclina donde la temperatura disminuye en forma brusca con la profundidad.
- c) Una capa profunda en la cual la temperatura sufre un descenso en forma gradual con la profundidad.

Cerca a la costa la estructura térmica presenta una forma muy característica debido a la poca profundidad, donde la capa de mezcla es superficial y la termoclina es más acentuada, conforme se aleja de la Costa, la característica de la estructura térmica varía, el espesor de la capa de mezcla aumenta, la termoclina se profundiza, en el verano la capa de mezcla es superficial encontrándose en el invierno a mayor profundidad.

INTRODUCCION

El objetivo del presente trabajo, consiste en conocer la variabilidad de la estructura térmica del mar, en el área del Callao. Varios aspectos de la estructura térmica, como la capa de mezcla (Napa), la profundidad y la intensidad de la termoclina sus fluctuaciones estacionales y en presencia de un evento como El Niño 1982-83 es importante conocer, dándonos las pautas para posteriores estudios.

Es necesario mencionar que se han hecho estudios sobre variaciones de la temperatura del mar pero en forma superficial y horizontal, es por ello que se ha preferido elaborar un trabajo en una área determinada donde hay mayor densidad de información.

MATERIAL Y METODOS

El área de estudio abarca una línea perpendicular de la costa (latitud 12°05'S - longitud 77°20'W), hasta una distancia de 200 millas aproximadamente (latitud 13°43'S - longitud 80°05'W). Fig. No. 1.

La información batitermográfica fue obtenida por cruceros nacionales y extranjeros en diferentes programas de estudio como son: Cruceros Oceanográficos, Mopas, Evaluación de recursos pelágicos y demersales, desde el año 1981 a 1991 época en la que se obtuvo mayor cantidad de información. Los equipos que se utilizaron para la obtención de datos batitermográficos son: el batitermógrafo, las botellas Nansen, XBT y el CTD.

Se han procesado 67 secciones verticales de temperatura con un total de 574 estaciones oceanográficas, de la superficie hasta los 500 metros de profundidad.

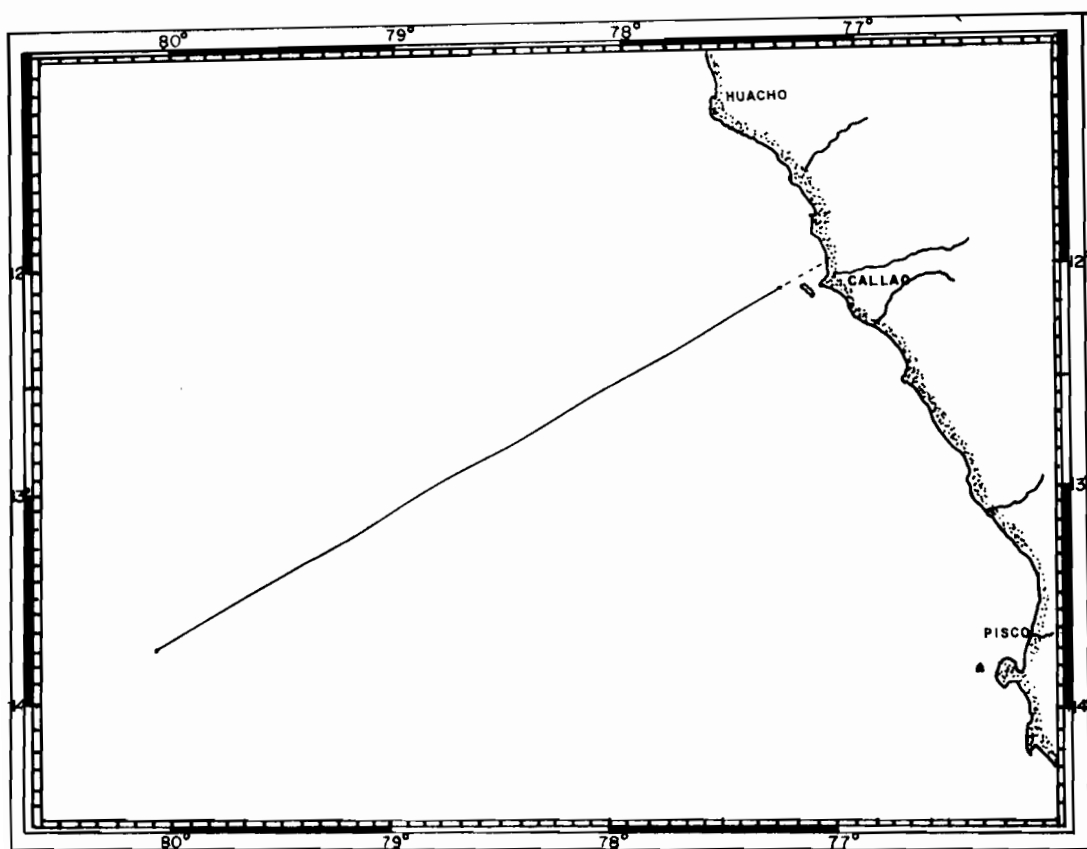


Fig. 1 Área de estudio (CALLAO- Latitud. 12° S.) La línea perpendicular a la costa frente al Callao hasta una distancia de 200 millas marinas esquematiza la densidad de 574 mediciones realizadas con BT. XBT. CTD. y Botellas NANSEN del año 1981 hasta 1991.

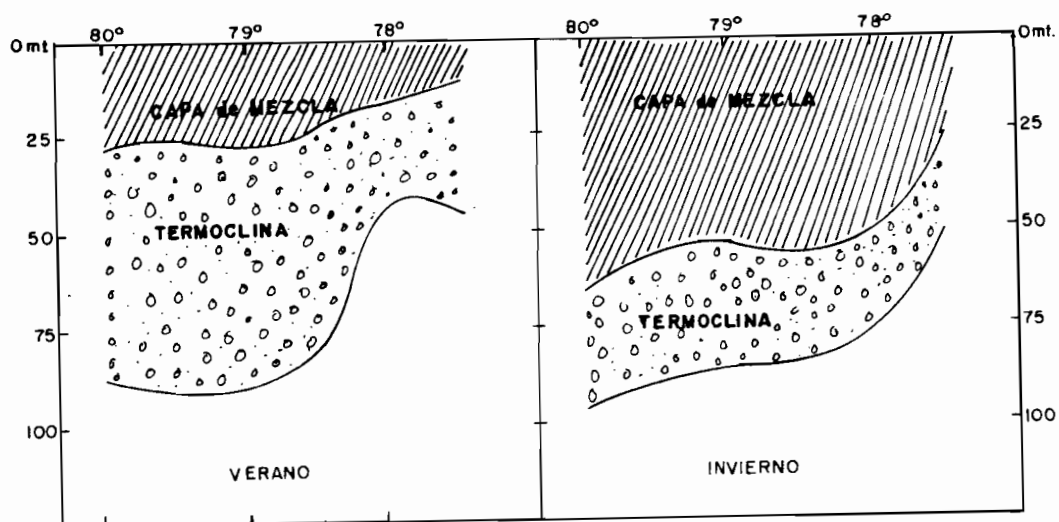


Fig. 2 Variación Estacional de la capa de mezcla (NAPA) y termocline en el área del Callao.

RESULTADOS Y DISCUSION

La estructura térmica en dicha área muestra algunas variaciones por la presencia de masas de aguas Sub-tropicales superficiales con una capa bastante somera cerca a la costa, que se profundiza del mismo modo que la termoclina. Las aguas Ecuatoriales Sub-superficiales que se justifica su presencia por la Corriente Sur Ecuatorial (Wyrtki.1967), y las aguas Antártida Intermedia que se encuentra entre los 600 a 900 mts. de profundidad.

La variación estacional es notoria, en el verano la capa de mezcla es superficial, en el otoño se inicia la profundización y en el invierno se encuentra en su máxima profundidad debido a la persistencia de los vientos; la termoclina al igual que la capa de mezcla se profundiza de verano a invierno lo que coincide con la intensificación de los vientos. Fig.2.

Durante el fenómeno El Niño el espesor de la capa de mezcla se incrementa ligeramente, la termoclina se hace más profunda, el gradiente térmico es mayor y el límite inferior de la termoclina llega hasta los 200 m de profundidad cerca a la costa como en El Niño 1982- 83.

La variación de la temperatura superficial frente al área de estudio se incrementa de la costa hacia las 200 millas, en el verano el promedio de la variación es de 21 ° a 25.5 °C respectivamente, en el invierno la fluctuación es menor y varía de 17 ° a 19 °C respectivamente, mientras que en las estaciones de otoño y primavera los valores son más homogéneos.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Salvador ZUTA y Wilfredo URQUIZO** : Boletín Vol. 2 N: 8 Temperatura promedio de la superficie del Mar frente a la costa Peruana. agosto 1971.
- Gustavo LAOS Cruzado**: Estructura térmica en el Mar de Grau. Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina.
- David ASKREN y Antonie BADAN**: Conceptos de Oceanografía Física.
- Richard C. VETTER** : Oceanografía (la última frontera)
- Salvador ZUTA y Oscar GUILLEN**: Boletín Vol. 2 N:5. Oceanografía de las aguas costeras del Perú, enero 1970.
- Ramón MUGICA**: Historia Marítima del Perú Tomo 1 Vol. 1
- Klaus WYRTKI** : La estructura térmica del océano Pacífico Oriental. (Junio 1954)
- Juan QUISPE A.**: Alteraciones de la estructura térmica del mar frente a las costas del Perú durante el fenómeno El Niño 1982-83.

PRESENT EL NIÑO-ENSÓ EVENTS AND PAST SUPER-ENSÓ EVENTS EFFECTS OF CHANGES IN THE EARTH'S RATE OF ROTATION

Nils-Axel MÖRNER

Paleogeophysics & Geodynamics, S-10691 Stockholm, Sweden

Because of the Earth's rate of rotation with a differential rotation of the various layers and sub-layers of the terrestrial system (the atmosphere, hydrosphere, "solid" Earth, liquid outer core, solid inner core), the oceanic water-masses are lagging behind the rotation of the "solid" Earth (measured in milliseconds, ms, of the length of the day, LOD) giving rise to the strong equatorial currents from east to west in all the three major ocean basins.

At times, the east-to-west transport of hot surface water is reversed so that the transport, instead, goes from west to east causing hot water to accumulate along the American coasts (where sea level rises some 30 cm, or so) and counter-acting the Humbolt Current and the coastal upwelling so that the entire bio-chemical environment changes off South America. These events are known as the El Niño events and the total atmospheric-oceanographic changes as ENSO events.

There must, of course, be a feed-back coupling between the rotation of the "solid" Earth and the lagging-behind of the oceanic water masses, the hydrosphere. During ice ages with sea level some 100–120 m lower, the rotation of the Earth must have been some 1500–2000 ms faster (compensated by a corresponding decrease in the Earth–Moon distance). At such occasions, the equatorial currents must have been increased with a stronger and more voluminous transport of water from the east to the west. This explains why much more hot surface water is found on the western side of the Pacific during the 18 Ka glaciation maximum. At these occasions, there could hardly have been any ENSO events, and we therefore predict that the ice ages should be characterized by a general lack of El Niño–ENSÓ events, whilst these events are common or characteristic for interglacial conditions. The slower rotation (= longer LOD), the stronger and more long-lasting ENSO events one would expect (at least in theory).

Present day ENSO events

The El Niño/ENSÓ events in the Pacific imply the interchange of angular momentum between the "solid" Earth and the hydrosphere (Mörner, 1987a, 1989a) with corresponding changes in sea level, sea surface temperature and ocean//atmosphere interchange of gases (including CO₂). This is illustrated in Fig. 1. In 1982 hot water accumulated in the west and started to drift eastwards at the same time as the "solid" Earth lost 0.4 ms in LOD. The

Fig. 1. The 1982/83 El Niño event (from Mörner, 1989a); LOD variations, equatorial hot water masses in the western Pacific, and trans-Pacific displacement of the hot surface water from west to east with corresponding sea level changes.

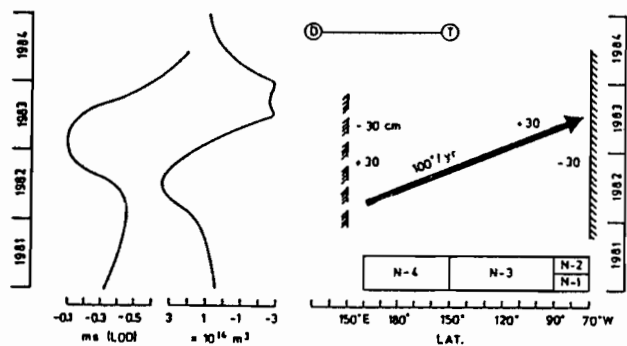


Fig. 2. The Northwest European eu-static curve (A) primarily based of the detailed archaeological-historical data from the Stockholm region, compared with the East African sea level indices (B), the "super-El Niño" high sea level record of Peru (C), the glacial readvance in Antarctica (D), the long-term CO₂ record (E), and the Chinese dust-fall record (F) as closely discussed elsewhere (Mörner, 1991b, 1992a).

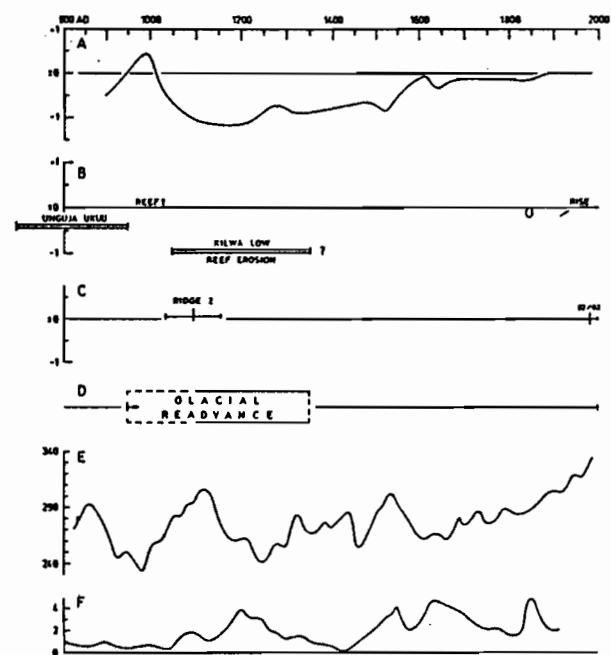


Table 1. Arbitrary classification of ENSO-type events.

| Events recorded | Duration | Period of occurrence |
|------------------|--|----------------------------|
| El Niño - ENSO | 1-3 years | this century |
| Super-ENSO | up to 100-150 years | also previously (Holocene) |
| Mega-ENSO | up to 1000 years | throughout the Holocene |
| Absense/presence | 10 ⁴ -10 ⁵ years | (some 16 events, or so) |
| | | 13.5 to 9.5 Ka |
| | | high-amplitude changes |
| | | long-term changes |
| | | Milankovitch cycles |

hot water was displaced eastwards – against the normal lagging-behind direction – at a rate of about $100^\circ/\text{yr}$. The moment the water hit the American coasts in mid 1983, angular momentum was transferred back to the "solid" Earth: from the hydrosphere, of course. This instrumentally firmly measured event can be taken as a model experiment for older and larger events of the same kind; i.e. Holocene "super-ENSO" events (Mörner, 1984a, b, 1988a, b, 1992a).

In January-83, there was an about 1 ms loss of angular momentum that was compensated by a corresponding increase in the jet streams (Mörner, 1989b, Figs. 1-2). Cross-continent winds characterize El Niño events in Southern Brazil (Suguio & Martin, 1992).

Super-ENSO events

The possible occurrence of "Super-El Niño" or "Super-ENSO" events was first proposed in 1984 and 1985 (Mörner, 1984a, 1985) and has later been discussed in details in separate papers (Mörner, 1988a, b, 1992a).

Modern eustatic sea level analyses indicate that the global distribution of the oceanic water masses (and hence sea level) changes both with the gravitational deformations of the geoid surface and/or with circulation changes due to variations in the Earth's rate of rotation. Major climatic changes and shifts in the order of decades and centuries are found to be regionally induced; not globally induced as previously generally assumed. Their duration is about 50–150 years and the amplitude may vary from a few parts of a centigrade up to several centigrades (Mörner, 1984b). This indicates that we are dealing with energy redistribution over the globe. The only agent capable of doing this and sustaining the signals for such periods of time, is the hydrosphere (i.e. the oceanic circulation system). Furthermore, these changes form frequency-changing cyclic patterns calling for a non-constant terrestrial feed-back mechanism. The interchange of angular momentum between the "solid" Earth and the hydrosphere was proposed (Mörner, 1984a) and later demonstrated (Mörner, e.g. 1988a). This mechanism has been shown to operate and explain recorded climatic–eustatic changes when it concerns (1) the major Late Glacial changes 13–10 Ka BP (Mörner, 1992b, 1992c), (2) the Holocene short-term changes, 16 events of which are recorded in the North Atlantic region (Mörner, 1984a, 1988a, b, 1992a), (3) the instrumental records of the last 300 years (Mörner, 1988a, b), and (4) the ENSO–El Niño events (Mörner, 1989a). Recorded pre-industrial CO_2 fluctuations are taken to represent major variations in the coastal upwelling in connection with past Super-ENSO events (Mörner, 1988a, b).

In early Medieval time, multiple data are available indicating a major Super-ENSO event (Mörner, 1991b, 1992a). Sea level fell by about 1 m between about 950 and 1050 AD in the Kattegatt–Baltic region. A similar regression is now recorded in East Africa. The glacial ice cap on Living-

stone Island of the South Shetland Islands experienced a significant readvance at about the same time. Some of the Peruvian beach ridges seem to belong to the same period of time. The atmospheric CO₂ content increased (by about 30 ppm in 150 years). All these changes seem to represent different expressions of one and the same Super-ENSO event (Fig. 2) at about 1100-1200 AD.

In conclusion, all this means that the recorded changes in climate and sea level on the decadal to century time scale can be fully understood in terms of variations within given budget frames of energy, mass and momentum (Mörner, 1987b, 1988a). It is the redistribution of heat (recorded by paleoclimate) and mass (recorded by sea level) due to the interchange of angular momentum between the "solid" Earth and the hydrosphere that primarily drives these terrestrial variables. The pulzation of the Gulf Stream and the Kurosiwo Current have strong influence on climate and feed-back transfer of angular momentum because they bring hot water masses from equatorial to high latitudes. The pulzation of the currents generating coastal upwelling – like the Humbolt Current off South America – controll the marine biological productivity which also affects the ocean/atmosphere "ventilation" and the atmosperic CO₂ content.

Mega-'ENSO' events?

Within the time period 13.5 to 9.5 Ka, there occurred a series of high-amplitude changes in climate, paleoenvironment and ocean level distribution (Mörner, 1992b). These high-amplitude changes occurred within the period of superposition of two exponential curves in the eustatic rise in sea level. This intermediate period seems to represent the Earth's geodynamic response to the general deceleration due to the sea level rise. The deceleration caused water-masses to move polewards. At a critical point, the symmetry axes of the Earth's core and mantle were displaced with respect to each other along a meridional path recorded in a trans-polar shift of the axis of the geomagnetic dipole field (Mörner, 1991a). At about the same time, the Earth came into a new mode with large-scale interchanges of angular momentum between the "solid" Earth and the hydrosphere. These speeding-ups and speeding-downs of the hydrosphere caused increases and decreases in the ocean current system. The Gulf Stream affecting climate and sea level in Europe, the Labrador Current controlling climate and ice marginal changes in the Hudson Strait region. The Humbolt Current controlling climate and precipitation in South America, the coastal upwelling and the marine productivity and by that affecting the atmospheric CO₂ content. These ocean current changes are the main controlling factor of the high-amplitude changes within the intermediate period from about 13.5 to 9.5 Ka (Mörner, 1992b).

These events are different to the Super-ENSO events in the facts that they are both longer in frequency and stronger in amplitude. Also, the geophy-

sical background seem somewhat different. These high-amplitude changes – which might deserve the name "Mega-ENSO" events – seem to be the function of a postglacial deceleration (due to increased radius because of the sea level rise) that had to occur in two steps (two superposed exponential curves of the sea level rise) with high-amplitude transfer of angular momentum during the intermediate period (13.5 to 9.5 Ka). Hence they represent the interaction between absolute deceleration (compensated by the Earth–Moon distance) and the interchange of angular momentum between the "solid" Earth and the hydrosphere (recorded by the ocean circulation and the water distribution).

Conclusions

The following conclusions are drawn (cf. Mörner, e.g. 1988a, 1992a, 1992b)

- (1) The present-day El Niño-ENSO events are causally connected to a feed-back interchange of angular momentum between the "solid" Earth and the hydrosphere. At the 1982/83 event, this transfer amounted to about 0.4 ms. The speed of the reversed mass flow from west to east was about 100° Long per year. The sea level rise along the west coasts of the Americas, as a mountain torque effect, was in the order of 30 cm. The angular momentum interchange with the atmosphere is primarily an about 1 ms signal in January-83, giving rise to a significant increase in the jet streams. The El Niño effects on the coastal upwelling and hence biological production causes corresponding rises in the atmospheric CO₂ content. Paleo-El Niño/ENSO events have, of course, occurred back in time. Our paleo-records are, however, likely to be dominated by the more significant "super ENSO" events.
- (2) During the Holocene, there seems to be a number of Super-ENSO events. Their duration range from between some decades up to a century or a little more. In the North Atlantic, about 16 such events seem to have occurred during the Holocene. Somewhat weaker events, though still of decadal frequency, are recorded by instrumental data for the last 300 years (LOD variations in general, plus temperature and sea level records in NW Europe). In early Medieval time, there was a strong event as indicated by data from Europe, East Africa, Antarctica and Peru (Mörner, 1991b, 1992a).
- (3) Within the period of about 13.5 to 9.5 Ka, there occurred a series of high-amplitude changes – including the Younger Dryas event – that seem to follow processes very similar to the Super-ENSO events; i.e. they primarily represent the redistribution of energy (seen in paleoclimate) and water masses (seen in sea level) via major ocean current changes (in an angular momentum feed-back interchange between the "solid" Earth and the hydrosphere). This means climatic-eustatic changes of compensational nature over the globe, rather than of general rises and falls (as usually thought). These changes are provis-

ionally termed "Mega-ENSO" events.

- (4) Because of the very much increased rate of rotation during ice ages and major glaciations with glacial eustatic sea level lowering and corresponding shortenings of the equatorial radius (which has to be compensated by a speeding up of the total Earth's system and a corresponding shortening in the Earth–Moon distance), the east-to-west transport of hot surface water had to be strongly increased (which is documented on paleontological grounds) leaving little or no room for ENSO-type reversals of this flow. Ice ages and glacial maxima are therefore likely to be characterized by the absence of El Niño-ENSO events, and probably also of Super-ENSO events.

References

- Mörner, N.-A., 1984a. Planetary, solar, atmospheric, hydrospheric and endogene processes as origin of climatic changes on the Earth. In: *Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis* (N.-A. Mörner & W. Karlén, Eds.), Reidel, p. 483–507.
- Mörner, N.-A., 1984b. Climatic changes on a yearly to millennial basis. Concluding remarks. In: *Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis* (N.-A. Mörner & W. Karlén, Eds.), Reidel, p. 637–651.
- Mörner, N.-A., 1985. "Possible Super-ENSO" in the past. Abstracts, *IAMAP/IAPSO meeting (Honolulu 1985)*, p. 31 and pp. 44, 68, 94, 118.
- Mörner, N.-A., 1987a. Eustasy, Geoid Changes and Dynamic Sea Surface Changes Due to the Interchange of Momentum. In: *Late Quaternary Sea-Level Changes* (Y. Qin & S. Zhoo, Eds.), p. 26–39. China Ocean Press.
- Mörner, N.-A., 1987b. Short-term paleoclimatic changes. Observational data and a novel causation model. In: *Climate, history, periodicity and predictability* (M.R. Rampino, J.E. Sanders, W.S. Newman & L.K. Königsson, Eds.), p. 256–269, Van Nostrand Reinhold.
- Mörner, N.-A., 1988a. Terrestrial variations within given energy, mass and momentum budgets; Paleoclimate, sea level, paleomagnetism, differential rotation and geodynamics. In: *Secular Solar and Geomagnetic Variations in the last 10,000 years* (F.R. Stephenson & A.W. Wolfendale, Eds.), p. 455–478, Kluwer Acad. Press.
- Mörner, N.-A., 1988b. Ocean circulation changes and redistribution of energy and mass on a yearly to century time-scale. In: *Long Term Changes in Marine Fish Populations* (T. Wyatt, Ed.), Vigo, Spain, p. 3–19.
- Mörner, N.-A., 1989a. Changes in the Earth's rate of rotation on an El Niño to century basis. In: *Geomagnetism and Palaeomagnetism* (F.J. Lowes et al., eds.), p. 45–53, Kluwer Academic Publishers.
- Mörner, N.-A., 1989b. The Earth's differential rotation; Hydrospheric changes. *AGU Monogr. Ser.*
- Mörner, N.-A., 1991a. Earth's rotation and magnetism – some new data and aspects. In: *New Approaches in Geomagnetism and Earth's Rotation* (S. Flodmark, Ed.), p. 131–138. World Sci. Publ., Singapore.
- Mörner, N.-A., 1991b. Ocean circulation, sea level changes and East African coastal settlement. In: *Urban Origins in East Africa* (P. Sinclair, Ed.), in press.
- Mörner, N.-A., 1992a. Global Change: the last millennia. Submitted.
- Mörner, N.-A., 1992b. Global Change: the high-amplitude changes 13–10 Ka ago – noval aspects. Submitted.
- Mörner, N.-A., 1992c. Sea level changes and paleoclimate in view of ocean circulation changes. In: *L'évolution Littorale des Guyanes et de la zone Caraïbe Méridionale pendant le Quaternaire* (M.T. Prost & M. Lontier, Eds.), in press.
- Suguio, K. & Martin, L., 1992. Variation of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in beach ridge plains associated with river mouths. Examples from the central Brazilian coast. Submitted.

FLOOD EVENTS, EL NIÑO EVENTS, AND TECTONIC EVENTS

Michael E. MOSELEY

Dpt. of Anthropology, University of Florida,
1350 Turlington Hall, Gainesville, Fl. 32611, USA

Jorge TAPIA, Dennis R. SATTERLEE & James B. RICHARDSON, III

The Carnegie Museum of Natural History and
University of Pittsburgh 5800 Baum Blvd.
Pittsburgh, Pa 15206 - 3706, USA

Along the hyper-arid coast, the coastal geoarchaeological record of paleo-flood events exhibits episodes of exceptionally severe erosion and deposition that greatly exceed those produced by the 1925-26 and 1982-83 El Niño. Were the erosion and deposition strictly dependent on the amount of precipitation, then serious landscape modification should indicate extreme ENSO conditions or ancient "MEGA-NIÑO" phenomena. However, when these very strong ENSO events are preceded by major tectonic events, the synergistic consequences seem to lead to "Radical Environmental Alterations Cycles" (REAC's), which exacerbate both erosion and deposition. Investigations have been conducted in the Ilo region (17° S Lat), and at the Santa River mouth (9.9° S Lat) in an effort to find correlations in the geoarchaeological record for the synergistic consequences of prehistoric and historic flood, El Niño, and tectonic events that might represent pan-Andean horizon markers along the entire arid coast.

HYPOTHESES

Along the normally hyper-arid Andean coast, major floods are caused by significant rainfall that only occurs during El Niño-Southern Oscillation (ENSO) events. The coastal geoarchaeological record of paleo-flood events exhibits episodes of exceptionally severe erosion and deposition that greatly exceed the magnitude of El Niño inundations that transpired during 1925-26 or 1982-83. Episodes of particularly severe alteration may be explained by either of two hypotheses that need not be mutually exclusive. First, if scale of erosion and deposition were strictly proportional to quantity of precipitation alone, the extreme landscape modification would reflect extreme ENSO conditions and implicate ancient "MEGA-NIÑO" phenomena. Second, it has been hypothesized that when major tectonic events precedes El Niño events, the synergistic consequences lead to "Radical Environmental Alteration Cycles" (REAC's) with exacerbated scales of erosion and deposition (Moseley et al. 1981).

The REAC hypothesis purposes that strong tectonic events induced mass wasting and release abundant material which loosely reposes on the lower 40-50% of the normally rainless watershed. Later El Niño rainfall initiates abrupt transport of the tectonic debris. Flooding sweeps exorbitant quantities of material into streams and rivers. The drainages disgorge excessive sediment loads into the sea and this results in episodic coastal progradation (Fig. 1 A). With the resumption of normally strong long shore currents, the debris is reworked by marine processes and large aggregates of sand are deposited along the coast line (Fig. 1 B).

Demonstrating the validity that REACs are constrained by our limited abilities to document past tectonic events that preceded ENSO events. Here we summarize two case studies in support of the hypothesis.



THE ILO PALEO-FLOOD SEQUENCE

In the Ilo region (17° S Lat.) the lower Osmore drainage and independent coastal quebradas leading to the sea received preliminary investigations of paleo-flood sequences in 1990. Our initial findings are summarized in the Figure 2 stratigraphic column. Mud flows from the 1982-83 El Niño are preceded by the far larger "Chuza" flood event which directly overlies volcanic ash from the February, A. D. 1600 eruption of the Huayna Putina volcano. Beneath the tephra, thicker flood deposits are associated the "Miraflores" event which interdicts prehistoric Chiribaya settlements dating after A. D. 1000. Lower in the column there is a "Basal Sequence" of multiple paleo-flood deposits that lack archaeological dates and extend into early Quaternary times.

The Chuza event is potentially the synergistic consequence of tectonic activity followed by ENSO activity, and may be the product of: a) the strong seismic shocks that accompanied the A. D. 1600 eruption of Huayna Putina; b) the major earthquake of November 1604 (Silgado 1974), and; c) the strong El Niño event of 1607 (Quinn et al. 1986). A tectonic component for the Miraflores event has yet to be demonstrated, but seismic shock cannot be ruled out. Although this flood event transpired during Chiribaya times, in several coastal localities Miraflores deposits directly overlie preceramic midden dating before 1500 B. C. Thus, the stratigraphic column only reflects two exceptionally severe episodes of landscape alteration during the last 3500 years. Past floods of a magnitude comparable with, or lesser than the 1982-83 El Niño mudflows have not been detected, and are apparently not preserved.

THE SANTA BEACH RIDGE FORMATION

The formation of nine major beach ridges immediately north of the Santa River mouth (9.9° Lat S.; Fig. 1 #2) has attracted attention because the cobble-clad ridges are thought to have originated sequentially under rare but recurrent catastrophic circumstances (Sandweiss 1986). To monitor the origin of the most recent beach ridge to arise, high altitude imagery of the area was digitized and computer overlaid for 1944, 1955, 1961, 1972, 1982 aerial photographs, 1975 and 1978 LandSat MSS imagery, and 1984 Large Format Camera Space Shuttle photographs (Figure 2). Following a 1944-1955 incident of moderate progradation, the imagery indicates that a new beach ridge arose after 1970, and was in place by 1975, after which an episode of moderate progradation transpired at the mouth of the Rio Santa between 1982 and 1984. Table 1 summarizes ENSO and tectonic activity affecting the region during the 40 year time span of the digitized imagery. Formation of the most recent cobble ridge can be interpreted as the synergistic consequence of: a) the 7.7 seismic event of May, 1970; b) the strong El Niño of 1972-73 with; c) the very strong El Niño of 1982-83 contributing renewed progradation. The 1944-1955 incident of progradation may be attributed to the 1946 7.25 seismic shock and the moderate 1951 and 1953 ENSO events (Moseley et al. 1991).

If beach ridge development was the exclusive product of El Niño conditions, then other sets of Andean beach ridges, such as the Chira formation, should have developed additional structures in concert with the Santa during the 1970-75 time frame; but we know of no evidence for this, nor is there evidence of coastal progradation in the Ilo region during this time frame. Similarly, there have been numerous strong and very strong ENSO events since the 4236 $\pm$ 115 B. P. C-14 date on the earliest of the Santa beach ridge (Sandweiss 1986), but there are only nine major ridges.

Sequence of Events in the Ilo Valley

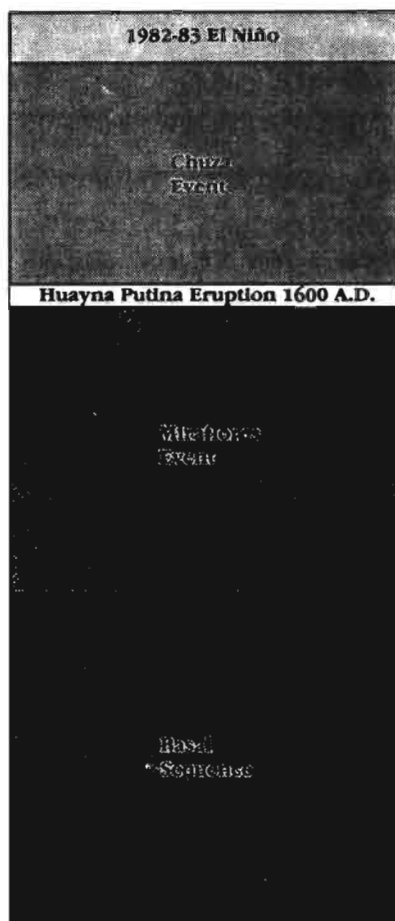


Figure 2

TABLE I
EL NIÑO AND SEISMIC EVENTS AFFECTING SANTA STUDY AREA

| EVENT TYPE | DATE | MAGNITUDE |
|------------|------------|-----------|
| Niño | 1940-41 | S |
| " | 1943 | M+ |
| Seismic | 1946, Nov. | 7.25 |
| | 8.3/77.8 | |
| Niño | 1951 | NM |
| " | 1953 | M+ |
| " | 1957-58 | S |
| " | 1965-66 | M+ |
| Seismic | 1962 | 6.75 |
| | 9.9/78.0 | |
| " | 1970, May | 7.7 |
| | 9.2/78.8 | |
| Niño | 1972-73 | S |
| " | 1976-77 | M |
| " | 1982-83 | VS |

El Niño Magnitude ratings from Quinn et al. 1986: NM = Near Moderate, M = Moderate, S = Strong, VS = Very Strong. Seismic events from Ferro, 1978: Magnitude = Richter scale; approximate Epicenter = Lat. S/Lon. W

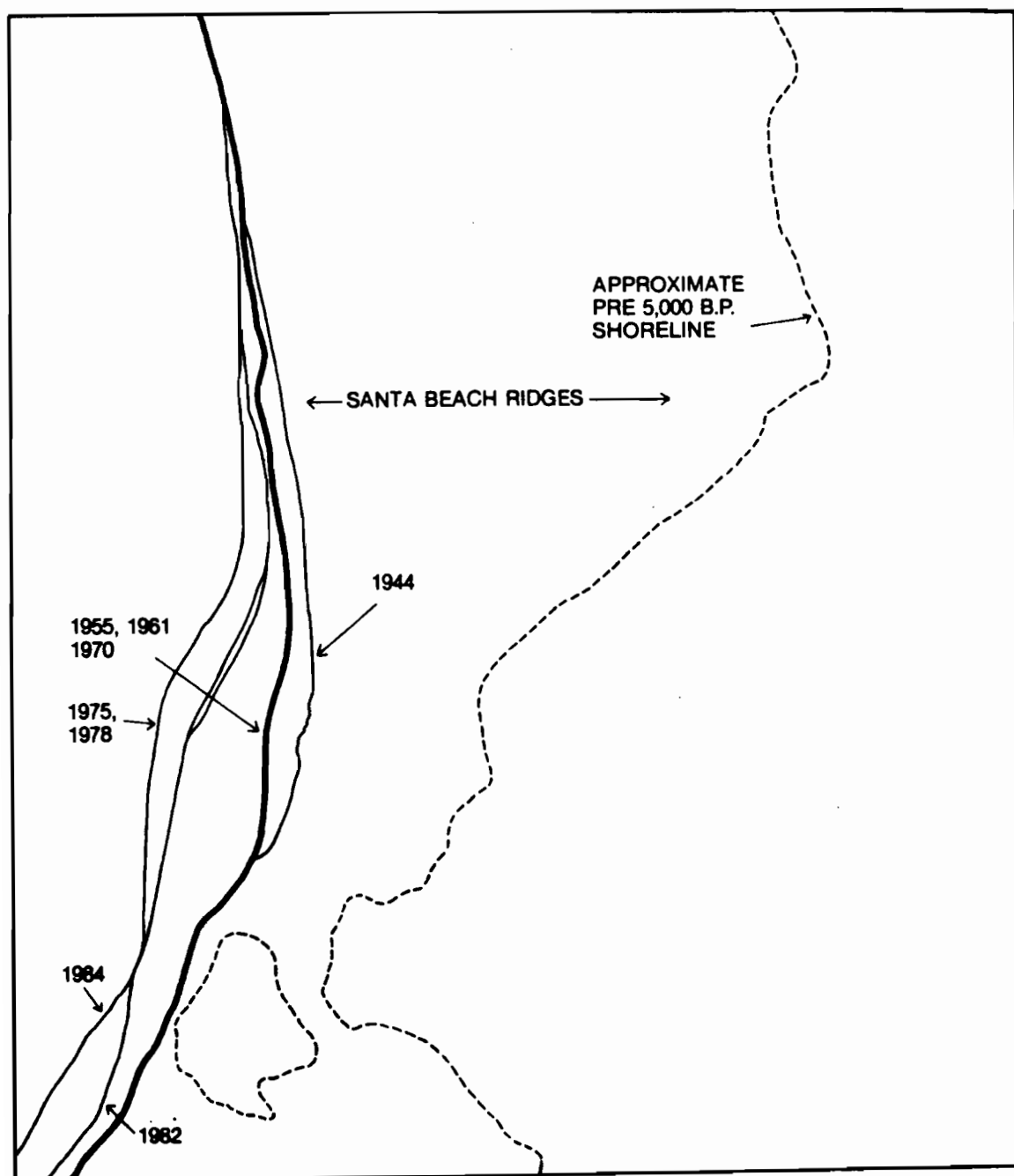


Figure 3

DISCUSSION

Proxy records of past Andean El Niño perturbations include historical accounts, Quelccaya glacial ice cores, and paleo-floods. The first two document numerous ENSO events, and where the historical and glacial records overlap in time there is substantial match in the events they document. If the paleo-flood record was the exclusive product of El Niño precipitation, then it too should register matching events. Yet, for the historic times,

extremely few flood deposits have been identified, and while ice cores reflect many events during the last 1500 years the geoarchaeological record registers fewer events, but ones often associated with dramatic landscape alteration. If severe episodes of erosion and deposition were driven by "MEGA-NIÑO" conditions, then flood episodes might be expected to represent pan-Andean horizon markers along the entire arid coast. Yet, the Chuza event has not been identified on the north coast. In the north, an A.D. 1100 episode of severe flood alteration identified in the Moche Valley (Nials et al. 1979) has been independently documented at archaeological sites in the Jequetepeque, Lambayeque, and La Leche drainages and cross correlated with an A.D. 1100 glacial ice core anomaly (Moseley 1990). Yet, this event is reputedly absent in the Casma drainage (Wells 1988). Such inconsistencies would have to be methodological by-products of different investigators pursuing different flood detection and dating techniques for the "MEGA-NIÑO" hypothesis to hold true. Alternatively, regional variation in paleo-flood sequences is predicted by the tectonic component of the REAC hypothesis.

IMPLICATIONS

The paleo-floods record may well reflect events produced exclusively by ENSO precipitation, but the REAC hypothesis allows the long term human consequences of El Niño events that follow tectonic events to be predicted relative to regional movement of sediment by water and wind. For example, the Chavimochic Canal is being built to carry Santa run off to the Rio Chao (Fig. 1 #4) and beyond, and the canal course crosses the trajectory of dune fields sourced by Rio Santa sediment (Fig. 1 C). The last component of a REAC to run its course is episodic dune incursion. If long shore currents are still depositing sand from the 1982-1984 incident of coastal progradation or the 1970-1975 era of beach ridge formation, then dune development is still active. Therefore, unanticipated stress from saltating sands could exceed canal design expectations and diminish planned agrarian performance.

References

- Moseley, M. E. 1990 Structure and History in the Dynastic Lore of Chimor. In: M. Moseley & A. Cordy-Collins, eds., *The Northern Dynasties: Kingship and Statecraft in Chimor*, pp. 1-42. Dumbarton Oaks, Washington D. C.
- Moseley, M. E., Feldman, R. A., and Ortloff, C. R. (1981). Living with Crises: Human Perception of Process and time. In: M. Nietcki ed., *Biotic Crises in Ecological and Evolutionary Time*, pp. 321-367. Academic Press, New York.
- Moseley, M. E., Wagner, D., and Richardson III, J. B. (1991). Space Shuttle Imagery of Recent Catastrophic Change Along the Arid Andean Coast. In: L. Lewis Johnson, ed, *The Archaeology of Paleo-Shore Lines*, in press, Tyllford Press, New York.
- Nials, F. L., Deeds, E. R., Moseley, M. E., Pozorski, S. G., Pozorski, T., and Feldman, R. A. (1979). El Niño: The Catastrophic Flooding of Coastal Peru. *Field Museum of Natural History Bulletin*. 50:4 (Part 1), 50:4 (Part II).
- Quinn W. H., Neal V. T., and Antunez de Mayolo S. E. (1986). Preliminary Report on El Niño Occurrences over the Past Four and a Half Centuries. Oregon State University.
- Sandweiss, D. H. (1986). The Beach Ridges at Santa, Peru: El Niño, Uplift, and Prehistory. *Geoarchaeology: An International Journal*, 1:17.
- Silgado Ferro, E. (1978). *Historia de los Sismos más Notables Ocurridos en el Peru*. Instituto de Geología y Minería.
- Wells, L. E. (1988). Holocene Fluvial and Shoreline History as a Function of Human and Geologic Factors in Arid Northern Peru. Ph. D Dissertation, Department of Geology, Stanford University.

LAS NEVADAS EN MENDOZA (ARGENTINA) Y SU TELECONEXION CON EL FENOMENO EL NIÑO

Federico A. NORTE

Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas
Programa Regional de Meteorología
CC 330, 5500 Mendoza - Argentina

En este trabajo se analizan las condiciones sinópticas y climatológicas determinantes de una nevada de envergadura que afectó a la región precordillerana del oeste y noroeste de la República Argentina. Una acumulación significativa de nieve (entre 20 y 30 centímetros) se registró en las ciudades capitales de la Provincias de Mendoza y San Juan entre el 31 de Mayo y el 2 de Junio de 1983.

Se observa que condiciones semejantes se registraron en forma débil en aquellos años previos a la ocurrencia del fenómeno El Niño y en forma más intensa en los años en que éste estaba en plena actividad.

Tales son los casos correspondientes a 1972, 1975 y 1982 (con nevadas débiles) y los registrados en 1973 y 1976 (con nevadas bien definidas). Sin embargo, se muestra también que las nevadas no ocurren solamente en estas circunstancias pudiendo ocurrir en otras épocas, por lo que El Niño es condición suficiente pero no necesaria de acuerdo a este estudio.

En particular, el 11 de Julio de 1991 hubo una situación nivea débil pudiendo coincidir con un año previo al evento oceánico cálido. En esa oportunidad una zona depresionaria se instaló en la República del Uruguay y provocó fuerte sudestada en la costa bonaerense, asociada a un anticiclón bastante intenso en la Patagonia.

Los elementos comunes a estas situaciones se pueden resumir en lo siguiente:

- i) Presencia de un anticiclón de bloqueo en la región patagónica que se extiende hasta la alta tropósfera.
- ii) Pasaje sucesivo de centros de baja presión o ciclónicos en latitudes más bajas que la trayectoria media habitual (entre los 30 y 40 grados de latitud sur).
- iii) Desarrollo de una ciclogénesis en el Río de la Plata y vientos fuertes del sudeste con inundaciones y marejadas en la costa argentina.
- iv) En todos los casos, una vez finalizada la tormenta se observa un enfriamiento pronunciado en los valles cordilleranos interiores y en altura en la atmósfera libre.

Se concluye que las condiciones favorables a nevadas, cuando éstas no son intensas, pueden ser tomadas como otro elemento predictor del evento, así como la ocurrencia de temporales de nieve intensos en la alta cordillera argentino-chilena, fenómeno que también es considerado como elemento predictor por investigadores argentinos.

SEQUENCES OF HOLOCENE BEACH RIDGES IN NORTHERN PERU: CHRONOLOGICAL FRAMEWORK AND POSSIBLE RELATIONSHIPS WITH FORMER EL NIÑO EVENTS

L. ORTLIEB

ORSTOM, Facultad de Recursos del Mar, Universidad de Antofagasta, Casilla 170, Antofagasta, Chile.
(Formerly: ORSTOM-Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú)

M. FOURNIER

Laboratoire de Géochronologie, ORSTOM, 70-74 route d'Aulnay, 93103 Bondy Cedex, France.

&

J. MACHARE

Instituto Geofísico del Perú, Apartado 3747, Lima 100, Perú.

Secuencias de cordones litorales holocenos en el Norte de Perú: marco cronológico y posibles relaciones con eventos pasados del fenómeno El Niño.

Resumen Las secuencias de cordones litorales holocenos preservadas en la desembocadura de los mayores ríos de la costa norte del Perú (Santa, Chira, Piura) han sido interpretadas por algunos autores como posibles registros de eventos El Niño en un pasado reciente. Aquí se recopila el conjunto de datos radiocronológicos obtenidos sobre las dos secuencias de cordones estudiadas de ambos lados de la desembocadura del río Chira. Los cordones de estas dos secuencias (Chira y Colán) difieren entre sí tanto por el tipo de sedimento, las dimensiones, y el modo de formación. Pero estas secuencias constan de un número equivalente de cordones (8 ó 9) e implican, para su génesis, una cierta recurrencia de precipitaciones (y de crecidas del río Chira) de intensidad excepcional, las que sólo ocurren hoy día durante eventos El Niño. Los fechamientos por radiocarbono de conchas marinas y carbón muestreados en los cordones de las dos secuencias sugieren que las dos series se fueron formando paralelamente desde 4500 BP. Los cordones se habrían formado cada 400-500 años, en la segunda mitad del Holoceno. La comparación geomorfológica de las dos series de cordones y el conjunto de datos geocronológicos parecen confirmar que estos rasgos litorales se originaron por los más violentos trastornos oceano-climáticos que caracterizan el fenómeno El Niño, durante los últimos milenios.

INTRODUCTION

Along the northern coast of Peru, a few Holocene beach-ridge sequences have been preserved. It has been hypothesized that these coastal remnants may record major El Niño events occurred in the last few thousands years (Richardson, 1983; Sandweiss, 1986; Rollins et al., 1986; Ortlieb et al., 1989a, 1989b; Macharé & Ortlieb, in press). As the El Niño phenomenon is classically characterized in northern Peru by heavy rainfalls, exceptional runoff, rough seas and a slight sea-level elevation, it is easily conceivable that a combination of these effects might provoke the formation of beach ridges close to major

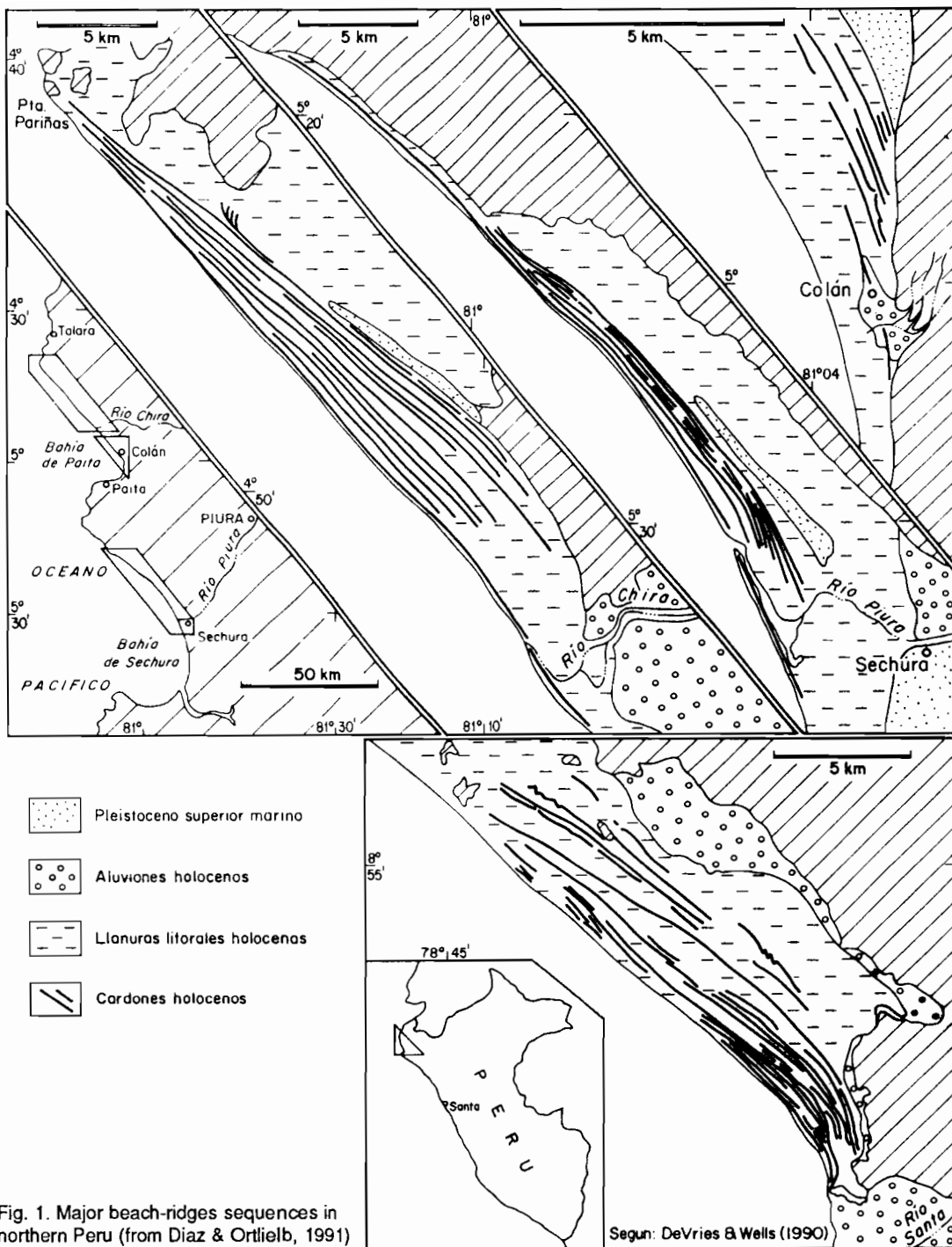


Fig. 1. Major beach-ridges sequences in northern Peru (from Díaz & Ortielb, 1991)

river estuaries. But, on another hand, it must be noted that the very strong 1982-83 El Niño event, one of the strongest ever observed, did not produce a new beach ridge in the few Peruvian beach-ridge sequences. Thus, the question of the precise relationship between northern Peru beach ridges and strong El Niño events is still actively debated, as illustrated by several papers in this volume (see: Craig, Martin et al., Moseley et al., and Woodman & Mabres).

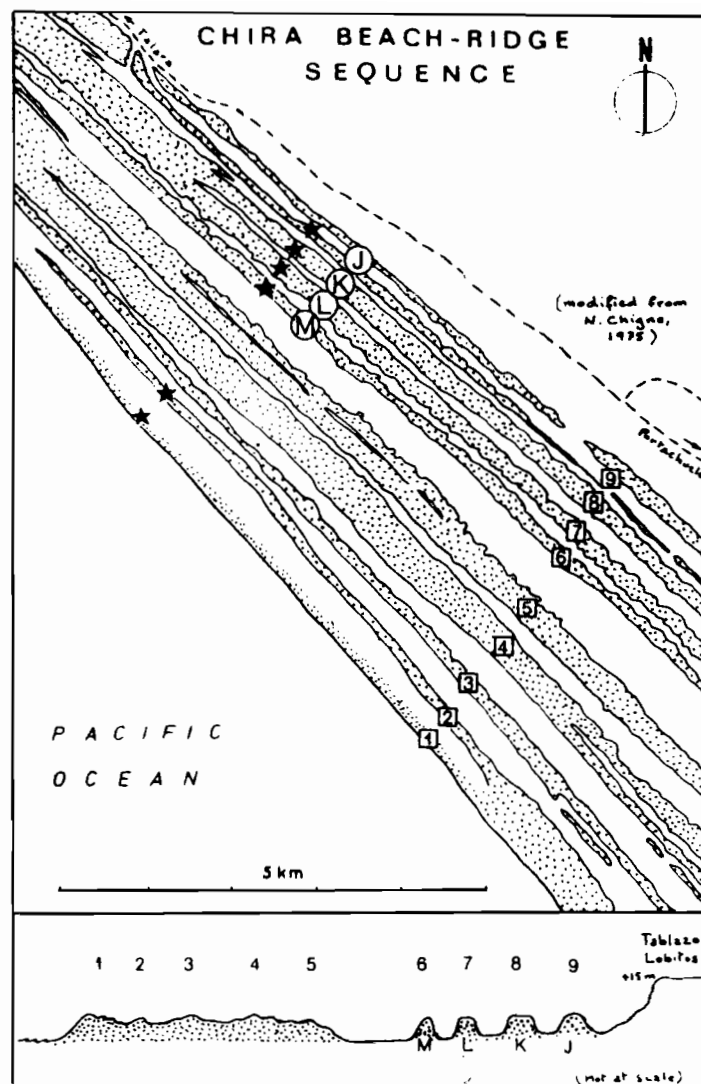
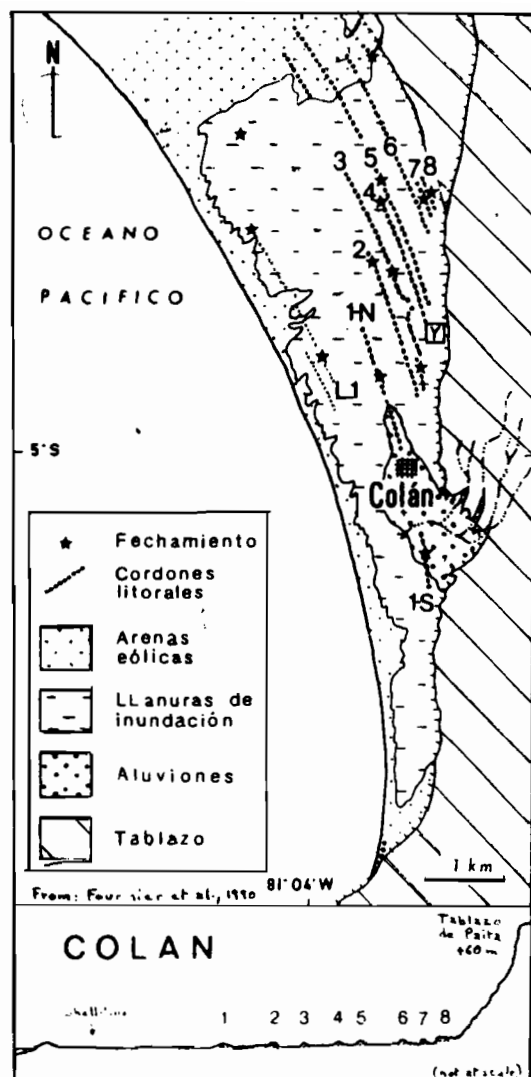
We present here the complete geochronological data obtained from the two beach-ridge sequences preserved on both sides of the Chira River mouth: the so-called "Chira" and Colan sequences. Methodological radiocarbon limitations as well as geomorphological, sedimentological and faunal differences between both sequences, still hinder a formal and unambiguous time-correlation between the two sequences. Yet, we interpret that the available data rather favors a close relationship between major late Holocene El Niño events and the successive ridges.

THE BEACH-RIDGE SEQUENCES OF COLAN AND CHIRA

Beach-ridges are common features along sandy coasts that experience depositional progradation. They often form downdrift from large river mouths, where important sediment supply is made available. From a general point of view, sequences of beach ridges reflect repetitive processes that may be of varying nature and origin: tectonic pulses, isostatic motions, intermittent sediment supply, repeated climatic, or oceanographic, phenomena. The preservation of beach-ridge series typically occurs in two cases: either as a consequence of a relative lowering of sea-level (e.g. regressive episodes following Pleistocene high sea-stands, or strong vertical relative land/sea motions), or on rapidly prograding coastal areas where the sediment supply is large enough so that each newly formed ridge protects the former one from direct erosion. In Peru, the beach-ridge sequences pertain to the last mentioned category (although earlier studies tended to refer to active tectonic interpretations).

Along the arid coast of Peru, only three rivers (Santa, Chira, Piura) happen to carry enough sediment to sustain the development of beach-ridge sequences. Because of the northward longshore drift which characterizes the Peruvian coast, the ridges extend north of the estuaries of these major rivers. In a single case, at Colan, the ridges are located south of the mouth of the Chira River (Fig. 1). At Colan, the beach ridges are not formed by Chira River sands, but by shingle derived from conglomerate beds outcropping in the nearby seacliff. The erosion of the Plio-Pleistocene conglomerate units, and the subsequent supply of shingle and gravel to the former shoreline, were interpreted as being closely related to the exceptionally heavy rainfalls that occur in the area during strong El Niño events (Ortlieb et al., 1989b). The redistribution of the shingle along the coastline, as supratidal ridges, was probably controlled by temporary higher than usual sea level (like the one observed during the 1982-83 El Niño event).

The Chira sequence consists in about 9 ridges which measure up to 20 km long and 100-300 m wide (see description in Chigne, 1975, and Richardson, 1983). These ridges are made of unfossiliferous sands that could resist erosion thanks to a very large cover of midden shells (*Tivela hians* and *Donax peruvianus* = *D. obesulus*). The Sechura sequence also consists in a few, relatively wide and long, sandy ridges that extend north of the Piura River estuary (Fig. 1); this sequence has not yet been thoroughly studied, and only yielded



a few preliminary ^{14}C results. The beach-ridge sequence located north of the Santa River mouth is a complex feature that developed in the last 4000 yrs (Sandweiss, 1986; Wells, 1988; Devries & Wells, 1990; Perrier et al., this volume). The extensive Santa ridges are made of gravel supplied by the major permanent Peruvian river. At Colan, the gravelly ridges are of minor size than in the other sequences: they measure only a few km long, 15 to 50 m wide, and 1.5 to 3.5 high (see description in Woodman & Polia, 1974 and Ortlieb et al., 1989b).

In all four localities, between eight and ten beach ridges are preserved. This coincidence suggests that the ridges were formed coevally. To test this hypothesis, we intended to determine the date of formation of every beach ridge, at least in the sequences where dateable material was available, i.e. in the Chira and Colan localities.

CHRONOLOGICAL DATA FROM THE CHIRA AND COLAN SEQUENCES

Radiocarbon dating was performed on marine shells and charcoals sampled either in the core of the ridges (amidst the accumulated sediment), or atop the ridges (anthropogenic remains). At Colan, the samples were taken during trench cutting of the ridges, in such a manner that the dated material should be viewed as coeval or slightly older than the ridge formation (Table 1). Inversely, at Chira, all the dated material consists in midden shells and associated charcoals (hearths) that postdate the ridge formation. At Chira, our data complement an earlier set of radiocarbon analyses obtained during archeological studies (Chigne, 1975; Richardson, 1983)(Table 2).

In both cases, the ^{14}C results show a global internal consistency: the successive ridges, from inland towards the modern shoreline, effectively yield progressively younger ages. Though, at Colan the age of the oldest, composite, ridge (#8) remains undetermined because the three available results are unrealistically young (Table 1). At Chira, the age of the oldest ridge seems well assessed by several results that indicate a minimum age of ca.4500 BP.

Several morphological features and ^{14}C data altogether suggest a time correlation between Colan ridges #8, 7 and 6 on one hand, and Chira ridges J, K, L and M on the other hand (Fig. 2). These would have formed between ca.4500 and ca.2500 BP. During the last 2500 yrs, five other beach ridges were formed in both localities. At Colan, the shoreline progradation that occurred in the last millenium had an important consequence since it cut the main source of coarse sediment from the coastline, thus preventing any further ridge building. After Colan ridge #1 (dated ca.1000 BP), two younger paleo-shorelines appear as subdued "shell-lines" that make no relief over the strandflat. During the 1982-83 El Niño event, a sea-level rise (about 0.5 m) combined with unusual storminess and intense rainfall resulted in the erosion of the modern coastal ridge (a sandy, mostly eolian, feature) and a general flooding of the major part of the Colan coastal plain. The fact that no new gravelly beach ridge was formed in 1983 is linked to the geographical evolution of the bay of Colan, and thus cannot be invoked to dismiss the correlation between former ENSO and the Colan beach ridges.

The precise dating of the ridges is hindered by several factors, some related to sampling difficulties and others due to methodological radiocarbon limitations. In the Chira sequence, the dated samples yield only minimum ages of the beach ridges. But even at Colan, where the marine shells were sampled among those most probably alive during (or

Table 1.- C14 data from the Colan sequence of beach-ridges

| Beach-ridge # | Sample (field) # | Lab. anal. # | Nature of sample (see below) | Measured C14 age BP | delta C-13 /PDB | Normalized C14 age C13=-25‰(*) | Corrected age (reservoir eff.) R=221 (+) | Minimum C14 age of beach-ridge |
|---------------------|------------------|--------------|------------------------------|---------------------|-----------------|--------------------------------|--|--------------------------------|
| # 8 | P.176 | 316 | charcoal | 3170 ± 300 | -27.8 | 3130 ± 300 | | [>3130 BP] |
| | P.174 | 331 | several spp | 2890 ± 250 | +0.51 | 3300 ± 250 | 3080 ± 300 | |
| | P.175 | 345 | several spp | 3020 ± 250 | +1.26 | 3450 ± 250 | 3230 ± 300 | |
| # 7/8N | P.393 | 688 | charcoal | 3340 ± 45 | -26.6 | 3310 ± 45 | | 3310 BP |
| | P.394 | 690 | Tivela hians | 3210 ± 40 | +0.75 | 3630 ± 40 | 3410 ± 90 | |
| | P.395 | 686 | Donax + spp | 3210 ± 50 | +1.34 | 3640 ± 50 | 3420 ± 100 | |
| # 7 | P.187 | 380 | Donax + spp | 2760 ± 210 | +1.62 | 3190 ± 210 | 2970 ± 260 | (2970 BP) |
| # 5 | P.189 | 324 | charcoal | 2550 ± 490 | -27.05 | 2520 ± 490 | | 2520 BP |
| | P.190 | 350 | Tivela hians | 2510 ± 250 | +0.47 | 2920 ± 250 | 2700 ± 300 | |
| Locality Y | P.237 | 410 | Donax p. | 2430 ± 240 | +1.16 | 2860 ± 240 | 2640 ± 290 | (2480 BP) |
| | P.238 | 402 | Tivela hians | 2280 ± 200 | +0.89 | 2700 ± 200 | 2480 ± 250 | |
| # 4 | P.194 | 382 | Donax + spp | 2150 ± 170 | +0.49 | 2560 ± 170 | 2340 ± 220 | (2340 BP) |
| # 3 | P.199 | 323 | charcoal | 2080 ± 540 | -26.70 | 2050 ± 540 | | 2010 BP |
| | P.200 | 322 | charcoal | 2040 ± 380 | -27.01 | 2010 ± 380 | | |
| | P.197 | 349 | Olivella+spp | 2170 ± 300 | +1.56 | 2600 ± 300 | 2380 ± 350 | |
| # 3a | P.209 | 381 | Donax p. | 1660 ± 180 | +1.29 | 2090 ± 180 | 1870 ± 230 | (1870 BP) |
| # 2 | P.202 | 379 | Donax + spp | 1450 ± 180 | +1.24 | 1880 ± 180 | 1660 ± 230 | (1660 BP) |
| # 1N | P.207 | 351 | Donax + spp | 960 ± 230 | +1.34 | 1390 ± 230 | 1170 ± 280 | (1170 BP) |
| # 1S | P.214 | 383 | Donax + spp | 790 ± 210 | +0.05 | 1200 ± 210 | 980 ± 260 | (980 BP) |
| flat (@) | P.235 | 441 | Donax p. | 730 ± 190 | +0.83 | 1150 ± 190 | 930 ± 240 | |
| shell-line & site C | P.181 | 424 | Tivela hians | 180 ± 160 | +0.15 | 590 ± 160 | 370 ± 210 | |
| | P.170 | 320 | charcoal | 620 ± 290 | -26.6 | 590 ± 290 | | |

* Correction for isotopic fractionation (delta C13=25 per mil/PDB)

+ Correction for so-called "reservoir effect", with factor R=221 ± 49 yr (according Stuiver, 1986); results (and sigmas) are rounded off to the nearest multiple of ten (Stuiver & Polach, 1977).

@ In situ shells collected in nearshore sediments (cored between beach-ridge 1 and modern coastline)
Donax p.: Donax peruvianus (=D. obesulus); spp: several genus and species of molluscs.

shortly before) the ridge building-up, the results are relatively widely spread. It should be reminded that the ^{14}C activity of marine nearshore carbonates does not permit straightforward precise age determinations. It is commonly considered that charcoal ages are more accurate because, unlike biogenic carbonates, they show no "reservoir effect". Therefore, tiny, reworked anthropogenic charcoals, intermingled in the pebbles of the Colan ridges were also submitted to radiocarbon dating.

The differences observed between charcoals and shells from the same sampling localities (Tables 1 and 2) reflect altogether real age differences and the variability of seawater ^{14}C activity through time, in relation with general circulation patterns and local upwelling phenomena (Toggweiler et al., 1991). In the case of the hearths sampled in Chira ridges, where shells and burned wood may be considered as grossly contemporaneous, inconstant differences are observed. Normalized ^{14}C ages in these doublets vary between 90 and 520 years (Table 2), so that the shells appear systematically older, by one to five centuries, with respect to the charcoals (= minimum age differences, since in any case the wood should predate the shells). The classical correction for "reservoir effect", calculated here with a factor R of -221 yrs (Stuiver et al., 1986; Wells, 1988), only provides a gross

Table 2.- Available C-14 data from the Chira sequence of beach-ridges

| Beach-ridge #
this study | Richard-
son, 1983 | Sample
(field)
| Lab.
analysis
| Nature of
sample
(species) | Measured
C14 age
BP | delta
C13
(/PDB) | Normalized
C14 age
(*) | Shell/charcoal
forced
correlation | factor
"S" | Reservoir
correction
R=221 (+) | Minimum
C14 age of
beach-ridge |
|-----------------------------|-----------------------|------------------------|-----------------------|----------------------------------|---------------------------|------------------------|------------------------------|---|---------------|--------------------------------------|--------------------------------------|
| "J" | IX | P.293 | 667 | Tivela | 4210 ± 40 | +0.6 | 4630 ± 40 | 4540 ± 90 | 90 ± 90 | 4410 ± 90 | 4540 BP |
| | | P.294 | 693 | charcoal | 4570 ± 50 | -26.6 | 4540 ± 50 | 4540 ± 50 | | | |
| | | P.264 | 562 | Tivela | 3230 ± 40 | +0.42 | 3640 ± 40 | | | 3420 ± 90 | |
| | | | SI-1450 | charcoal | 4485 ± 80 | | | | | | |
| | | | SI-1420 | charcoal | 4255 ± 65 | | | | | | |
| "K" | VIII | | SI-1456 | charcoal | 3985 ± 80 | | | | | | |
| | | P.295 | 668 | Tivela | 3310 ± 40 | +0.31 | 3720 ± 40 | 3490 ± 90 | 230 ± 90 | 3500 ± 90 | |
| | | P.296 | 648 | charcoal | 3520 ± 50 | -26.6 | 3490 ± 50 | 3490 ± 50 | | | |
| | | P.269 | 549 | Tivela | 3060 ± 30 | +0.58 | 3480 ± 30 | | | 3260 ± 80 | |
| Inter-
ridge | | P.300A | 671 | Donax @ | 3410 ± 40 | +1.15 | 3840 ± 40 | | | 3620 ± 90 | |
| | | P.300B | 672 | Tivela @ | 3370 ± 40 | +0.72 | 3790 ± 40 | | | 3570 ± 90 | |
| "L" | VII | P.298 | 669 | Tivela | 3210 ± 35 | +0.04 | 3620 ± 35 | 3160 ± 80 | 460 ± 80 | 3400 ± 90 | 3160 BP |
| | | P.299 | 691 | charcoal | 3190 ± 45 | -26.6 | 3160 ± 45 | 3160 ± 45 | | | |
| | | P.268 | 670 | Tivela | 2610 ± 35 | +0.06 | 3020 ± 35 | | | 2800 ± 90 | |
| | | P.267 | 525 | Donax | 2600 ± 150 | +1.3 | 3030 ± 150 | | | 2810 ± 200 | |
| | | | GX-1565 | Tivela | 3500 ± 160 | | | | | | |
| "M" | VI | P.305 | 678 | Tivela | 2540 ± 40 | +0.23 | 2950 ± 40 | 2730 ± 80 | 220 ± 80 | 2730 ± 90 | 2730 BP |
| | | P.306 | 689 | charcoal | 2760 ± 40 | -26.6 | 2730 ± 40 | 2730 ± 40 | | | |
| | | | SI-1422 | charcoal | 2685 ± 105 | | | | | | |
| | | | SI-3184 | charcoal | 2485 ± 70 | | | | | | |
| | V | | SI-1423 | charcoal | 1955 ± 100 | | | | | | (1955 BP) |
| | IV | | GX-1566 | Tivela | 1550 ± 110 | | | | | | |
| | III | | SI-1424A | charcoal | 1405 ± 75 | | | | | | (1405 BP) |
| | | | SI-1424B | charcoal | 1305 ± 100 | | | | | | |
| | II | | SI-1457 | charcoal | 805 ± 60 | | | | | | (805 BP) |
| Last
ridge | I | P.301 | 673 | Tivela | 460 ± 40 | +0.48 | 870 ± 40 | 350 ± 80 | 520 ± 80 | 650 ± 90 | 350 BP? |
| | | P.303 | 647 | charcoal | 380 ± 40 | -26.6 | 350 ± 40 | 350 ± 40 | | 350 ± 90 | |

Charcoal and shells associated in a single hearth, and thus considered as contemporaneous. This assumed contemporaneity lead us to factor "S" which apparently varied through time (90 to 520 years).

* Correction for isotopic fractionation (delta C13= -25 per mil/PDB).

+ Correction for the so-called "reservoir effect", with factor R= 221 ± 49 yr (according Stuiver, 1986). Results (and sigmas) are rounded off to the nearest multiple of ten (Stuiver & Polach, 1977).

@ In situ shells collected in nearshore sediments (cored in inter-ridge swale).

Tivela: T. hians; Donax: D. peruvianus (=D. obesulus).

approximation of this discrepancy. It must be emphasized that the estimate of factor R actually does not apply for time periods anterior to the XXth century, and moreover may be inaccurate for the Colan-Chira area.

In addition, "post-bomb effects" hinder any inter-specific (*Donax-Tivela*) (or shell-charcoal) calibration: analyses of modern shells show a wide spread of ¹⁴C activity (Table 3). Finally, it seems that the upwelling phenomena that are particularly strong on the Peruvian coast, play also a role in the observed dispersion of the radiocarbon data. The Chira estuary is located precisely in the transition area between two oceanic domains, and thus probably registered important fluctuations in the upwelling system.

Table 3.- C14 data from modern shells near Colan and Chira sequences of beach-ridges

| Locality | Sample (field) # | Lab. anal. # | Sampled species (see below) | Measured C14 age BP | delta C13 /PDB | Normalized C14 age C13=-25‰(*) | Corrected age (reservoir eff.) R=221 (@) | Remarks |
|----------|------------------|--------------|-----------------------------|---------------------|----------------|--------------------------------|--|------------------------------|
| Colan | P.274-a1 | 478 | Donax p. (1) | 870 ± 340 | +0.43 | 1280 ± 340 | 1060 ± 390 | fossil shells |
| | P.274-a2 | 535 | Donax p. (2) | -730 ± 120 | +0.45 | -310 ± 120 | -530 ± 170 | "bomb" and upwelling effects |
| | P.274-b | 460 | Tivela hians | -1130 ± 120 | -0.65 | -730 ± 120 | -950 ± 170 | |
| Chira | P.271 | 561 | Tivela hians | -940 ± 30 | -0.05 | -530 ± 30 | -750 ± 80 | |

* Correction for isotopic fractionation (delta C13=25 per mil/PDB)

@ Correction for so-called "reservoir effect", with factor R=221 ± 49 yr (according Stuiver, 1986).

(1): worn, reworked shells collected on the beach in 1987

(2): fresh-looking shells, collected on the beach in 1987

Some of these difficulties may be solved by further, more detailed (or statistically more significant), studies. But, presently, there is little hope to obtain an accurate dating of the ridge formation episodes, with a precision better than, say, one century. As the El Niño events last only a few months (at most two years), the radiocarbon method is of useful, but limited, help to obtain a precise chronology of Holocene ENSO events.

CONCLUSION

The chronological study conducted on the Chira and Colan beach-ridge sequences, combined with previous results on the Chira series, strongly suggests that these coastal features formed coevally in the course of the last 4500 years. Though, because of unavoidable limitations of the radiocarbon method, it has not been possible to assess the precise ¹⁴C age of each ridge, in both localities. The time periods which spanned between ridge formation episodes is of the order of 400-500 yrs. This rough evaluation, together with geomorphological considerations (sedimentary volume of the ridges, inter-ridge widths, relative heights, etc.), are congruent with occurrences of very strong El Niño events. At Colan at least, the volume of the individual beach ridges does not preclude that they were formed during single, or very closely spaced, major El Niño events. North of the Chira River estuary, the amount of sediment accumulated in every beach ridge is huge and it may be difficult to conceive single-phased episodes. Nevertheless, we consider that on the basis of the time correlation inferred between the Colan and Chira sequences, every beach-ridge was formed (or began to be formed) in response to definite and recurrent oceanographical/ meteorological conditions that most probably corresponded to El Niño very strong events.

Cited references

- Chigne, N., 1975. Movimientos de arenas y antiguas líneas de costa en el Noroeste Peruano. Tesis Bach.Geol., Univ. Nac. Mayor San Marcos, Lima. 77p.
- Devries, T. & Wells, L., 1990. Thermally-anomalous Holocene molluscan assemblages from coastal Peru: Evidence for paleogeographic, not climatic change. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 81, 11-32.
- Díaz, A. & Ortlieb, L., 1991. La malacofauna de secuencias de cordones litorales holocenos del Perú. VII Congr. Peruano Geol. (Lima, 1991), Vol. Resum. Extend., 407-411.

- Fournier, M., Macharé, J. & Ortlieb, L. 1990. Fechamiento por radiocarbono de cordones litorales holocenos en Colán, noroeste peruano, y cronología de eventos mayores del fenómeno El Niño. IGCP.281, 1990 ann. mtg. (Medellín, 1990), Abstr. vol., 7p.
- Macharé, J. & Ortlieb, L., in press. Global Change studies in northwestern Peru: a high potential for records of former El Niño events. *Rev. Geofísica* (México), in press.
- Ortlieb, L., Macharé, J., Fournier, M. & Woodman, R., 1989a. Late Holocene beach ridge sequences in northern Peru: did they register the strongest paleo-El Niños? Intern. Symp. Global Change in South America during the Quaternary (Sao Paulo, 1989), abstr. v., 206-209.
- Ortlieb L., Macharé J., Fournier M. & Woodman, R., 1989b. La secuencia de cordones litorales de Colán (Piura): un registro del fenómeno "El Niño" en el Holoceno superior. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 80, 107-121.
- Richardson, J.B., 1983. The Chira beach ridges, sea level change, and the origins of maritime economies on the Peruvian coast. *Ann. Carnegie Museum*, 52, 265-275.
- Rollins, H.B., Sandweiss, D.H. & Richardson, J.B., 1986. The birth of El Niño: geoarcheological evidence and implications. *Geoarcheology*, 1, 3-15.
- Sandweiss, D.H., 1986. The beach ridges at Santa, Peru: El Niño, uplift and prehistory. *Geoarcheology*, 1, 17-28.
- Stuiver M., Pearson, G.W. & Braziunas, T., 1986. Radiocarbon age calibration of marine samples back to 9,000 Cal yr BP. *Radiocarbon*, 28, 863-910.
- Toggweiler, J.R., Dixon, K., & Broecker, W.S., 1991. The Peru upwelling and the ventilation of the South Pacific thermocline. *J. Geophys. Res.*, 96 (C11), 20467-20497.
- Wells, L.E., 1988. Holocene fluvial and shoreline history as a function of human and geologic factors in arid northern Peru. PhD dissert., Stanford Univ., Stanford. 381 p.
- Woodman, R. & Polia, M., 1974. Evidencias arqueológicas del levantamiento continental en los últimos 4 mil años. *Bol. Soc. Geogr. Lima*, 43, 63-66.

EVIDENCIAS ARQUEOLOGICAS DEL "NIÑO" EN LAS EXCAVACIONES DE PACHACAMAC

Ponciano PAREDES B. & Jesús RAMOS G.

INC-MUSEO de Sitio Pachacamac, Lurín-LIMA 16 PERU - CEIA Centro Experimental de
Investigaciones Arqueoagropecuarias Antonio Miro Quesada 247 Of.803

Archaeological evidences of El Niño in Pachacamac excavations

Summary. The Tablazo de Lurín is a typical desert on the coast due to the eolic cumulation. The deep excavations (calicatas) and archeological prospections on the sandy around the ceremonial Complex of Pachacamac, prove that exist internal layers disposed rightly, as much geological as culturally because of the asociation to funeral and architectural contexts from the early middle Period to later middle Period.

By the other hand, the impact of the phenomena ENSO and its changeant magnitude since the last 2,000 years till now show us that its big and small stratigraphic arrangement is due to the appearance of the extensive sandy ground specially. Actually they have a notable process of backward and disappearance as in its intensity as in its power respect the first centuries of our time.

In the meantime, the moder critic cycles as in 1982-83 didn't record the arrangement of such Lomas on the desert of Tablazo de Lurin.

INTRODUCCION

La relación en la historia de las sociedades del pasado con los cambios climáticos durante el Holoceno en los Andes Intertropicales, implica el necesario uso de nociones cronológicas como "oscilación climática" (inferiores a 30 años) y "variaciones climáticas" para períodos mayores (Dollfus,1981:59).

A partir del análisis del nivel de lagos andinos como el Titicaca o los registros estratigráficos de las capas de hielo de los glaciares de Quelccaya (Thompson, L.et.al.,1984). El Holoceno andino presenta una relativa estabilidad climática. Desde hace 7000 años al presente "las variaciones climáticas no han tenido mayor amplitud". En tanto que las "oscilaciones climáticas" en geosistemas límites modifican la localización del habitat y la utilización de los ecosistemas por las sociedades andinas (Dollfus:1981;63-64).

Para las tierras bajas costeras, sin embargo la evolución climática reciente y las anomalías del "Fenomeno Del Niño", a partir del año 1982-83 permiten conocer que sus causas cíclicas son de escala macrocontinental y sus consecuencias se localizan especialmente en la costa occidental de Sudamérica tanto en:alteraciones del clima, efectos biológicos y efectos socio económicos (Aguilar:1990:69). En tanto que su recurrencia de impacto y la variabilidad de su magnitud es al presente impredecible.

Sin embargo se han ensayado algunas frecuencias históricas y arqueológicas que señalan a los siglos 500 AC. y 1100 DC. (Vreeland Jr. 1985) y 1578 y 1100 DC. (Huertas, L,1987) como hitos cronológicos conspicuos. Se ha propuesto una prehistoria de estos eventos en registros del desierto de la costa del Perú para los últimos 5000 años

(Sandweiss,1986). Asimismo, las tradiciones orales han sido correlacionadas a estos eventos críticos, como el caso de Naylamp en Batán Grande (Craig A. y Shimada I:1986) y el de Huallallo Carhuincho, Cuniraya y Pariacaca para las regiones de Pachacamac-Huaro-chiri (Paredes P.,1991). También Moseley y Feldman propusieron una secuencia maestra para el valle bajo de Moche (1982:278-279), para los 3000-3500 años al presente.

En el registro arqueológico del estudio de las anomalías causadas por el Fenómeno de El Niño es preciso señalar como una propuesta pionera para el Valle de Casma la que hiciera el Dr. Julio C. Tello en base a las observaciones del efecto causado en el movimiento de Cerro Sechín, donde a causa de las lluvias de 1925 se formaron arroyos de agua que volvieron a exponer diferentes contextos arqueológicos, cuya secuencia cronológica reconstruyó. Comprobando el efecto de inundaciones, depósitos aluviales y precipitaciones torrenciales antiguas para los últimos 3000 años al presente. (Tello J., 1943;1970:95-98). (Meggers B.,1979).

La arqueología ha llamado "...la atención sobre el largo registro de crisis evidente en la prehistoria andina e ilustrar cómo este registro puede servir a las ciencias físicas en la medición de proceso y tiempo" (Moseley, M. y Feldman R.,1982:267). El desierto costero del Pacífico Andino es el más seco del mundo y se tropicaliza por lluvias excepcionales a consecuencia de las perturbaciones que produce el Fenómeno Del Niño. En tanto que "La corriente del Niño es la expresión local de estas anomalías..." y "...es el único fenómeno natural predecible con un año de anticipación" (Moseley, M., et.al.,1982: 270). Para el caso del Valle de Moche presenta una periodicidad estadística de ocurrencia entre 15 a 16 y medio años. El problema del conocimiento de los ciclos radicales de alteración ambiental como fenómenos de larga escala: "...no consiste en observar estos ciclos que modifican la superficie, sino en fecharlos y aclarar su proceso evolutivo. Fechar la alteración del paisaje con incremento de varias centurias es un servicio cronológico que el registro arqueológico puede ofrecer a la investigación del proceso." (Moseley; et.al.1982:272).

La reconstrucción cronológica de estos ciclos y procesos de alteración ambiental se pueden entender como "ciclos dentro de ciclos". De esta forma por ejemplo la formación de dunas intercaladas a inundaciones torrenciales y los episodios de pluviales excepcionales intercalados por estratos de acumulación eólica representan los eventos marcadores de esta dinámica de alteración del paisaje en el desierto de los valles bajo costeros; cuya estratificación interna presenta un registro muy sensible de tales alteraciones medio-ambientales. Se han formulado revisiones y reflexiones sobre el Paleoclima tanto del Pre-cerámico de la costa o sierra del Perú, pero las frecuencias propuestas adolecen de grandes vacíos de información (Rick,J., 1983:53-70). Del mismo modo se ha propuesto una asociación metodológica entre paleoclimatología y los estudios prehistóricos para el caso del Pleistoceno y Holoceno de la costa peruana. "Esta situación es muy problemática, ya que nuestra labor no sólo consiste en recoger datos indicando cambios climáticos, sino también en colocar dichos cambios en un marco cronológico" (Engel,F.,1981:83).

MATERIAL Y METODOS

El sector sur-oeste del desierto de la Tablada de Lurín, ocupada desde hace 2000 años al presente por asentamientos arqueológicos en forma continua y también por el Centro Ceremonial de Pachacamac; presenta a fines del siglo veinte un intenso proceso de ocupación antrópica irreversible, caracterizado esencialmente por la ocupación vertigi-

nosa de toda la superficie del desierto actual.

De esta forma el extraordinario registro de la evolución ecológica de los valles bajos de la costa central de Lima, que se pueden inferir en la lectura de la superposición macro y micro estratigráfica de los “cerros arenados”, requieren la continuidad de tales estudios.

Sobre la base de un modelo de correlación entre geomorfología y asentamientos arqueológicos el “Proyecto Las Palmas” inició desde 1986 con el patrocinio del CEIA, la investigación de la evolución ecológica del desierto costero y los cerros arenados del Tablazo de Lurín y otras formaciones semejantes (Shaedel;1988). La potencia del recubrimiento eólico de los sitios y asentamientos arqueológicos como Pachacamac y los afloramientos de roca sedimentaria de su entorno, reflejan la correlación de estratigrafía natural y cultural para medir la periodicidad y grado de impacto de los procesos de alteración del medio ambiente costero del valle bajo de Lurín.

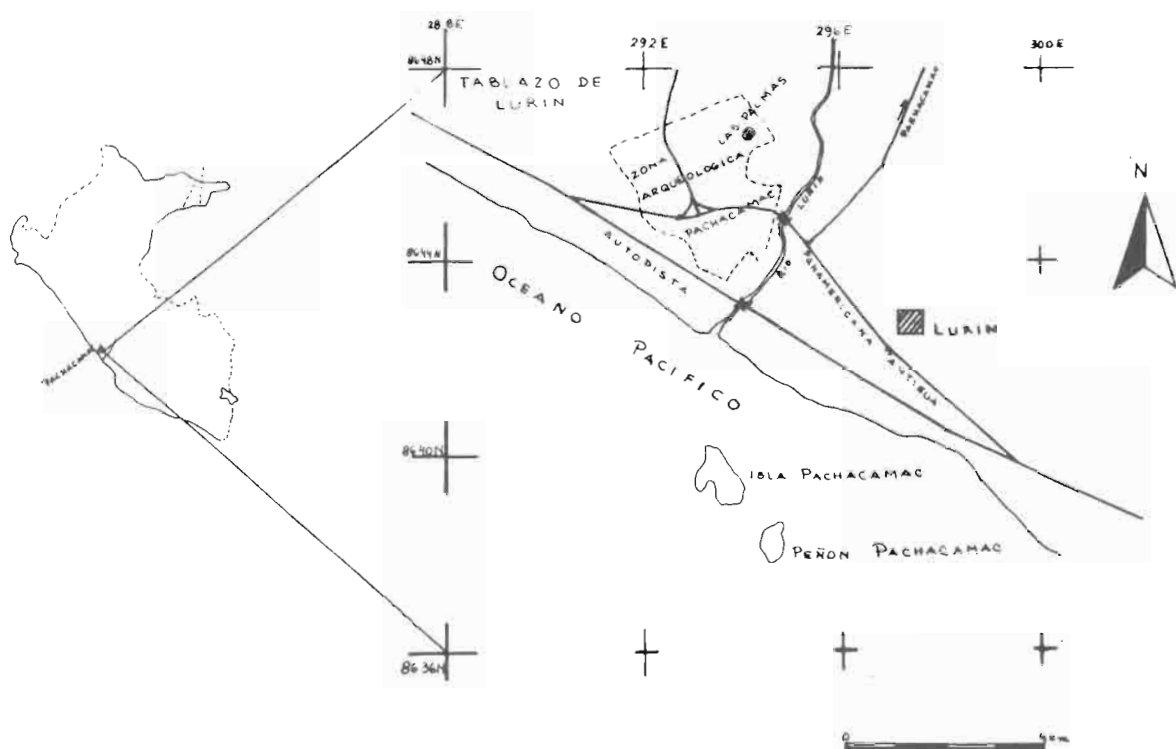
Los componentes estratigráficos de suelo y paleosuelos en la evolución de paleoclima de la región se registran en estratos tanto naturales como culturales y su registro por métodos arqueológicos, permiten asociar las diferentes fases de construcción de los elementos arquitectónicos tanto de caminos, murallas y canales; permiten segregar un conjunto de “eventos-tipo” en la estratificación del Holoceno Tardío en el Sector Las Palmas del Tablazo de Lurín, en los últimos dos mil años al presente.(Fig. 1)

RESULTADOS

A) Un primer evento estratigráfico de naturaleza geológica se forma con una capa amarilla pulverulenta al secarse y muy dura de deposición geológica pleistocénica de limo amarillo muy fino. Se ubica por debajo de todas las estructuras arqueológicas a partir de 2.00 m de profundidad respecto a la superficie actual del terreno, con un grosor promedio de 0.30 a 0.60 m. Este evento también discurre debajo de un camino epimural de tapial, con un talud de orientación N-S; y se ha compactado en capas horizontales mezclada con arena suelta y presenta una textura muy compacta a causa del alto índice de humedad absorbida. Debajo de esta capa ocurre una estratificación de arena gris oscura y con fragmentos pequeños de roca sedimentaria y partículas de talco.

B) Un segundo evento estratigráfico está representado por la estratificación alternada de capas muy finas de sedimento beige claro y capas más gruesas de arena eólica, que evidencian un típico clima de yunga marítima muy contrastado por las alternancias de estaciones muy diferenciadas entre secas (arena eólica) y húmedo (limo fino). Se ubica a partir de 1.70 m debajo de la superficie actual, con un ancho promedio de 0.90 m. (fig. 2)

C) Un tercer evento estratigráfico se produce con un cambio drástico del tipo de estratificación precedente que conlleva a la formación de gruesas capas de carbonatos de deposición horizontal. El factor catalizador de este evento parece ser correlacionado con el impacto de intensas y excepcionales pluviales sobre la costa. Se nota también un cambio notable de los tipos de agregados en la estratificación por la presencia de fragmentos medianos de rocas sedimentarias exfoliadas de tipo laminar angulosas, que señalan un incremento notable de la intensidad e impacto de la circulación de los vientos alisios y de pluviales excepcionales que podemos considerar anormales a los que ocurren en los



MAPA DE UBICACION

En mayo de 1992

Lámina 1.- Plano de Ubicación del Sector Las Palmas en el Tablazo de Lurín y el Complejo Arqueológico de Pachacamac.



Lámina 1A.- Vista del Sector Las Palmas y del área de trabajos desde el pueblo joven Puente Lurín.



Lámina 1B.- Vista de la sección de excavación que registra la relación entre estructuras arqueológicas tardías y eventos geomorfológicos precedentes.



Lámina 2.- Detalle de la composición del primer y segundo eventos estratigráficos en el sector Las Palmas-Pachacamac.

estratos subyacentes. Se ubica a una prof. de 1.30 m debajo de la superficie actual del terreno, con un ancho promedio de 0.40 m. (Fig. 3)

D) Un cuarto evento estratigráfico también de naturaleza geomorfológica y que recubre a los precedentes está señalado por la deposición eólica muy fina, especialmente por la formación de los "cerros arenados" de color amarillo claro y arena gruesa, cuyo rumbo de deposición predominante es ascendente del SO al NO. El mismo que se puede percibir sobre las formaciones de cerros en las Lomas de Atocongo, Cerro Centinela y Lomas de Caringa en el valle bajo de Lurín.

La ocurrencia de este evento implica su correlación contemporánea a una regresión marina muy severa que dejó expuesta a los vientos alisios extensas playas y terrazas marinas, que son la fuente de origen de tales arenas. Tanto el tercer como el cuarto evento son secuenciales y su cronología de ocurrencia se ubicaría entre el Pleistoceno Final y el Holoceno costero.

E) Un quinto evento estratigráfico-cultural es el que se descubre asociado a la rotura de los últimos eventos subyacentes en el terreno al momento de construirse tanto las murallas como los canales y caminos y que se pueden fechar en forma relativa hacia el año 1000 d.c. Este quinto evento en la secuencia de Las Palmas, presenta una marcada tendencia a la acumulación eólica de rumbo SO-NE conformada por arena mediana de color amarillento que recubre la superficie del Tablazo; el mismo que presenta capas de raicillas secas en forma de lomas periódicas estratificadas después del abandono del uso del camino y canales de la fase asociada al camino epimural en tapial y en un caso la capa de lomas fué enterrada por la construcción de un piso en superficie de las estructuras asociadas al epimural en tapial hacia los siglos 1100-1200 d.c (Fig. 4).

El cambio de los sistemas de circulación de vientos, la presencia de extensos asentamientos humanos modernos en el Tablazo y la desecación de lomas sobre arenales ha generado en los últimos quinientos años que las lomas se concentren en las colinas cercanas al mar, que sólo pueden ser humedecidas por capas de nubes generadas por inversión térmica costera. Se ha formado también después del abandono de las estructuras arqueológicas del Sector Las Palmas a partir del siglo XVI, la formación de pequeñas dunas de arena muy fina, transversales al valle y de orientación norte-sur con la acumulación de arena eólica muy fina debido a la presencia de pequeñas corrientes de vientos tanto del Tablazo como del valle que generan este tipo de geomorfología en el Sector Las Palmas, a partir del siglo XV-XVI al presente.

Bajo estas perspectivas de análisis la asociación de estratigrafía-geológica y estratigráfica-arqueológica excepcionalmente preservados en los componentes de los paleosuelos depositados sobre esta sección no disturbada por siglos del Tablazo, permiten fechar los horizontes geológicos estudiados en asociación a contextos y estratos culturales. Y poder reconstruir los paleoclimas y la ecología de este sector del valle bajo de Lurín.

Por lo expuesto; en Sector Las Palmas-Atocongo-Tablada de Lurín-Pachacamac; se puede establecer los rangos de variación y ocurrencia de los cambios ambientales en los últimos dos mil años al presente.



Lámina 3.- Detalle del tercer evento estratigráfico de naturaleza geológica muy rico en capas con carbonatos en deposición horizontal.



Lámina 4.- Sección que detalla la construcción de canales y caminos epimurales con la rotura de las capas geológicas del terreno. La sección interna del canal ha sido recubierta por Acumulación eólica alternada con lomas de gramíneas sobre el arenal.

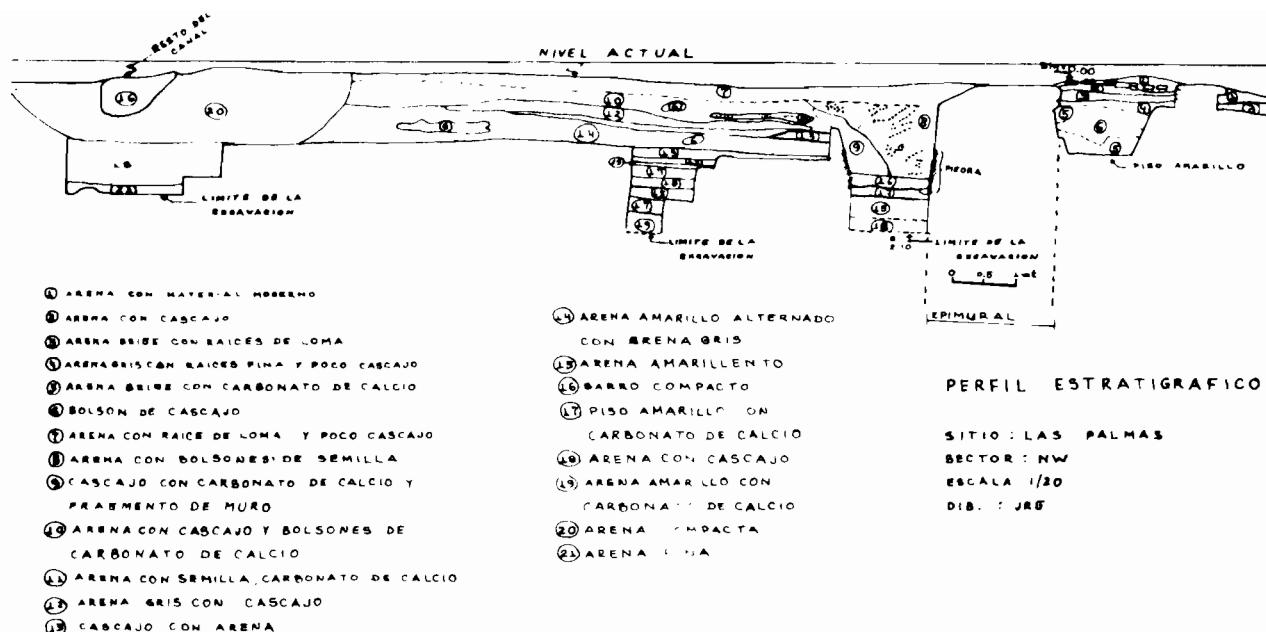


Lámina 4A. - Perfil estratigráfico del Sector Las Palmas que muestra la relación entre estratigrafía cultural y estratigrafía geológica en una típica formación de "cerro arenado".

DISCUSION

Teniendo como eje la columna geológico-arqueológico, del Sector Las Palmas-Pachacamac, en base al uso de un modelo de correlación entre Geomorfología y Asentamiento Arqueológico, se requiere continuar con la excavación de las áreas adyacentes y que se adosan en su estratificación a estructuras arqueológicas, que permitan el establecimiento de una secuencia de cronología relativa con estratigrafía de cambios medio-ambientales que pueden ser contrastado con evidencias y muestras micro-estratigráficas de otros contextos y asociaciones que se establezcan.

La acumulación eólica del desierto o "cerros arenados" del Tablazo de Lurín y por extensión de otras formaciones geomorfológicas similares de la costa central, se explica en su origen con la formulación de una teoría que señala el tiempo de su ocurrencia hacia los 10,000-6000 AC. (Bonavía;1991:42).

Su estratificación interna es laminar y permite que sus excepcionales rangos de preservación del material orgánico, registrar la evolución de las poblaciones vegetales en sus diversas formaciones y reconstruir la paleoecología del Tablazo en correlación con los sitios y asentamientos arqueológicos en los últimos veinte siglos al presente.

El hallazgo de industria lítica en la superficie de Las Lomas y el Desierto del Complejo Chivateros y la de una industria de bifaces en rocas básicas y mezclada con los desechos de cantos rodados de río termofracturados y provenientes de rellenos arque-

lógicos con deshechos de pachamancas. Son evidencias que señalan la necesidad de continuar investigando en el desierto y en los tablazos costeros, las evidencias del cambio ecológico con relación al tamaño y rango de Las Lomas de desierto en el pasado.

Del mismo modo se requiere explicar el comportamiento ecológico del valle bajo inundado por el río y que conformaba extensos cenegales y bosques de galería con flora y fauna relictas.

La evolución misma del desierto eólico no se conoce en profundidad estratigráfica. Calicatas modernas de extracción de arena para construcción, permiten conocer que el desierto estuvo intensamente recubierto por poblaciones de gramíneas con una presencia en profundidad hasta debajo de 3 m, pero con una potencia inversamente decreciente en su intensidad respecto a la superficie actual. Se hace necesario investigar los factores ecológicos que inciden en este fenómeno de formación del desierto eólico y su tropicalización recurrente manifiesta en Las Lomas sobre arenales. (Fig. 5)

REFERENCIAS

- AGUILAR F. Pedro G. 1990. Sinopsis sobre los eventos del Fenómeno Del Niño en el Perú. Rev. Boletín de Lima 70: 69-84
- ANTUNEZ DE MAYOLO, R. Santiago E. 1986. Sequías e Inundaciones. Rev. Boletín de Lima 46: 61-64. La Previsión del Clima en el Antiguo Perú. Rev. Boletín de Lima 16-17-18: 72-77
- ARNTZ, Wolf y TARAZONA, Juan. 1988. Una Restrospectiva a El Niño 1982-83: Qué hemos aprendido? IMARPE, Boletín, Vol. Ext. Callao-Perú, Tomo I: 353-364.
- BONAVIA, Duccio. 1991 Perú Hombre e Historia. De los orígenes al siglo XV. EDUBANCO, Lima, Tomo I: 586 pp.
- CRAIG, Alan K y SHIMADA, I. 1986. El Niño Flood Deposits at Batán Brande, Northern Perú. Rev. Geoarcheology: An International Journal. Vol. 1, No 1: 29-38
- DOLLFUS, Olivier. 1981. El reto del espacio andino. IEP, Lima, 141 pp.
- ENGEL, Frederic. 1981. Posibles aportes de los Estudios Prehistóricos a la Ciencia Paleoclimatológica. Rev. Boletín de Lima 13: 83-93
- HUERTAS, Lorenzo. 1987. Ecología e Historia, Chiclayo, 208 pp.
- EGGERS, Betty, J. 1979. Climatic oscillation as a factor in the Prehistory of Amazonia. Re. American Antiquity, Vol.44. No 2: 252-265.
- MOSELEY, M.E. y FELDMAN R.A. 1982. Vivir con Crisis: Percepción Humana de Proceso y Tiempo. Rev. del Museo Nacional. Tomo XLVI: 267-291
- ORTLIEB, Luc. 1989. Eléments bibliographiques pour l'étude du phénomène "El Niño" et de l'évolution climatique fini-quaternaire dans les régions côtières du Pérou. Lima. ORSTOM, 67 pp.
- PAREDES, Ponciano, 1991 Pachacamac. Los Incas y el Antiguo Perú. 3,000 años de historia. Sociedad Estatal Quinto Centenario Madrid, Tomo I: 364-383.
- RICK, John W. 1983. Cronología, Clima y Subsistencia en el Precearámico Peruano, Indea, Lima, 208 pp.
- SANDWEISS, Daniel H. 1986 The Beach Ridges at Santa Perú: El Niño, uplift and Prehistory. Rev. Geoarcheology: An International Journal. Vol No 1, No 1: 17-28.
- SCHAEDEL, Richard P. 1988. La etnografía Muchik en las fotografías de H. Brüning 1886-1925. COFIDE, Lima, 288 pp.
- TELLO, Julio C. 1970. Sobre el Descubrimiento de la Cultura Chavín. 100 años de Arqueología en el Perú. Rogger Ravines, IEP, Lima, 69-121.
- VREELAND, Jr. y MENDOZA SAMILLAN, Eric. 1985. Daños ocasionados por las lluvias de 1983 en Lambayeque. Presencia Histórica de Lambayeque, 224-229.

CAMBIOS CLIMATICOS Y LA OCUPACION PRE-HISTORICA EN LA AMAZONIA

Celso PEROTA

Univ. Federal do Espirito Santo, Centro Est. Gerais, Dpto. Cs.Soc.
Caixa Postal 5064, 29000 Vitoria Esp. Santo - Brazil

Los datos de las recientes investigaciones arqueológicas, realizadas en la Amazonía brasileña, han revelado algunas situaciones de fragmentación climática.

El análisis del espacio y de la ocupación de los sitios arqueológicos, en la región del **"Balxo Xingu"** (afluente del margen derecho del río Amazonas), revelan que influencias hidrográficas (disminución o aumento del nivel del río), alteraron la estratigrafía y la colocación en serie de las fechas de ^{14}C ; obtenidos en dos **sambaquís** (Schellmound/Amas de Coquillies) fluviales, al margen izquierdo del río Xingu, presentan una discontinuidad en la ocupación humana, en tres niveles, alterados por la acción del agua indicando una dinámica hidrográfica y consecuentemente paleoambiental.

Por otro lado, el orden de la serie de fechas también presentan tres grandes "hiatus" en la ocupación. La primera entre 2255 y 1485 AP, la segunda entre 1200 y 1090 AP y la tercera entre 840 y 550 AP.

Como las capas inferiores del **sambaquí do Guara I** se encuentra bajo el nivel actual del río Xingu, se constata que el período anterior a 2250 AP ese nivel estaba cerca de 2,90 abajo del actual.

Regionalmente esa dinámica hidrográfica, también fue decisiva en la formación de terrazas areno/arcillosas del margen derecho y de terrazas arenosas en el margen izquierdo del río Xingu, en cuyos "substratos" están asentados algunos sitios, que fechados, revelarán una temporalidad compatible con los datos colectados en los dos **sambaquís**.

Seriando las fechas de ^{14}C , obtenidas en los sitios de la Isla de Marajó, de los ríos Tocantins, Xingu, Tapajós, Uatumã, Trombetas, Negro, Aripuanã, Guaporé y de los llanos de Mojos, en territorio boliviano, también se constata la presencia de hiatus correspondientes.

Se verifica, por la extensión geográfica de acontecimientos de esos hiatus, que los períodos de intensidad pluviométrica, no son de carácter regional y que fueron decisivos en el proceso adaptativo de las sociedades pre-históricas amazónicas.

Un análisis de esos cambios ambientales, han llevado a algunos arqueólogos a buscar elementos explicativos de esos episodios y principalmente de sus causas.

Equipos poli-científicos, han planteado la hipótesis de que los períodos de hiatus, que ocurren en los sitios arqueológicos del Amazonas brasileño, son consecuencia de

períodos de gran intensidad pluviométrica, que pueden haber sido causados por disturbios causados por episodios de "El Niño".

La utilización de moluscos (*Castalia ambigua*), en los períodos posteriores a los hiatus, indican que la respuesta adaptativa de la población pre-histórica, fue marcada por la presión ambiental. La disminución de ese recurso económico, el aumento de la población y la difusión de vegetales, principalmente de la "**manihoc esculenta**" les dieron otras características a los asentamientos, consecuentemente al último hiatus.

Datos comparativos, principalmente los presentados por Moore, para la costa Norte del Perú, indican una contemporaneidad con uno de los episodios de "**El Niño**", el ocurrido en el siglo XIV. Las fechas de 550 ± 80 AP (Beta-17125) para el sitio Guará I y la de 580 ± 180 AP (SMV-1669), para Quebrada Río Seco, pueden indicar esa contemporaneidad que sería correspondiente a lo que Moore definió como "**mega El Niño**".

BIBLIOGRAFIA

- AB'SABER, A. (1982). Paleoclimate and Paleoecology of Brazilian Amazonia. *In: Biological Diversification in the Tropic*, New York, Columbia Univ. Press.
- ABSY, M. (1985). Palynology of Amazonia. The history of the forest as revealed by palynological records. *In: Amazonia*, Oxford, Pergamon Press.
- HAFFER, J. (1982). General aspects of the Refuse Theory. *In: Biological Diversification in the Tropic*, New York, Columbia Univ. Press.
- MEGGERS, B.J. & DANON, J. (1988). Identification and implication of a hiatus in the archeological sequence on Marajó Island, Brazil. *Journal of Washington Academy of Science*, vol.78, no.3, Washington D.C.
- MOORE, J. (1991). Cultural responses to environmental catastrophes: Post-El Niño subsistence on the Prehistoric north coast of Peru. *Latin American Antiquity*, vol.2, no.1, Washington.
- PEROTA, C. & BOTELHO W.C. (1987). Sambaquis fluviais no Baixo Xingu. *In: Congresso da ABEQUA*. Anais, Porto Alegre.
- (1990). Os sambaqui do Guara I e as variações climáticas no Holoceno. *In: Symposium International sur l'évolution des côtes des Guyanes et de la Caraïbe Méridionale pendant le Quaternaire*. Volume des résumés, ORSTOM, Cayenne.

COASTAL EVOLUTION AND EL NIÑO IMPACT IN SANTA AREA, NW PERU, BASED ON ISOTOPIC COMPOSITION OF HOLOCENE MOLLUSKS SHELLS

Christine PERRIER

GEOTOP, Université du Québec à Montréal, C.P. 8888, Succ. A, Montréal, H3C 3P8, Canada

Luc ORTLIEB

ORSTOM-Fac. Recursos del Mar, Universidad de Antofagasta, Casilla 170, Antofagasta, Chile

Claude HILLAIRE-MARCEL

GEOTOP, Université du Québec à Montréal, C.P. 8888, Succ. A, Montréal, H3C 3P8, Canada

Mollusk assemblages from modern and Holocene littoral deposits and from prehistoric shell middens were collected in the coastal areas of Chao and Santa (NW Peru). These assemblages were analysed for their heavy isotope (^{14}C , ^{13}C , ^{18}O) content in order to document paleo-oceanographical changes, notably in relation to paleo-El Niño events. For comparative purposes, modern assemblages were also sampled and analysed.

In the studied area (Fig. 1), the ancient Holocene shoreline lies 4-5 kilometers inland and marks the limit of the maximum Holocene transgression at ca. 7000 years BP (Wells, 1988). The coastal plains lie west of 10m high seacliffs. Beach ridge deposits, sand dunes and sea shells cover these coastal progradational plains. A large amount of shells are also present as midden deposits.

The ^{14}C ages obtained on fossil assemblages (Fig. 2) indicate that a sea level maximum was reached at ca. 6500 BP. Between ca. 6500 BP and 4000 BP a lagoon was present behind a major beach ridge at Santa. After that, in the last 4000 years, a series of beach ridges was formed west of the Santa paleolagoon, while at Chao the bay was progressively infilled (see Fig. 3 for detailed evolution of the coast). It has been hypothesized that the Santa beach ridges were related to major El Niño events (Sandweiss, 1986; Rollins et al., 1986; Wells, 1988). Nevertheless, it was noted that the very strong 82-83 El Niño event did not provoke the formation of any beach ridge in Santa area. It is possible that El Niño related runoff increased the sedimentary supply of the Santa River, but it is not clear that the ridges were effectively built during ENSO events.

Holocene mollusk assemblages in Chao are identical to those found presently in the same area and, therefore, indicate that no significant change occurred in coastal conditions during the Holocene. But at Santa, the fauna observed east of the beach ridge complex is typical of an area located several hundreds of kilometers to the north, in warmer water ("Paita Buffer Zone", Olsson, 1961). To explain this faunal anomaly, Rollins et al. (1981, 1986) and Sandweiss et al. (1983) suggested a reorganization of the Pacific Ocean at that time, i.e. ~5000 BP. On another hand, DeVries and Wells (1990) proposed a local paleogeographical change to explain the presence of the warm-water fauna in Santa. The mollusk assemblages and their isotopic composition confirm the latter interpretation.

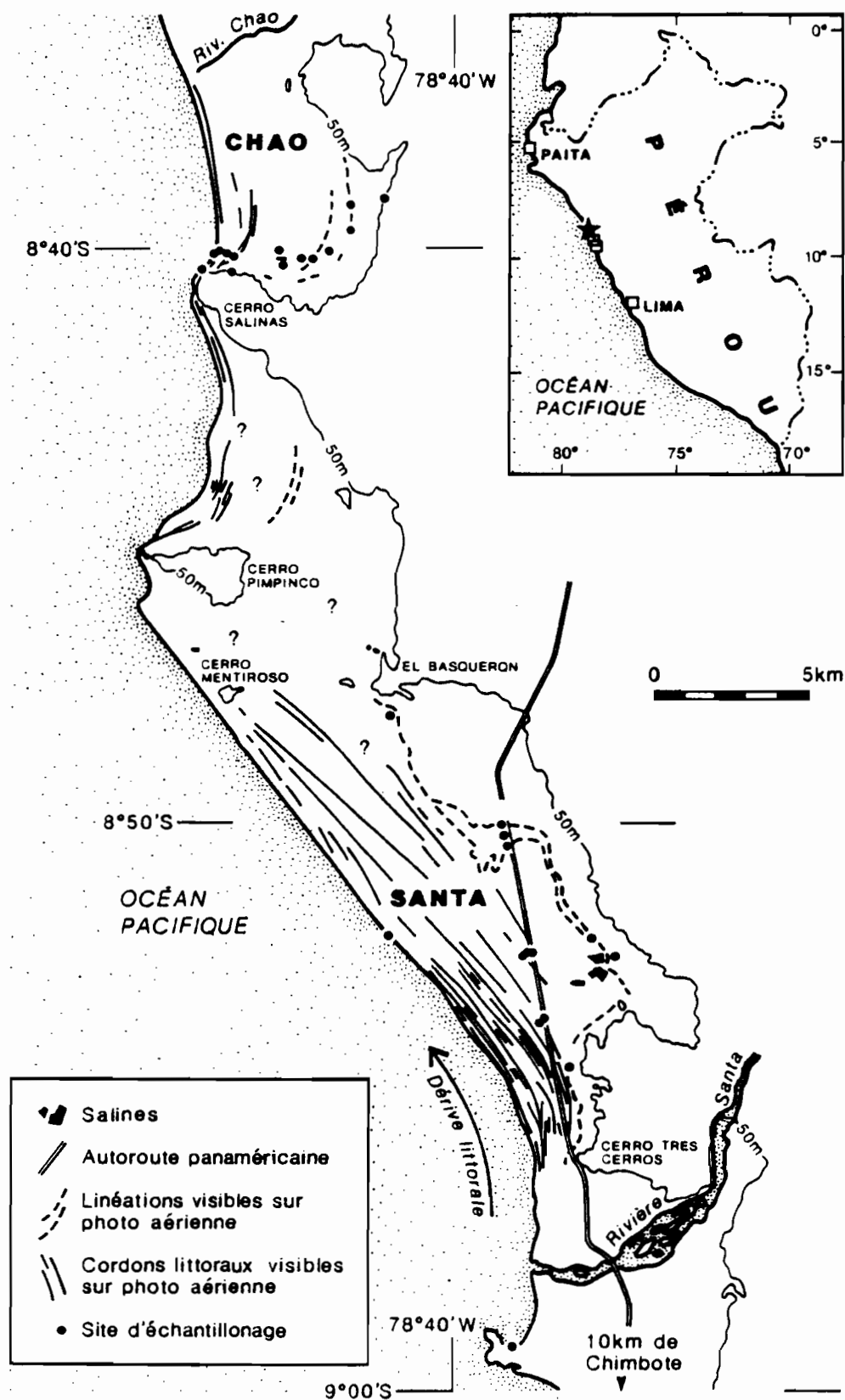


Figure 1. Studied area that comprises both bays of Santa and Chao (From Perrier et al., 1992).

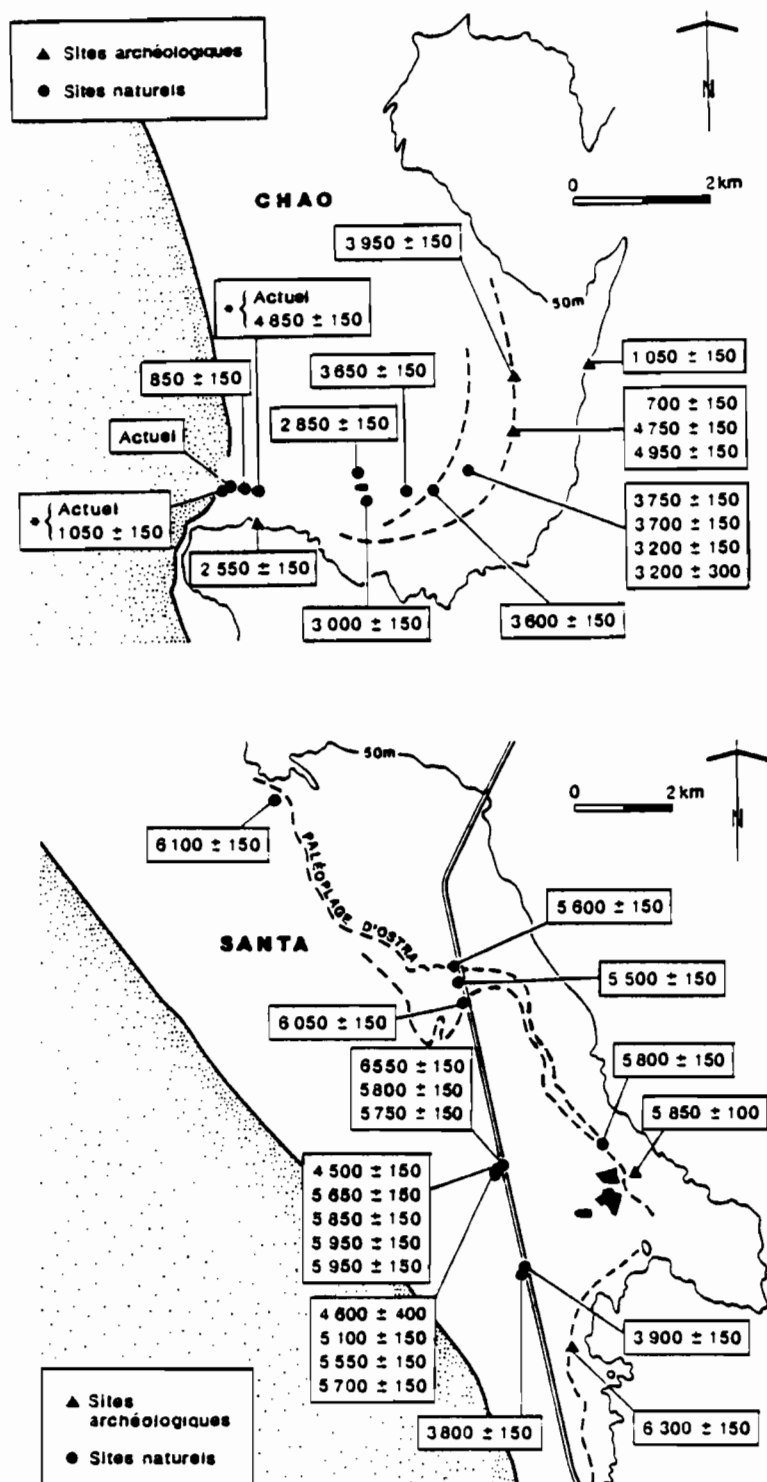
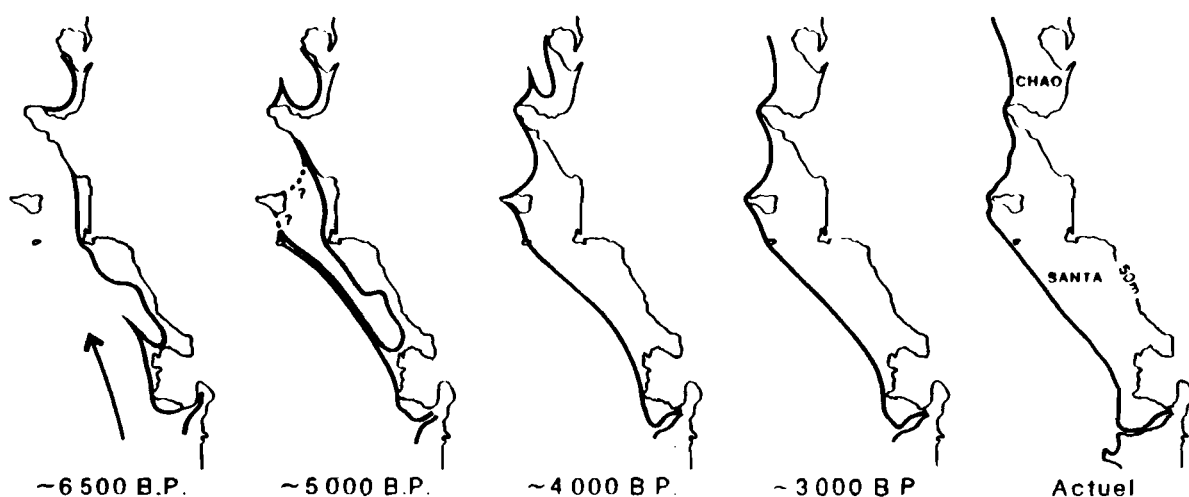


Figure 2. Geochronological data from the Santa and Chao areas (from Perrier et al., 1992): uncorrected ^{14}C ages on fossil shells.



Isotopic data on mollusk assemblages provide a more precise insight regarding these paleogeographical conditions. Modern shells in the studied area have a mean ^{18}O content of $+0.9\text{‰}$ corresponding to a temperature of CaCO_3 precipitation near $16.5\text{--}18.5^\circ\text{C}$. This range of temperature is effectively observed along the coast of Peru near Chimbote during normal years. When an El Niño event occurs, the ^{18}O content of the shell carbonate decreases in response to the temperature rise of sea water. A decrease of $1.4\text{‰}/\text{PDB}$ has been recorded on a shell of *Trachycardium procerum*, analysed for seriated measurements in order to document a recent El Niño event (see Perrier et al., same volume). Relatively low ^{13}C values on modern shells correspond to the endobenthic conditions of most of the analyzed species (*Chione broggi*, *Trachycardium procerum*, *Tagelus dombeii*). Holocene shells (Fig. 4) of most of the species show low $\delta^{13}\text{C}$ relative to the endobenthic conditions. The increase in ^{13}C content on shells of *Ostrea palmula* from Santa is related to the epibenthic condition of the species. The $\delta^{13}\text{C}$ tend to be closer to atmospheric equilibrium. The ^{18}O content of their carbonate shells also increased between 6 000 and 5 000 BP. This increase seems to be related to the formation of the paleo-lagoon, active from 6 500 to 4 000 BP. Similarly, the $\delta^{18}\text{O}$ isotopic composition of shells of *Tagelus dombeii* dated at 4 500 BP, tends to be much higher than the modern values, also suggesting an increase in ^{18}O content in response to the final evaporation stage of the lagoon. The presence of warm-water species in the Santa lagoon may be a consequence of warm water invasion related to paleo-El Niño events during which larvae may have been brought from lower latitudes. At Chao (Fig. 5), we observe a sudden increase in ^{18}O values between ca. 4000 and 3700 BP in *Mulinia edulis* and *Mesodesma donacium*, two cold-water species from open environments. This may also correspond to water enrichment by evaporation in partially closed environment behind a sandbar.

Isotopic analysis on sea shells from the Santa area completed previous studies based principally on fossil assemblages and sedimentologic data (Wells, 1988; DeVries and Wells, 1990). The geochemical analysis suggest an increase of salinity/evaporation between 6500 and 4000 BP in the Santa lagoon. Chao data indicate that, since 4000 BP, no significant changes in the water temperature was recorded.

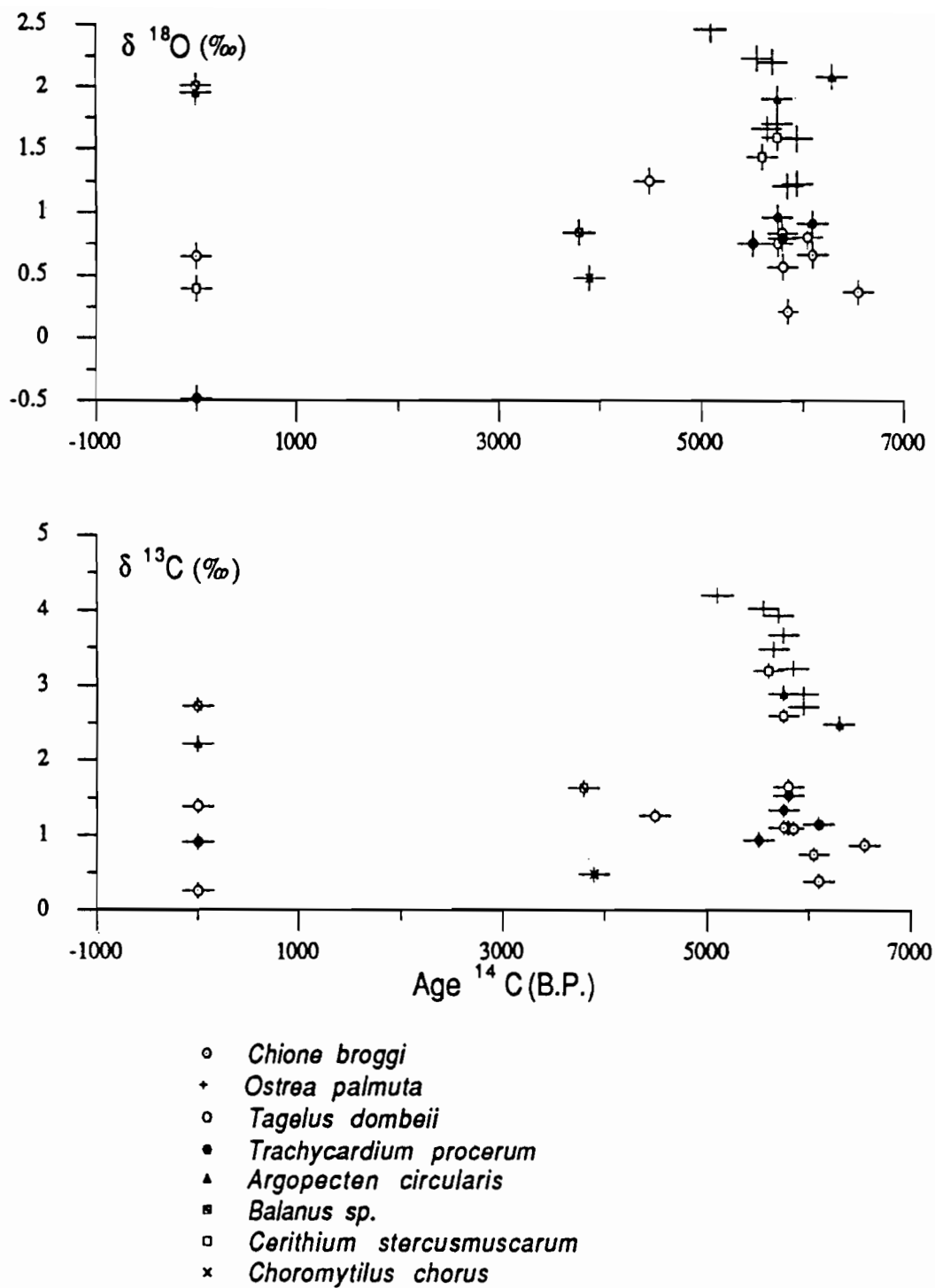


Figure 4. Isotopic composition of carbon ($\delta^{13}\text{C}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) in modern and fossils shells from Santa. The values of the calcitic shells *Balanus sp.*, *Argopecten circularis* and *Ostrea palmula* are expressed in aragonite (+1.7 ‰ in $\delta^{13}\text{C}$ et +0.8 ‰ in $\delta^{18}\text{O}$).

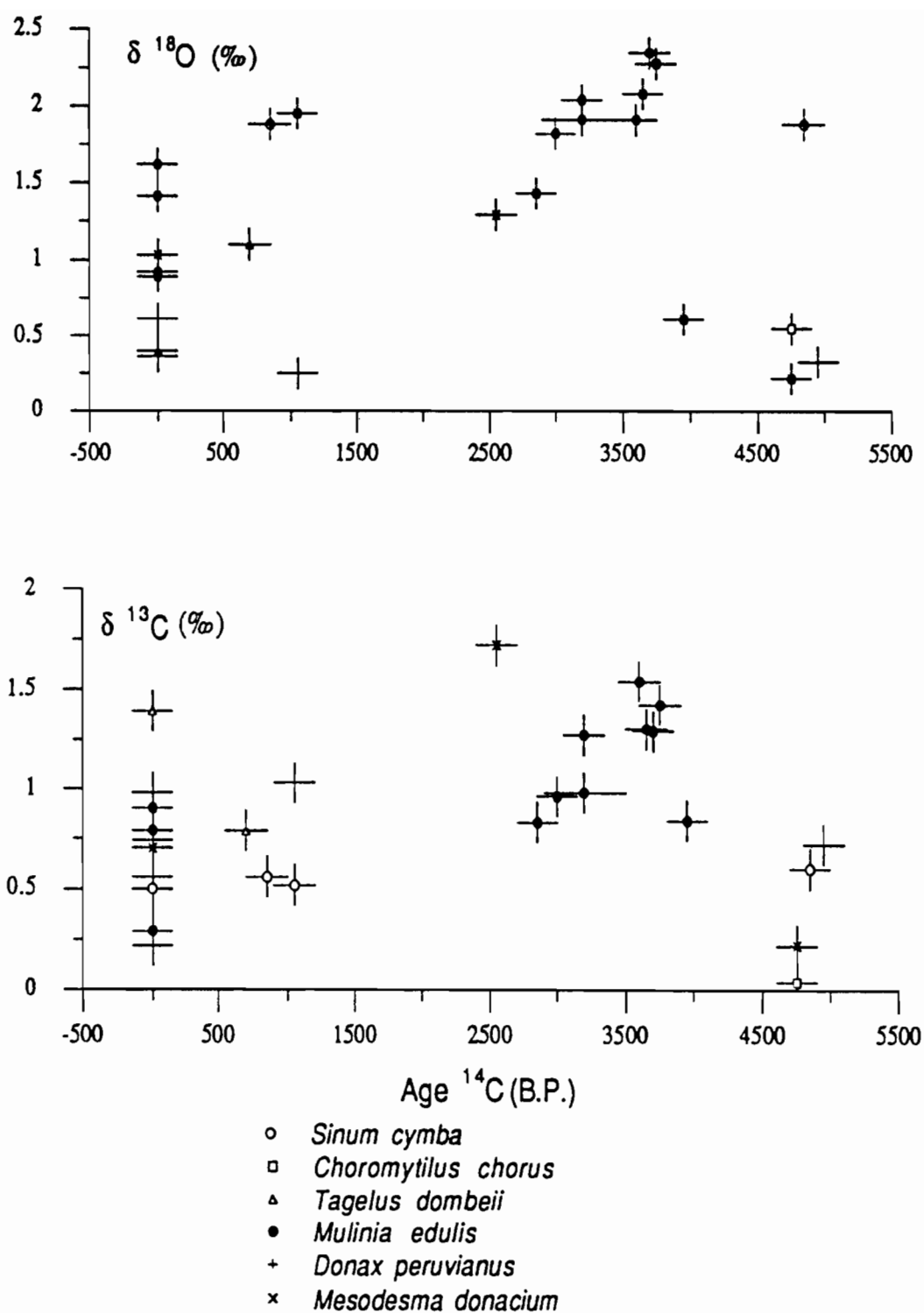


Figure 5. Isotopic composition of carbon ($\delta^{13}\text{C}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) in modern and fossils shells from Chao.

Bibliography

- DeVries, T. J. and Wells, L. E., 1990. Thermally-anomalous Holocene molluscan assemblages from coastal Peru: evidence for paleogeographic, not climatic change, *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 81, pp. 11-32.
- Olsson, A. 1961. Mollusks of the Tropical eastern Pacific, particularly from southern half of the Panamic-Pacific faunal Province (Panama to Peru), *Panamic-Pacific Pelecypoda*. Paleont. Res. Inst., Ithaca, New York, 574 pages.
- Perrier, C., Hillaire-Marcel, C. and Ortlieb, L., 1992. Enregistrements isotopiques (^{13}C , ^{18}O) d'événements de type El Niño sur des mollusques récents et holocènes de la côte du nord-ouest péruvien et paléogéographie littorale, submitted in *Géographie Physique et Quaternaire* (20p).
- Perrier, C., Hillaire-Marcel, C. and Ortlieb, L., 1992. Isotopic record of recent and paleo-El Niño events on mollusk shells from NW Peru, This volume.
- Rollins, H. B., Sandweiss, D. H. and Richardson, J. B. III, 1981. A thermally-anomalous molluscan assemblage (TAMA) from archaeological sites along coastal Peru: paleoecological implications and biostratigraphical utility, *Geological Society of America, Abstract with Programs*, vol. 13, no. 7, p. 540.
- Rollins, H. B., Richardson, J. B. III and Sandweiss, D. H., 1986. The birth of El Niño: Geoarchaeological evidence and implications, *Geoarchaeology*: vol. 1, no. 1, pp. 3-15.
- Sandweiss, D. H., Rollins, H. B. and Richardson, J. B. III, 1983. Landscape alteration and prehistoric human occupation on the north coast of Peru. *Annals of the Carnegie Museum*, vol. 52, no. 2, pp. 277-298.
- Wells, L. E., 1988. Holocene fluvial and shoreline history as a function of human and geologic factors in arid northern Peru, PhD Thesis, Stanford University, 381 p.

ISOTOPIC RECORD OF RECENT AND PALEO-EL NIÑO EVENTS ON MOLLUSK SHELLS FROM NW PERU.

Christine PERRIER & Claude HILLAIRE-MARCEL

GEOTOP, Université du Québec à Montréal, C.P. 8888, Succ. A, Montréal, H3C 3P8, Canada

&

Luc ORTLIEB

ORSTOM-Fac. Recursos del Mar, Universidad de Antofagasta, Casilla 170, Antofagasta, Chile

During the 1982-83 El Niño event, one of the strongest of the last few centuries, the incursion of warm water along the northern and central coast of Peru increased the sea surface temperature by as much as 9°C near Chimbote. This strong temperature rise had a non-negligible effect on dynamics of the coastline and on the marine and nearshore fauna. Though, the short duration of the El Niño oceanographic anomaly (a few months only) makes it difficult to be registered in the geological record. Seriated measurements of stable isotope composition of mollusk shells may be very useful for the reconstruction of past oceanographic conditions along the Peruvian coast in relation to paleo-El Niño events.

This study is based on isotopic data (^{14}C , ^{13}C , ^{18}O) from seriated measurements of mollusk shells collected at Samanco (modern material) and at Santa (Holocene sites). Only valves of *Trachycardium procerum* with growth-ring disturbances were chosen for this study. This species has been mentioned as able to record paleoecologic stresses of El Niño type in the shell carbonate (Rollins et al., 1986, 1987). The main morphological signal recognized on shells that experienced and survived the last major El Niño event (1982-1983) is a change in the slope of the shell. Other discernable growth anomalies observed on *Trachycardium procerum* shells may also be related to El Niño stress conditions. One of the objectives of this work was thus to determine the geochemical significance of those growth anomalies in this species and to verify to what extent they may be used to reconstruct El Niño like conditions.

As shown in Fig. 1, the isotopic signature of El Niño events in modern mollusk shells of *Trachycardium procerum* presenting growth-ring disturbances is found in (1) a strong depletion in ^{18}O (1.2 and 2 ‰) closely associated to a temperature increase in the nearshore area, and (2) a shift in ^{13}C , with a sharp and short increase at the beginning of the warming event followed by a depletion in heavy isotope when colder conditions resume. It is assumed that the analysed shells experienced the 1982-1983 El Niño oceanographic anomaly. The ^{13}C fluctuations are thought to indicate changes in the oxidation rate of organic carbon at the sediment/water interface (i.e. the shell's habitat) responding to carbon fluxes and therefore to productivity.

The isotopic trends of four fossil mollusks of the same species are not easily compared with the modern ones. The Santa area, in Mid-Holocene time, corresponded to a restricted environment (DeVries and Wells, 1990; Perrier et al., 1992; Perrier et al., this volume). Combined isotopic and paleoecologic data in the Santa area (Fig. 2) confirm this reconstruction. The increase in ^{18}O values in *Ostrea palmula* are interpreted to be a con-

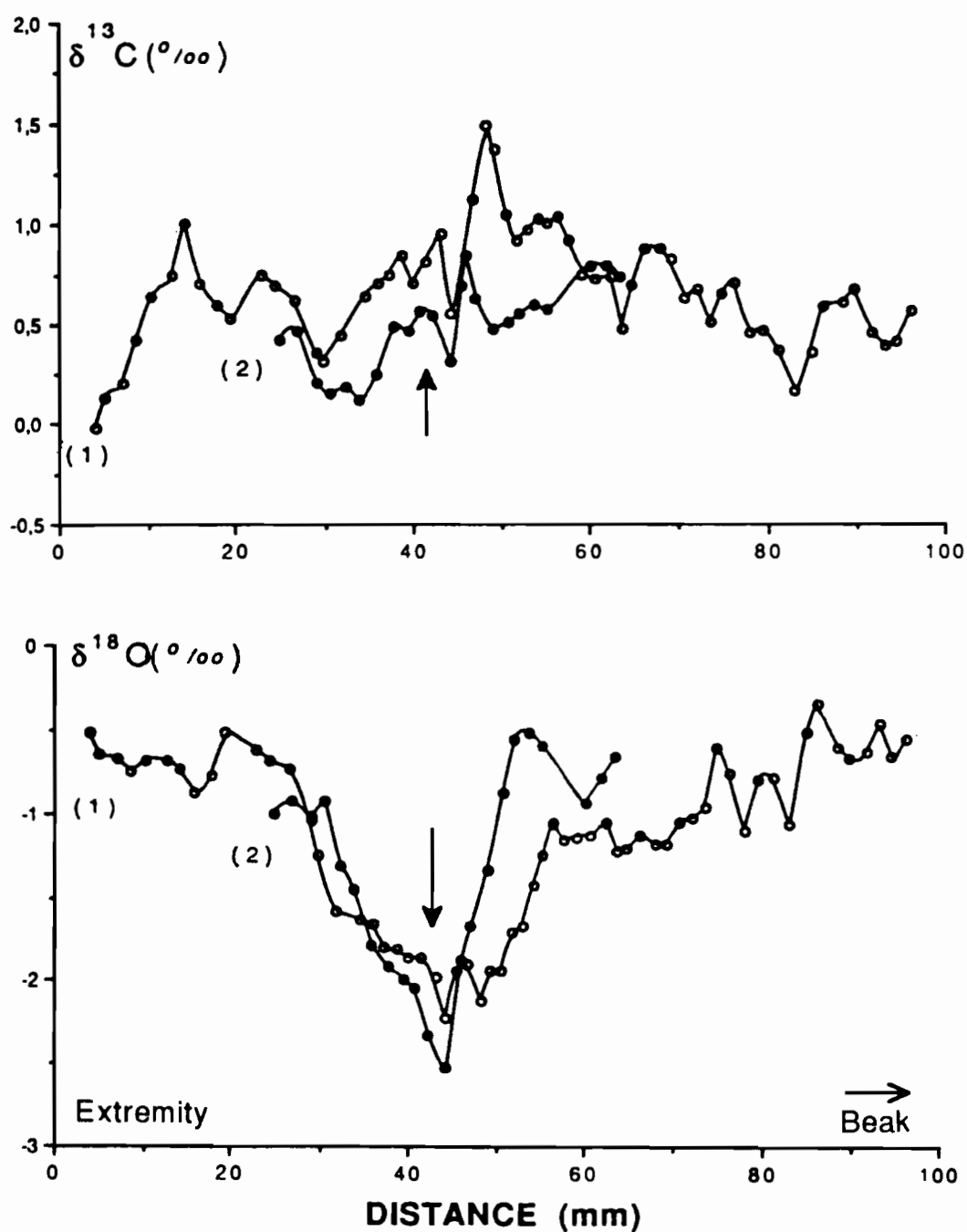


Figure 1 Isotopic profiles ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) on two modern specimens of *Trachycardium procerum*. The arrow indicates the growth disturbance as observed on the surface shell.

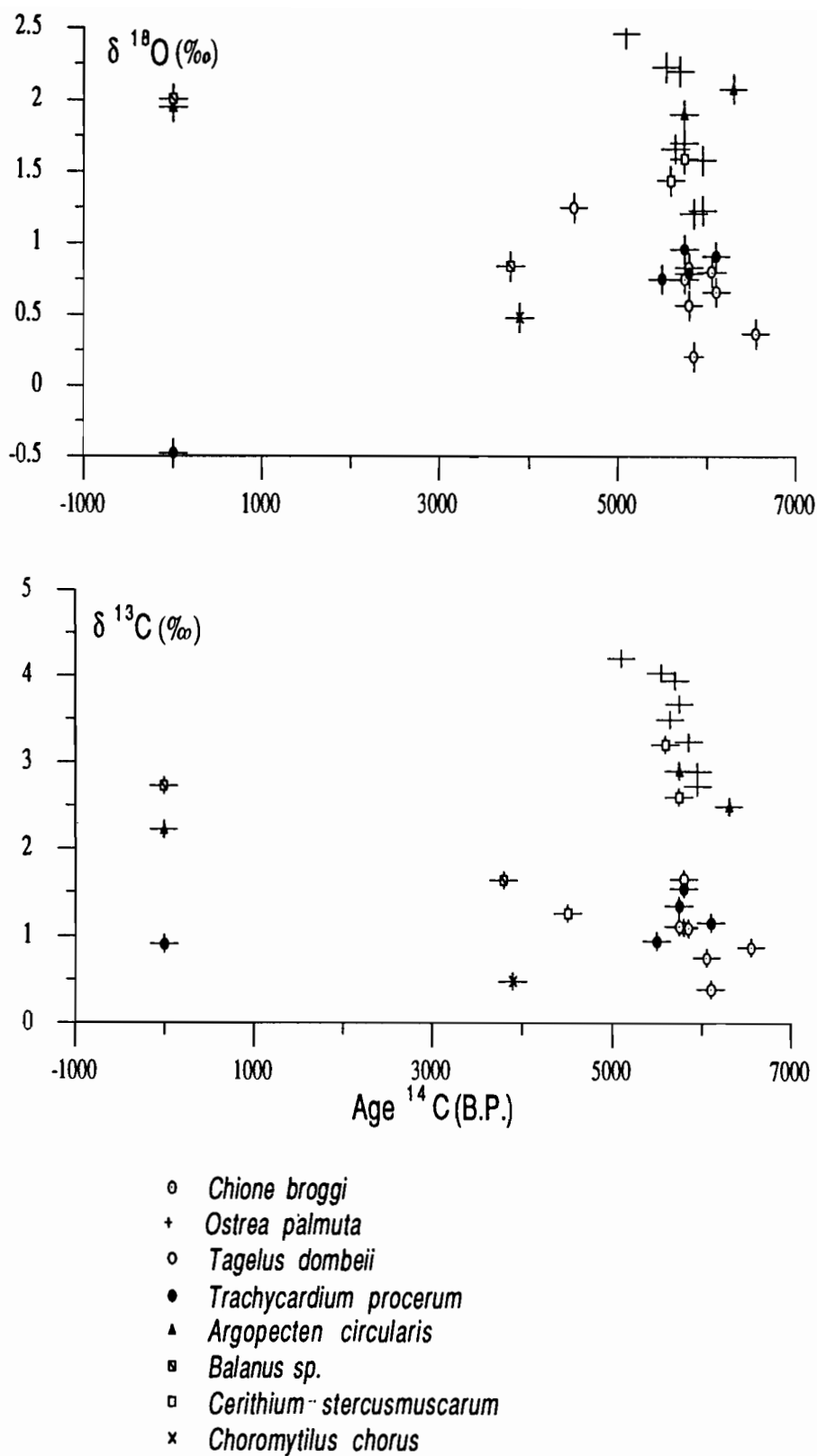


Figure 2. Isotopic composition of carbon ($\delta^{13}\text{C}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) in modern and fossils shells from Santa. *Balanus sp.*, *Argopecten circularis* and *Ostrea palmata* are expressed in aragonite (+1.7 ‰ in $\delta^{13}\text{C}$ et +0.8 ‰ in $\delta^{18}\text{O}$).

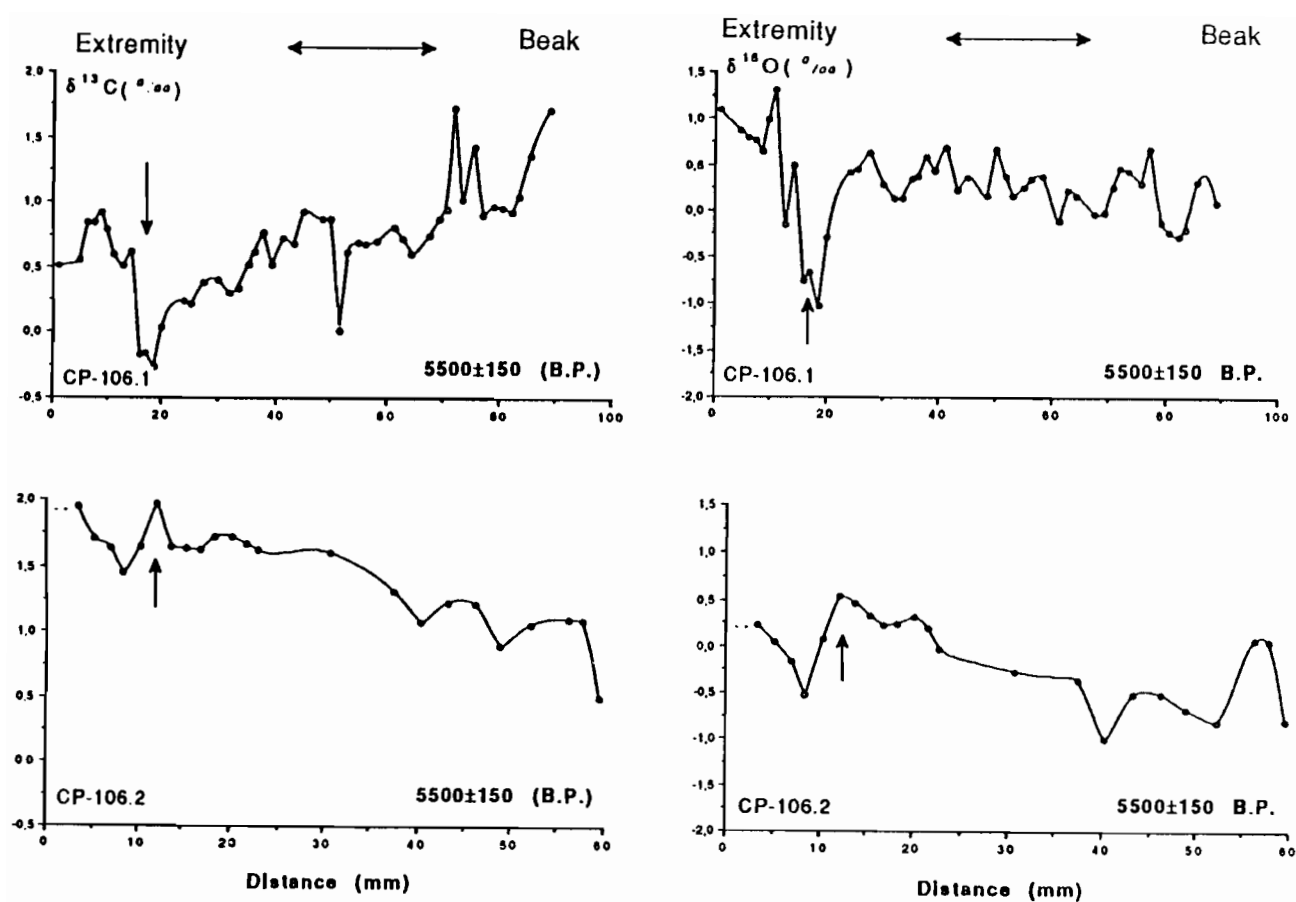


Figure 3. Isotopic profiles ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) on two fossil specimens of *Trachycardium procerum* dated 5500 $\pm$ 150 BP from Santa area. The arrow indicates the growth disturbance as observed on the surface shell.

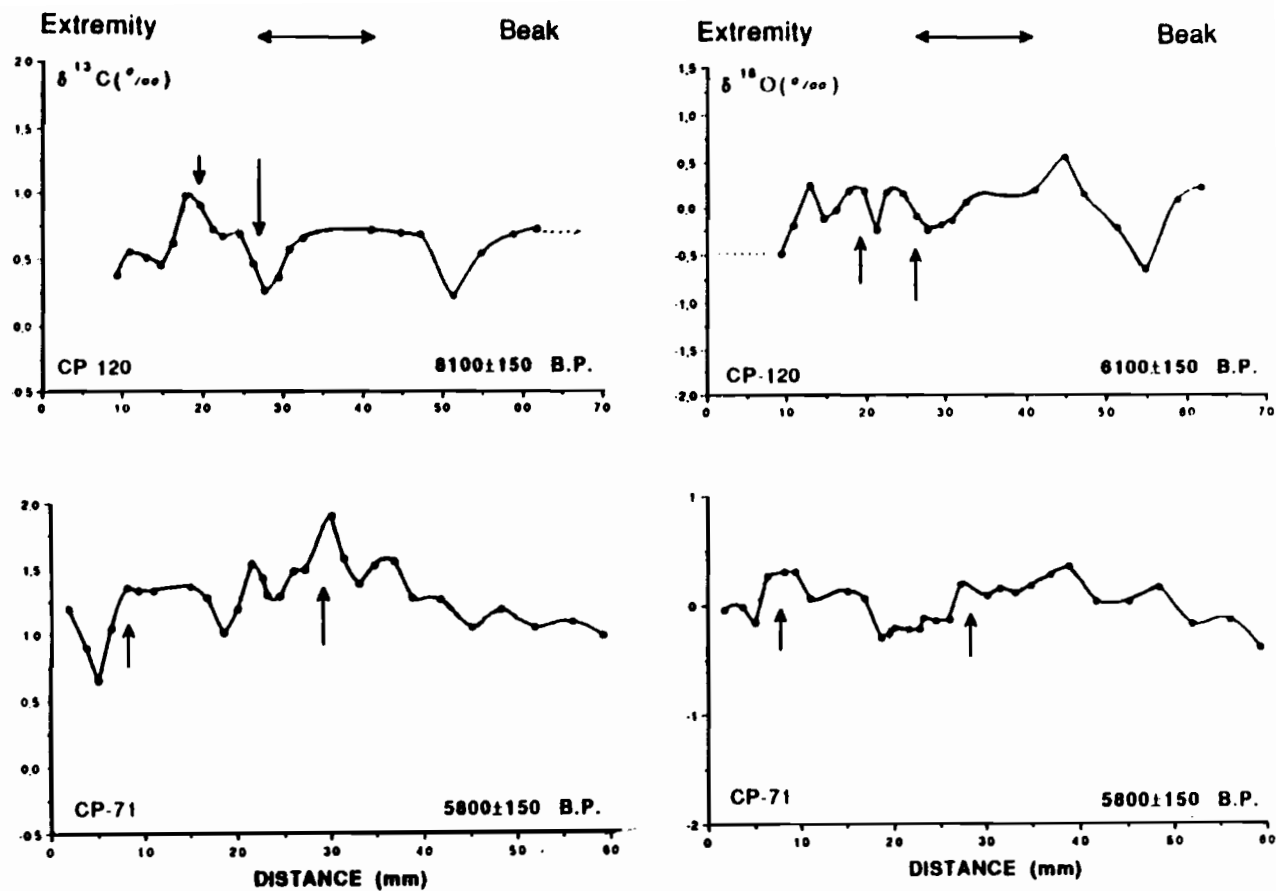


Figure 4. Isotopic profiles ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) on two fossil specimens of *Trachycardium procerum* dated respectively 6100 $\pm$ 150 BP and 5800 $\pm$ 150 BP from Santa area. The arrow indicates the growth disturbance as observed on the surface shell.

CARACTERISTICAS DE LA ATMOSFERA FRENTE AL PERU DURANTE 1990

Luis PIZARRO P.

Instituto del Mar del Perú
Apartado 22 Callao, Perú

El estudio de la influencia de los parámetros meteorológicos sobre los oceanográficos de diferente escala espacio-temporal ha cobrado en los últimos años gran interés, debido a lo cual actualmente se realiza un monitoreo continuo tanto de la atmósfera como de las condiciones oceanográficas de superficie, con el objeto de contar con los elementos necesarios para predecir o realizar seguimientos de la evolución de fenómenos de macroescala como El Niño. Muchos son los trabajos que reportan la relación entre la atmósfera y el océano en la ocurrencia de fenómenos de macroescala (Wyrtki, 1982, Rasmussen and Wallace, 1983 y Philander, 1983). En base a ellos se ha podido establecer los principios que rigen la dinámica tanto de la atmósfera como del océano en el Pacífico ecuatorial.

En este reporte se presenta una sinópsis gráfica de las condiciones meteorológicas y oceanográficas observadas en el año 1990 en base a datos tomados en el Perú durante los cruceros de investigación oceanográfica que ejecutó el BIC F. NANSEN. Además se comparan los resultados con los reportados por el CAC/NOAA y CLIMANALISE/BRASIL con el fin de relacionarlos dentro de un marco global y se discute los aspectos climáticos típicos a la fase inicial de un evento El Niño que estaría gestándose en los meses de enero a marzo y cómo éstos desaparecen en el mes de junio, cuando la atmósfera del Pacífico Tropical adquiere un comportamiento cuasi normal.

Del análisis de las condiciones meteorológicas observadas en superficie, se puede decir que las condiciones atmosféricas en enero de 1990 fueron similares a las del inicio de un evento El Niño con un ligero calentamiento en el Pacífico Ecuatorial el cual fue evolucionando hasta el mes de marzo en donde se apreció, especialmente frente al Perú, un retorno hacia las condiciones normales, observándose además en los meses de mayo a julio, una intensificación del campo de presión atmosférica en superficie y un incremento de los vientos alisios del S.E. en el Pacífico Ecuatorial.

ENSO EN EQUATEUR: INCIDENCE SUR LES PLUIES, LES ECOULEMENTS ET LE MILIEU

Pierre POURRUT

ORSTOM, Casilla 34 - Correo 2 - Antofagasta - CHILE

ENSO in Ecuador: Impacts on rainfall, runoff environment.

Abstract: On the Pacific margins of Ecuador, a statistical analysis of the largest available pluviometric records, about fifty years, defines two main results: 1- ENSO effects are not so negative as one usually comments; 2- the return period of ENSO 82-83 occurrence is over one thousand years and the geomorphodynamic impact acts upon 100 000 km².

ENSO en Ecuador: Impactos sobre lluvias, escurrimiento y medio ambiente

Resumen: En la región litoral del Ecuador, un análisis estadístico de las series pluviométricas disponibles, alrededor de cincuenta años, acarrea dos resultados principales: 1- los efectos de ENSO no son todos tan negativos como se piensa habitualmente; 2- el período de retorno del ENSO 82-83 es mayor de los mil años y su impacto sobre el medio geomorfodinámico abarca más de 100 000 km².

Le climat de l'Equateur est très complexe car ce n'est pas seulement un régime unique riche en variantes mais au contraire une véritable mosaïque de climats liés à des systèmes régionaux et microrégionaux d'une grande diversité. Un autre aspect tout aussi original est la très forte irrégularité des éléments climatiques, en particulier celle concernant les totaux pluviométriques observés en un lieu donné, qui se traduit aussi bien par des pluies anormalement abondantes que par des sécheresses aiguës. Les valeurs moyennes annuelles ne constituent plus un critère d'appréciation suffisant et ce sont donc les événements exceptionnels qui sont déterminants, telles les pluies catastrophiques associées aux phénomènes de "El Niño" qui ont une incidence négative sur l'équilibre fragile de la production nationale équatorienne.

IMPACT PLUVIOMETRIQUE ET HYDROLOGIQUE

Pour souligner le degré d'anormalité des événements pluviométriques consécutifs aux EN, il est nécessaire de faire référence à une chronique de données suffisante, c'est-à-dire d'analyser des séries d'observations continues et de longue durée. Dans cette intention, on a choisi les stations de longue durée de Guayaquil (période 1915-1983), Milagro (1921-1983), Machala (1931-1983) et Portoviejo (cette dernière ayant été retenue pour sa situation exceptionnelle bien qu'elle présente d'importantes et fréquentes lacunes). Contrairement à une étude classique qui chercherait surtout à attribuer une période de retour à chacune des pluviométries (annuelles, mensuelles et journalières) des EN aux quatre stations choisies, on a essayé:

- de mettre en évidence des caractères reproductifs pouvant contribuer à améliorer la prédiction des Niños, tels que l'existence d'une certaine pseudo-cyclicité ou de conditions pluviométriques préalables;

- d'estimer l'influence des EN sur les tendances climatiques observées dans la région côtière;

- de donner, avec d'ailleurs certaines réserves, une évaluation des fréquences des pluies observées à certaines stations de la façade littorale pour l'EN 1982-83. Cela parce que c'est à la fois un événement exceptionnel (figures 1 à 3) et celui pour lequel on dispose de la meilleure information

Le traitement statistique appliqué aux séries, en plus de la quête classique des lois de distribution les mieux adaptées, a donc consisté à rechercher une tendance générale en essayant d'éliminer l'influence des variations accidentelles et l'effet des fluctuations de courte durée (moyennes mobiles, droites de régression). Ce traitement et les graphiques correspondants (figures 4 à 7) permettent de tirer les enseignements suivants :

1 - Les années très pluvieuses ont une distribution pratiquement au hasard.

2 - Quoique le nombre d'événements et la durée des séries soient insuffisants pour tirer des conclusions définitives, on peut observer que sur le littoral les EN sont précédés par une année de faible pluviométrie et que celle-ci se situe sur la phase décroissante des moyennes mobiles.

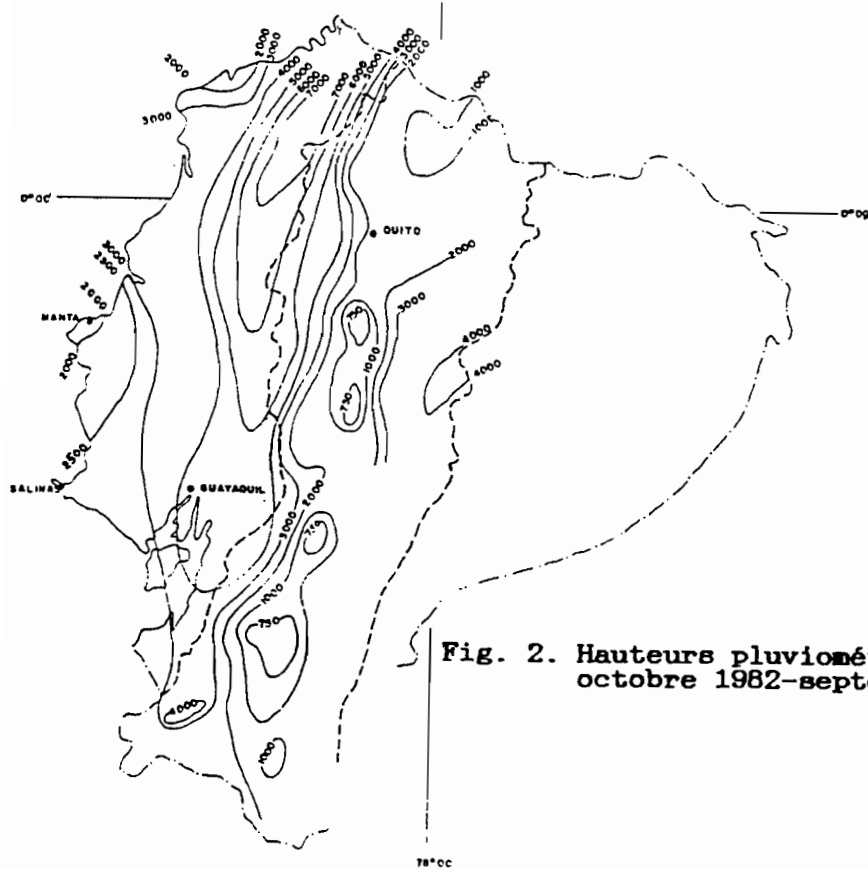
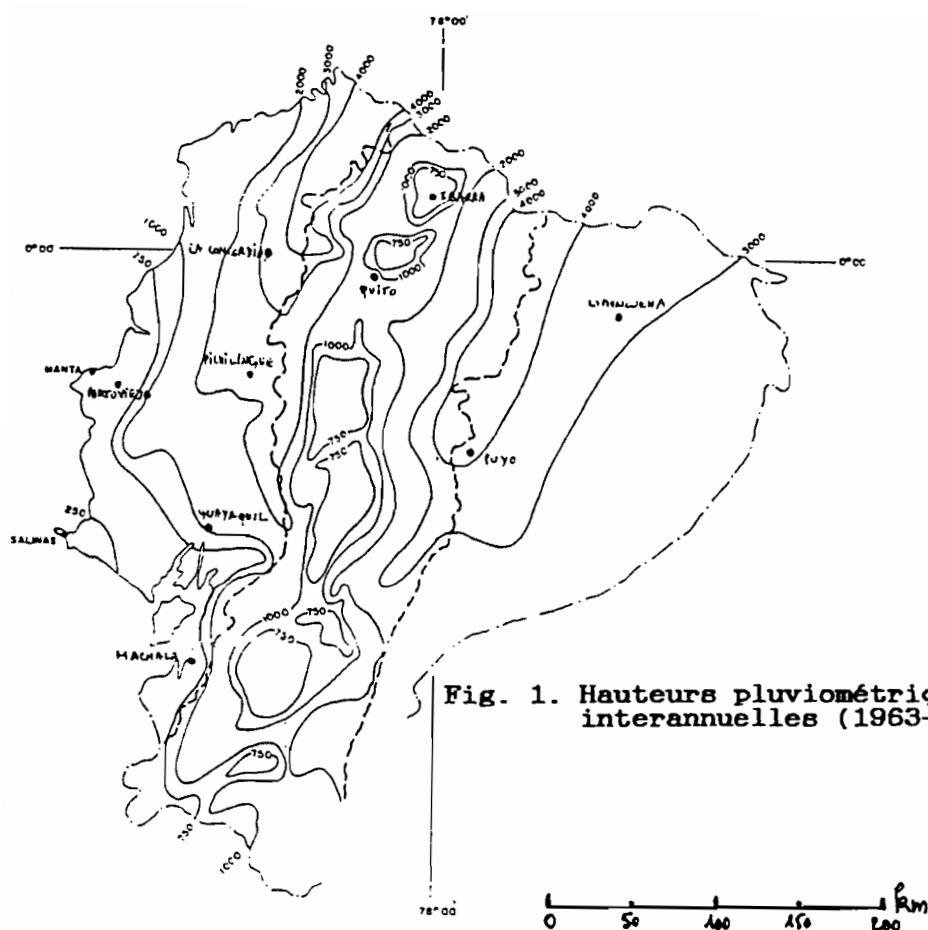
3 - Jusqu'en 1982, les quatre séries observées dans la région côtière mettent en évidence une forte tendance (coefficients de corrélation significatifs dans l'intervalle de confiance à 95 %) à la décroissance des pluies, de l'ordre de 7 mm par an à Machala, Portoviejo et Guayaquil, atteignant même près de 16 mm par an à Milagro :

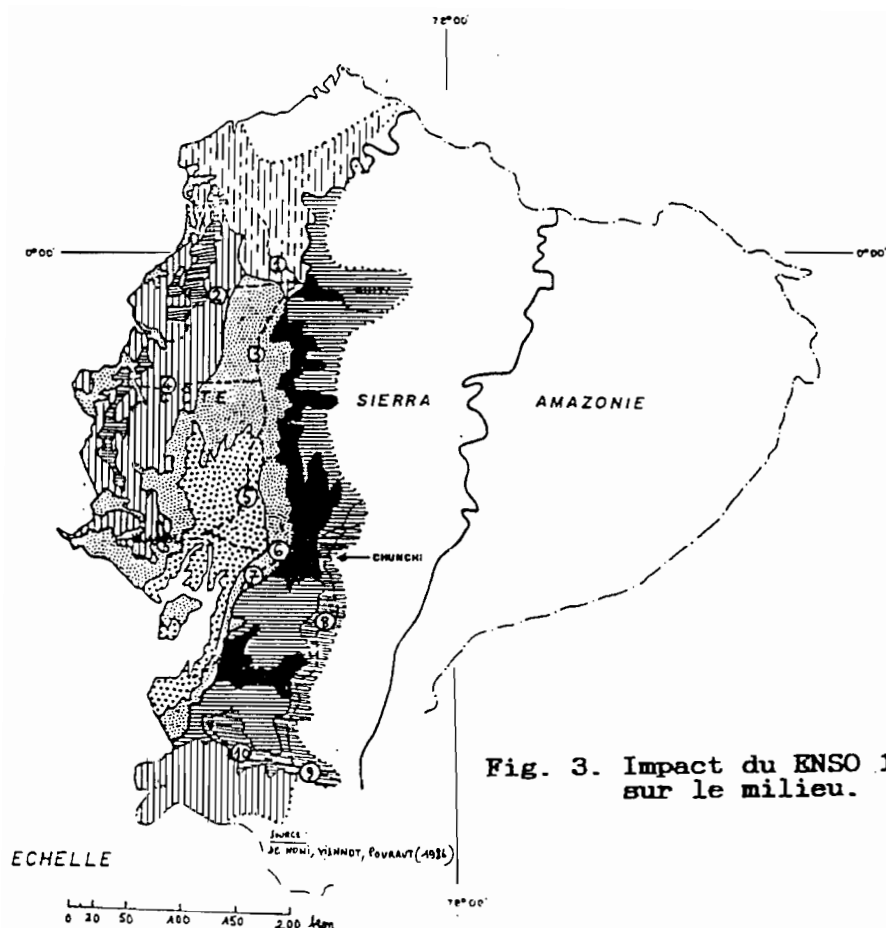
| | | |
|-------------|--------|----------------|
| Machala: | P mm = | 724 - 7,0 t |
| Portoviejo: | P mm = | 710 - 7,7 t |
| Guayaquil: | P mm = | 1 350 - 7,6 t |
| Milagro: | P mm = | 1 948 - 15,8 t |

Pour essayer d'estimer la véritable influence des divers Niños sur le processus mentionné ci-dessus, les séries observées ont été modifiées en remplaçant les valeurs des années affectées par un EN par la valeur de la moyenne arithmétique générale et il a été procédé au calcul des droites de régression correspondantes :

| | | |
|-------------|--------|---------------|
| Machala: | P mm = | 533 - 3,3 t |
| Portoviejo: | P mm = | 609 - 5,5 t |
| Guayaquil: | P mm = | 1194 - 6,7 t |
| Milagro: | P mm = | 1673 - 12,3 t |

L'analyse statistique à laquelle les séries pluviométriques observées ont été soumises, bien qu'elle ne permette pas une véritable prédiction des événements exceptionnels et des totaux pluviométriques futurs, donne cependant quelques précieuses indications. C'est ainsi que dans la région littorale, il semble qu'on ait décelé un nouvel indice:





- Limite des zones côtières et serréniennes affectées par "El Niño" ...
- Inondations Permanentes
- Inondations Fréquentes
- Inondations et mouvements en masse fréquents
- Inondations et mouvements en masse occasionnels
- Mouvements en masse (éboulements, glissements, coulées boueuses) fréquents, localement catastrophiques
- Mouvements en masse occasionnels
- Principales zones de départ (érosion hydrique indifférenciée)

Principaux axes routiers coupés au trafic

- ① Aloag - Santo Domingo - La Concordia
- ② Santo Domingo - Bahia
- ③ Santo Domingo - Quevedo
- ④ Portoviejo - Quevedo
- ⑤ Quevedo - Guayaquil
- ⑥ Guayaquil - Pallatanga
- ⑦ La Troncal - Machala
- ⑧ Tiran - Cuenca - Loja
- ⑨ Loja - Zamora
- ⑩ Loja - La Toma - Saracay - Piñas

- Limite entre les 3 régions naturelles de l'Equateur

TENDANCE CLIMATIQUE Décroissance des pluviométries

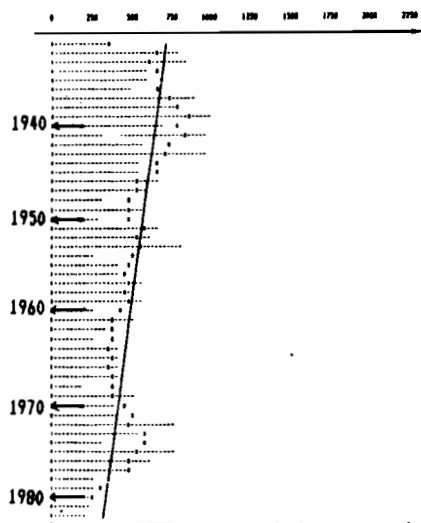


Fig 5 : PORTOVIEJO

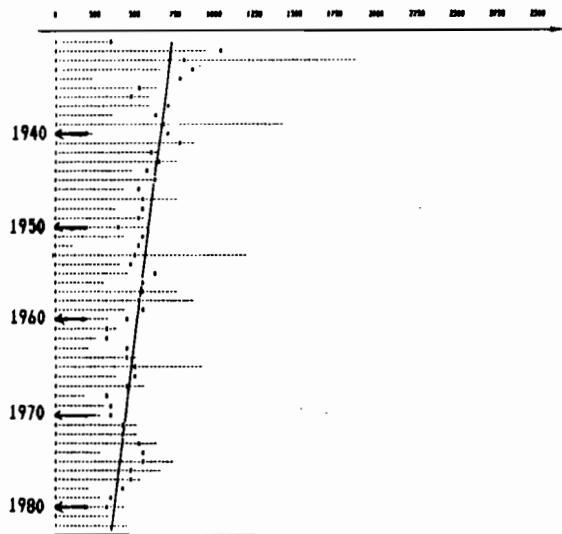


Fig 4 : MACHALA

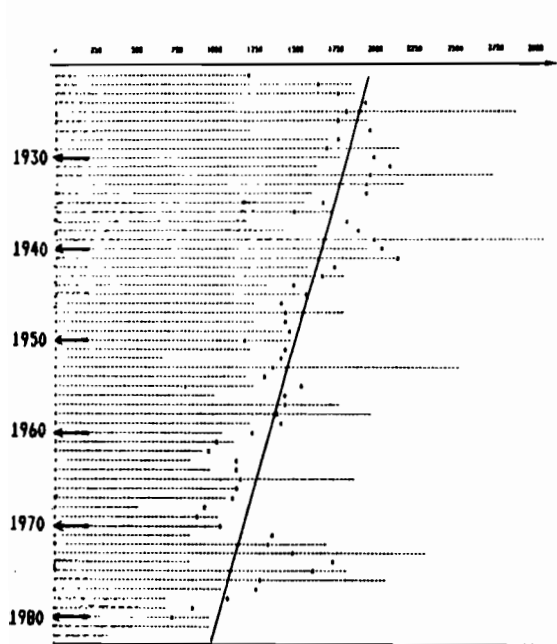


Fig 7 : MILAGRO

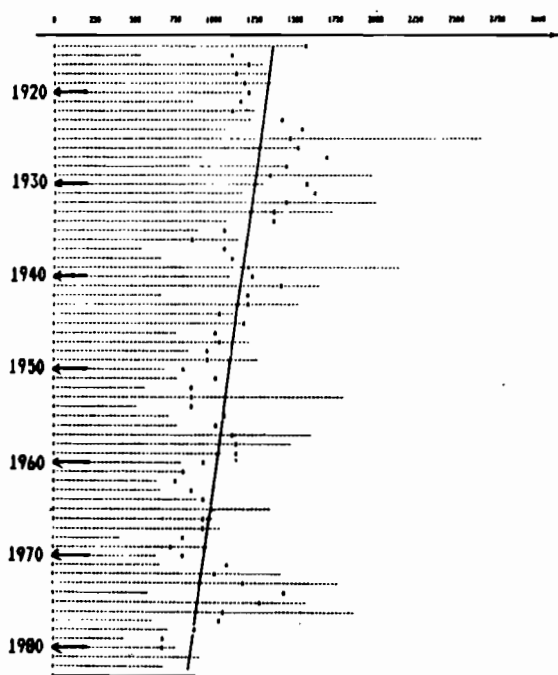


Fig 6 : GUAYAQUIL

l'antériorité d'une année particulièrement sèche lors d'une période à pluviométrie décroissante (seul le EN de 1931 ne répond pas strictement à cette condition même si l'année 1930 est un peu faible). S'ajoutant aux autres indicateurs classiques (variation positive du niveau de l'océan, augmentation significative de la température superficielle des eaux, renforcement prolongé de la force des alizés et anomalies de l'Oscillation Sud), constitue sans doute un élément de prévision appréciable.

On a aussi pu mettre en évidence la tendance décroissante des pluviométries, ce qui implique deux aspects complémentaires. Le premier est que les valeurs données pour les années sèches de fréquence rare sont légèrement surestimées puisqu'elles ont été calculées avec l'ensemble de la série. Le second est que, si on élimine les Niños, les pentes des droites de régression sont plus faibles mais la tendance à la baisse persiste et un simple calcul montre que les totaux annuels seraient encore plus déficitaires: rendons aux Niños ce qui leur appartient... ils ont au moins cet aspect bénéfique.

CAS D'EL NIÑO 1982-83

Sur le littoral équatorien, les signes avant-coureurs d'un EN ont été perçus dès octobre 1982. Le réchauffement précoce des eaux de l'océan, suivi d'une augmentation appréciable des températures de l'air (de l'ordre de 30 C), a contribué à augmenter l'instabilité de la basse atmosphère et des pluies prématurées ont eu lieu au cours de la seconde quinzaine du mois.

Bien que son intensité ait été inégale suivant les endroits, l'influence de EN s'étale sur une année entière, d'octobre 1982 à septembre 1983. La comparaison entre les précipitations interannuelles et celles qu'il a provoquées (fig. 1 et 2) démontre parfaitement la forte variabilité pluviométrique de la région côtière. On remarquera que l'impact de EN est particulièrement important sur la frange littorale, jusqu'à une latitude de 0°30'N, ainsi que sur les contreforts de la Cordillère Occidentale. Dans cette zone, les pluviométries annuelles, mensuelles et journalières observées à certains postes de relative longue durée peuvent être considérées comme véritablement exceptionnelles même si, comme le souligne F. MONIOD, "... attention sur les considérations statistiques des phénomènes hydropluviométriques consécutifs à El Niño: la réalité des fréquences ou temps de retour annoncés est très discutable, car le fait observé n'est peut-être pas le paroxysme d'une situation latente dont le "germe" serait contenu dans l'échantillon de référence, mais la manifestation accidentelle, quoiqu'assez courante, d'une autre situation ignorée dans l'échantillon de référence: auquel cas les extrapolations par Galton, Pearson ou autre de la distribution de l'échantillon n'ont aucune raison de refléter la fréquence de l'accident." On retrouve là le problème déjà signalé des distributions plurimodales; en réalité, l'ajustement devrait être une combinaison de deux composantes pour prendre en compte l'existence de deux processus. L'estimation des fréquences ci-après n'est donc fournie qu'à titre indicatif.

GUAYAQUIL (67 ans), moyenne interannuelle : 1 100,9 mm - médiane : 1 015 mm ;
- **Niño 1982-83** : 4 600,4 mm (deuxième valeur observée : 2619,3 mm en 1925), ce qui correspondrait à une période de retour supérieure à plusieurs milliers d'années si on admet une distribution unimodale ;
. 6 mois ont une période de retour supérieure à 100 ans ;
. 12 pluies journalières ont une fréquence annuelle, 4 une fréquence décennale et 1 une fréquence centennale ;

. on a enregistré 33,9 mm en 10 minutes, soit une intensité de 203 mm/heure.

SALINAS (27 ans), moyenne interannuelle : 125,5 mm - médiane : 100 mm ;

- **Niño 1982-83** : 2 833,0 mm (deuxième valeur observée : 340,4 mm en 1976), ce qui correspondrait à une période de retour supérieure à plusieurs milliers d'années si on admet une distribution unimodale ;

. 5 mois ont une fréquence plus rare que la fréquence centennale ;

. 33 pluies journalières ont une fréquence annuelle, 8 une fréquence décennale et 2 une fréquence centennale (signalons en particulier une pluie de 223 mm).

MANTA (32 ans), moyenne interannuelle : 225,8 mm - médiane : 170 mm ;

- **Niño 1982-83** : 1.835,1 mm (deuxième valeur observée : 754,2 mm en 1953), ce qui correspondrait à une période de retour supérieure à plusieurs milliers d'années si on admet une distribution unimodale ;

. 7 mois ont une période de retour supérieure à 100 ans ;

. 14 pluies journalières ont une fréquence annuelle et 1 une fréquence centennale (180 mm).

Dans la zone interandine, où la Cordillère Occidentale contribue à réduire sensiblement le rôle des masses d'air océanique, à les distribuer de façon hétérogène et peut même en annuler l'influence, il est très difficile d'établir une relation directe entre le Niño et les pluviométries enregistrées en 1982-83. Dans leur ensemble, elles sont supérieures aux valeurs normales mais l'augmentation est très variable: elle est généralement de l'ordre de 20 à 30% mais elle peut aussi bien être nulle qu'atteindre 400%, la hausse des pluviosités pouvant être très différente entre stations voisines. Par conséquent, il semble que l'influence de EN ne se traduise pas principalement par l'invasion de masses d'air humide mais plutôt par l'accroissement d'une activité convective qui répond à des conditions strictement locales et assez aléatoires. A Quito on a observé 219 jours de pluie (soit 33 jours de plus que le nombre annuel moyen) totalisant 1 780 mm (au lieu de 1 204 mm) dont 1 678 mm ont été enregistrés d'octobre à mai; la fréquence de l'évènement est d'ordre centennal. En revanche, on doit remarquer que le phénomène n'a eu aucune influence sur les hauteurs pluviométriques journalières (quoique la quantité des fortes pluies soit plus importante que de coutume, ce qui est illustré par le fait que le total annuel augmente de 48 % alors que le nombre annuel de jours pluvieux ne croît que de 17 %) et sur les intensités qui sont proches des valeurs médianes.

Quant à l'impact exact des EN sur la pluviométrie des Iles Galapagos, on peut affirmer qu'ils biaisent sensiblement l'estimation des pluviométries mensuelles et annuelles. Celles-ci ne peuvent être caractérisées par les simples moyennes et on a donc essayé d'ajuster les principales lois de distribution statistique aux séries pluviométriques (1965-1984) de la station scientifique Charles Darwin (niveau de la mer, île Santa Cruz) et de El Progreso (270 m d'altitude, île San Cristobal). On s'aperçoit que la médiane calculée par la loi de Galton est nettement inférieure à la valeur de la moyenne annuelle et qu'en excluant les années à Niño (opération sans conteste discutable) on améliore considérablement l'ajustement et on abaisse les valeurs des pluviométries de fréquence rare, annuelles ou mensuelles, cette diminution étant nettement plus sensible dans la zone côtière sèche. Pour la période exceptionnelle novembre 1982-octobre 1983, à la station Charles Darwin, la pluie annuelle (3312,7 mm) ainsi que les pluies de décembre 82 (510,0 mm), avril (434,2

mm), mai (659,9 mm) et juin 83 (642,5mm) ont des périodes de retour supérieures à 1000 ans; par contre, à El Progreso, la pluie annuelle (5825,1 mm) et celles de juin (1058,8 mm) et juillet 83 (751,9mm) sont à peine d'ordre centennal. Lors de chaque E.N., on observe aussi des averses journalières très élevées: on peut citer 137,6 mm le 17 décembre 82, 122,9 mm le 9 janvier et 105,1 mm le 29 juin 83, à la station Charles Darwin.

| Iles Galapagos - Pluies annuelles, en mm | | | | | | | | | | | | | |
|--|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|-------|--------|
| Période 1965 - 1984 | | | | | | | | | | | | | |
| Stations | Janv. | Fév. | Mars. | Avril. | Mai. | Juin. | Juil. | Août. | Sept. | Oct. | Nov. | Déc. | Année |
| C. Darwin | 65,0 | 56,5 | 98,8 | 79,3 | 62,9 | 44,4 | 23,8 | 8,9 | 10,9 | 12,1 | 8,6 | 45,7 | 516,9 |
| Progreso | 206,7 | 139,4 | 164,3 | 168,3 | 109,9 | 136,8 | 139,5 | 90,0 | 92,7 | 74,5 | 66,7 | 114,0 | 1502,8 |

| Iles Galapagos - Impact des E.N. sur la pluviométrie, en mm | | | | | | | |
|---|--------------|---------|------------------------------|--------------|---------|---------------|---------------|
| STATION | Période | Moyenne | Ajustement par loi de Galton | | | | |
| | | | T=50 ans hum | T=10 ans hum | médiane | T=10 ans secs | T=10 ans secs |
| Charles | 1965-84 | 517 | 2170 | 1090 | 347 | 110 | 55 |
| DARWIN | Niños exclus | 309 | 610 | 460 | 283 | 175 | 130 |
| El | 1965-84 | 1502 | 4500 | 2765 | 1230 | 550 | 335 |
| PROGRESO | Niños exclus | 980 | 2640 | 1860 | 1040 | 580 | 410 |

Quant aux écoulements, on prendra l'exemple de ce qui a été observé dans la zone comprenant la péninsule de Santa Elena, l'île Puna et la frange côtière de la province de El Oro, caractérisée par un régime climatique pluvial tropical aride. La pluviosité y est toujours inférieure à 500 mm, à peine supérieure à 100mm à la pointe de Salinas, ce qui détermine un système fluvial dont l'écoulement est exclusivement temporaire, la plupart des rivières pouvant rester à sec plusieurs années de suite. Seules les très fortes précipitations qui accompagnent les EN provoquent des écoulements. Afin de les quantifier, un bassin versant représentatif de 69,3 km2 a été installé sur le rio Tinto. Après plusieurs années sans écoulement, des précipitations et des ruissellements véritablement exceptionnels ont été observés entre octobre 1982 et septembre 1983. Pour estimer la fréquence de cet évènement, il suffit de se reporter plus haut à l'analyse de la série des observations pluviométriques enregistrées à la station de Salinas, dont les valeurs sont présentées ci-après:

| 1982 | | | 1983 | | | | | | | | | ANNEE |
|------|-----|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|---|---|--------|
| O | N | D | J | F | M | A | M | J | J | A | S | |
| 11.8 | 1.4 | 6.0 | 402.2 | 198.2 | 304.8 | 606.8 | 734.4 | 501.2 | 66.2 | 0 | 0 | |
| | | | | | | | | | | | | 2833.0 |

Rappelons qu'en ajustant les lois de distribution les plus adaptées, Galton pour les pluies annuelles et Pearson III pour les pluies mensuelles, on a obtenu des fréquences extrêmement rares puisque les périodes de retour sont supérieures à plusieurs milliers d'années pour la totalité de la période (une année entière), comprises entre 500 et 1000 ans pour les mois de mai et juin, comprises entre 100 et 250 ans pour les mois de janvier, avril et juillet (si on admet une distribution unimodale) et que 33 averses journalières furent supérieures ou égales à la pluie annuelle antérieurement calculée.

Ces pluies étant exceptionnelles, il en est de même des écoulements qui ont été continus du 2 janvier au 20 octobre 1983. Pour 69 crues, la dernière étant observée le 12 juillet, la lame écoulée a atteint 945 mm, soit un coefficient d'écoulement moyen de 37% (il a été supérieur à 50% en mars et avril). Trois crues ont eu un débit de pointe supérieur à 100 m³/s; le plus fort, 116 m³/s soit 1670 l/s/km², ce qui est remarquablement élevé pour un bassin de cette taille, a été enregistré le 22 février. Les fréquences de ces écoulements ont un ordre de grandeur voisin de celui estimé pour les précipitations à Salinas.

Aux Iles Galapagos, l'impact des EN et toujours fortement ressenti et les averses provoquent bien sûr des dommages considérables aux infrastructures: la très forte pluie du 17 décembre 82, généralisée sur l'ensemble des sites habités, a transformé en torrent la principale avenue de Bellavista (Santa Cruz), inondé 30 % des maisons de Puerto Villamil (Santa Isabela) et dénudé jusqu'au socle volcanique les rues de Puerto Baquerizo Moreno (San Cristobal).

IMPACT SUR LES INFRASTRUCTURES ET LE MILIEU MORPHODYNAMIQUE

La figure 3 illustre l'importance des dégâts et l'ampleur de l'accélération des différents processus géomorphologiques, érosion et mouvements en masse, lors du Niño 1982-83.

Dans la plaine côtière, la route Quevedo-Guayaquil est coupée dès le 9 décembre. A partir du 15, une inondation généralisée portant sur environ 8 000 km² s'installe et la décrue ne commencera qu'à la mi-juin 83 (bien que les pluies n'aient pas encore cessé). Les pertes agricoles sont totales et le réseau d'irrigation est fortement endommagé. Le réseau routier est longuement interrompu et toutes les routes, mêmes celles qui sont restées praticables, devront être entièrement refaites.

Dans la zone située à l'Est de la précédente, sur le piémont et sur la partie montagneuse basse de la Cordillère Occidentale, des inondations catastrophiques ont localement détruit la plupart des ponts. Ailleurs, des phénomènes d'érosion généralisée (ravines d'ordre métrique, éboulements, glissements et coulées de boue) ont entraîné des coupures fréquentes et fortement endommagé le réseau routier.

Dans la région andine, comme il a déjà été signalé, l'impact du Niño est plus sporadique et la distribution des dégâts plus aléatoire que dans la région côtière mais les fortes pentes et la haute densité de la population ont eu des conséquences parfois dramatiques. Le seul glissement de terrain de Chunchi a fait plus de 100 victimes et Quito a été affecté par un grand nombre d'événements parfois catastrophiques, causant plus d'une dizaine de morts. L'érosion, déjà intense en temps normal, a très fortement augmenté et s'est manifestée sous toutes ses formes, la dégradation des sols étant particulièrement importante dans les zones nouvellement défrichées.

CONCLUSION

Un événement tel qu'EN est un phénomène rare contre lequel il est difficile de se prémunir. Devant son impact économique considérable, tout signe précurseur doit être pris au sérieux, même le modeste indicateur de type statistique que la présente note a signalé. Comme le préconise le sage adage, "mieux vaut prévenir que guérir".

BIBLIOGRAPHIE

- P. POURRUT, "Los climas del Ecuador. Fundamentos explicativos" Documentos de Investigación, No. 4, CEDIG-IPGH-ORSTOM, 1983, pp. 8-43.
- P. POURRUT, "Clima ", Atlas del mundo: ECUADOR, Jeune Afrique y Banco Central del Ecuador, 1982, pp. 17-20.
- A. BALDIT, "Les éléments météorologiques du climat ", Traité de climatologie de M. Piery.
- R. ARLERY, H. GRISOLLET et B. GUILMET, "Climatologie - Méthodes et pratiques", Gauthier Villars, 1973.
- Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI), "Anuarios meteorológicos", No. 1 à 22, 1961 à 1982.
- J.F. NOUVELOT, "Normas pluviométricas propuestas para el Ecuador ", PRONAREG-ORSTOM, 1982.
- J.F. NOUVELOT, P. POURRUT, "El Niño - Phénomène océanique et atmosphérique - Importance en 1982-1983 ", Cahiers ORSTOM, Hydrologie, XXI, No. 1, 1984-1985, pp. 39-67.
- K. WYRTKI, "El Niño ", La Recherche, No. 106.
- S.G.H. PHILANDER, "El Niño southern oscillation phenomena"-NOAA/Geophys, fluid dynam. labo, Princeton University.
- P. POURRUT, "Algunas consideraciones acerca de los fenómenos climáticos extremos observados en el Ecuador ", Actas del Coloquio Ecuador 1986, Banco Central del Ecuador, Revista Cultura Vol. VIII, número 24, 1986.
- G. DE NONI, P. POURRUT, M. VIENNOT, "Analyse de l'impact du Niño 1982-83 sur le milieu morphodynamique instable de l'Equateur", Colloque Climat et risques naturels, Paris, 5 et 6 juin 1986.

DENDROCHRONOLOGICAL AND HISTORICAL EVIDENCES OF CLIMATIC ANOMALIES RELATED TO ENSO IN SOUTH SOUTH AMERICA DURING THE XVIII AND XIX CENTURIES

María del Rosario PRIETO & José A. BONINSEGNA

Centro Regional de Investigaciones Científicas y Técnicas
CC 330, 5500 Mendoza - Argentina

Dendrochronological and historical climatic reconstruction from 1600 AD to present in the Andes area (South Peru, Bolivia, North and Central Chile and Northwestern Argentina), Rio de la Plata Basin (South of Brazil, Eastern Bolivia, Paraguay and Northeast of Argentina) and the Patagonia-Tierra del Fuego region (South of Chile, Tierra del Fuego and Argentina Patagonia) were used together with economic, crops yields and environmental data in order to search and deduce the occurrence of ENSO related phenomena.

We analyzed the impact of the last years recorded ENSO phenomena in the area -dough, flood, big rains, etc.- for each region. Then, we analyzed the historical series of ENSO years according to Quinn, Hamilton and Garcia and we investigate the climatic anomalies that appears in these years on the historical sources and in the dendrochronological reconstructions. It is concluded that part of the anomalies seem associated in some way with the ENSO phenomena during the XVIII and XIX centuries. Similar events that happens in years, not signaled as ENSO years, probably because the lack of data, could be used to concentrate the search of other sources of information.

THE LARGE-SCALE ENSO EVENT, THE EL NIÑO AND OTHER IMPORTANT REGIONAL FEATURES

William H. QUINN

College of Oceanography
Oregon State University
Corvallis, OR 97331-5503, USA

Information has been and is continuing to be gathered, coordinated and improved in this activity. However, the rather tenuous year-to-year data on the Southern Oscillation (SO)-related climatic changes are primarily limited to the period AD 622 to the present. The recurring large-scale ocean-atmosphere fluctuation, the El Niño/Southern Oscillation (ENSO), which is noted over the lower latitudes from East Africa eastward to the Americas manifests itself roughly as a "see-saw" in ocean-atmosphere conditions between the area in and surrounding the Tropical Indian Ocean and the area in and surrounding most of the Tropical Pacific Ocean. The ENSO relates to a low index phase of the SO and is associated on the west side of the "see-saw" with an eastern and northern Australian drought, an east monsoon drought over Indonesia, deficient summer monsoon rainfall over India, and deficient summer monsoon rainfall over the highlands of Ethiopia (resulting in a weak contribution to the Nile River system). In contrast, on the east side of the "see-saw" it relates to an El Niño, anomalously high sea surface temperatures (SSTs) and above normal rainfall over the central and eastern equatorial Pacific, and anomalously heavy subtropical Chilean rainfall. The high index (anti-ENSO phase) of the SO relates on the west side of the "see-saw" to anomalously heavy rainfall over eastern and northern Australia, anomalously heavy east monsoon rainfall over Indonesia, above normal summer monsoon rainfall over India, and an abnormally large supply of water entering the Nile River system as a result of abnormally heavy summer monsoon rainfall over the highlands of Ethiopia. In contrast, on the east side of the "see-saw" it relates to cool anti-El Niño conditions over the northwestern South American coastal region with its cool upwelling waters, an equatorial Pacific dry zone extending far to the west as a result of the underlying cool upwelling sea water caused by strong easterly winds, and anomalously low subtropical Chilean rainfall. Although each individual large-scale ENSO and anti-ENSO phase pattern will display its own unique characteristics, the above-stated generalities will frequently occur, particularly when the events are in the strong and very strong intensity categories.

At times the initial onset of these large-scale developments can be noted earlier on the western side of the "see-saw" than they can on the eastern side. There is no better example of this than the very strong 1982-83 ENSO development.

An ultimate goal of all research on the large-scale ENSO, the EL Niño, and other associated regional climatic features is to eventually develop the capability to provide reasonably reliable long-range outlooks as to the time of onset, areal extent, duration, and intensity of these recurring SO related ocean-atmosphere climatic fluctuations. Here some of the background information, data, and records obtained over the historical past are presented and discussed.

LA TEMPERATURA DEL MAR EN PUERTO CHICAMA Y EL IOS 1925-1991

Juan QUISPE A.

Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina
Apartado 80 Callao - Perú

En Diciembre de 1991 la anomalía positiva de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) en Chicama ($7^{\circ}42'S-79^{\circ}27'W$) se incrementó significativamente, así mismo el Índice de Oscilación del Sur (IOS) durante los meses de 1990 ha tenido un juego de altibajos y en 1991 el predominio de valores negativos e indicativo de evento cálido ha mantenido a la comunidad científica en expectativa y también confusa ya que mientras en el Pacífico las condiciones eran propias de un evento cálido, únicamente las estaciones costeras del Perú reportaban lo contrario.

En Chicama las anomalías de temperatura se han presentado en grupos de años y algunas veces en un sólo año, es motivo del presente trabajo caracterizar eventos cálidos o fríos y compararlos con los IOS.

INTRODUCCION

Las mediciones de TSM realizada en el puerto de Chicama (actualmente Puerto Malabrigo en virtud a un reconocimiento de su denominación original) es la serie mas larga y confiable del país.

Aún cuando los valores de TSM reflejan condiciones locales y no de toda la costa, sin embargo comparaciones realizadas dieron un valor reducido en alguna oportunidad de $-0.5^{\circ}C$ en el puerto con respecto al mar abierto adyacente pero guardando cierto paralelismo en las variaciones térmicas.

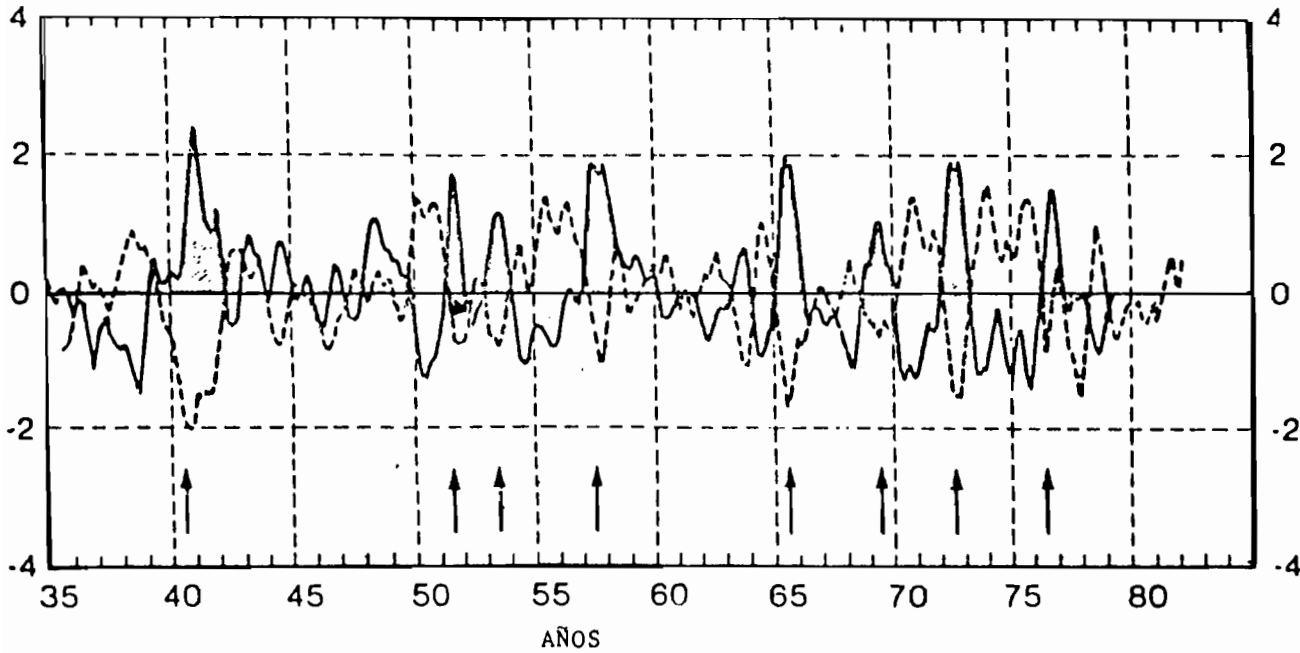
En el origen de las anomalías térmicas positivas se debe distinguir a la incursión de aguas calidas del norte provenientes de la región ecuatorial comprobado por la elevación de la temperatura en Cabo Blanco, Talara y eventualmente Chicama, de la irrupción de aguas oceánicas desde el oeste o noroeste denominadas "transgresiones" perceptibles principalmente en la Isla Lobos, Chicama y en menor grado en Cabo Blanco como ocurrió en 1929-30, (Schweigger) también ocurre que casi simultaneamente en todo el Pacífico oriental puede presentarse del mismo modo anomalías negativas como en el año frío de 1954 (Rodewald).

MATERIAL Y METODOS

En el presente trabajo se ha utilizado la información de TSM del puerto de Chicama de 66 años contínuos (1925 - 1991) y el IOS del Centro de Análisis Climático (DCC-USA) para el mismo período.

Las mediciones de TSM en Chicama se iniciaron en Diciembre de 1924 por la empresa privada Gildemeister, realizándose dos mediciones diarias a las 08 y 16 horas hasta 1969, actualmente la serie continúa con tres mediciones diarias a las 07, 13 y 18 horas administrado por la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina (DHNM).

Fig. 1
TSM en Chicama (—) VS IOS (---)



Respecto a los datos de Chicama debe admitirse la posibilidad de que reflejan condiciones locales. Una comparación realizada en el puerto y en mar abierto revela que las temperaturas en puerto Chicama aunque reducidas en 0.5°C aproximadamente siguen fielmente las variaciones en mar abierto. Un análisis de los datos concluye que las temperaturas para los meses de Octubre a Diciembre son afectadas por condiciones meteorológicas especiales, es así como RhieI obvia las variaciones climáticas del año y obtiene promedios de Mayo a Agosto siendo el coeficiente de correlación de 0.80 y la desviación standard 0.5°C

Las temperaturas se expresan en promedios simples y con información completa calculandose valores mensuales y multianuales. La media normal multianual es 17.1°C (Fig.2c). Respecto al IOS se presentan los valores del Centro de Análisis Climático (DCC-USA) que consigna el tratamiento dado por la diferencia de presión atmosférica entre Tahiti y Darwin.

RESULTADOS

Variaciones térmicas superficiales del mar.

Del análisis de los gráficos y cuadro que se presentan y antecedido por las referencias, sabemos que luego del año frío de 1924 (Lavalle 1929), en 1925 se produjo en la Corriente Peruana la mayor anomalía térmica después de 1891.

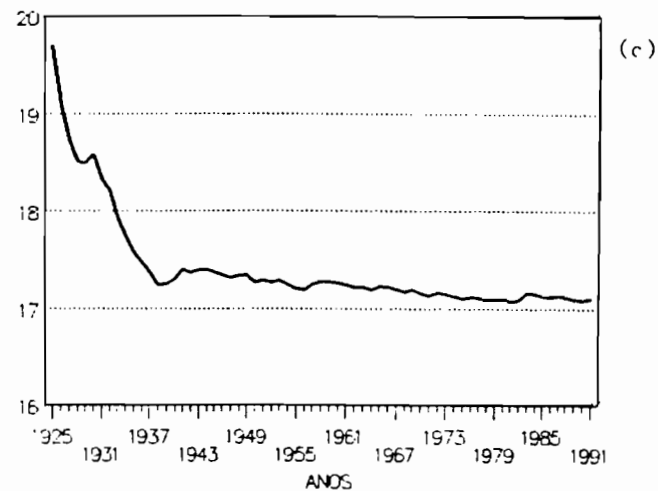
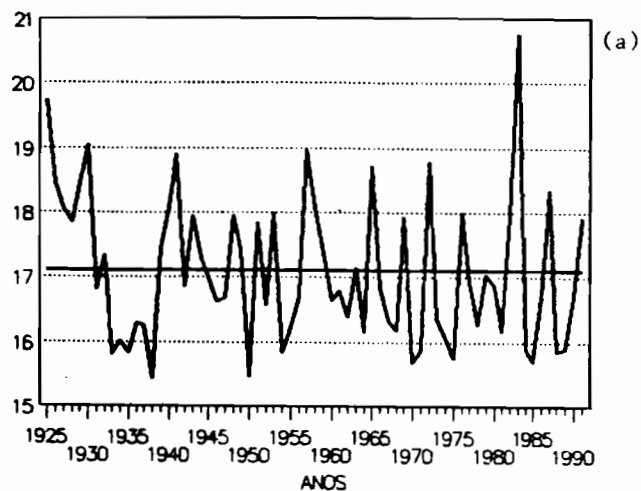
Como se dijo anteriormente las anomalías suelen ocurrir en grupos de años y algunas veces en un sólo año. En el Fig.2a,b puede apreciarse el grupo de 6 años calidos 1925-1930 y después de una transición de 2 años otro grupo también de 6 años fríos 1933-

PUERTO CHICAMA

Fig. 2

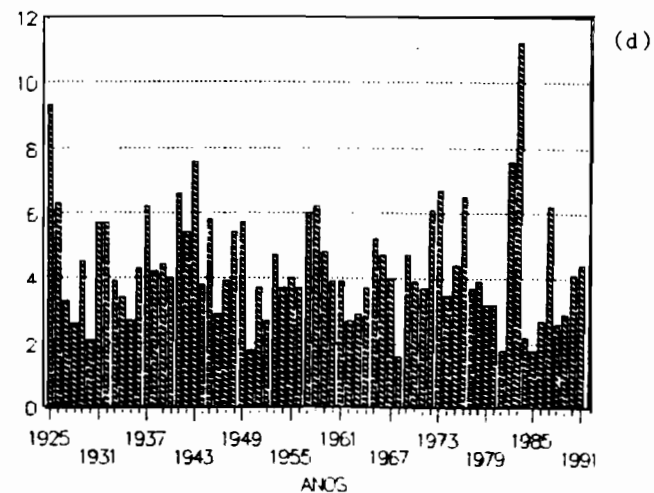
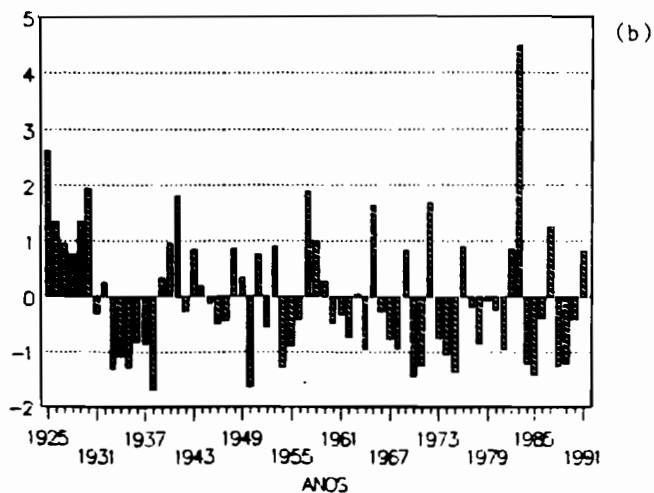
TEMPERATURA DEL MAR (oC)

MEDIA ANUAL ACUMULADA 1925-91



DESVIACIONES ANUALES 1925-91

RANGO ANUAL 1925-91



1938 que recuerda la conocida frecuencia de los 7 años. A partir de la década del 50 es notorio el grupo de 3 años fríos, los más recientes 1973-1975, 1984-1986 y 1988-1990, todos ellos previos a eventos cálidos de magnitudes diferentes, pero tengamos presente para más adelante que 1991 acaba de terminar con anomalía positiva.(Fig.2a,b)

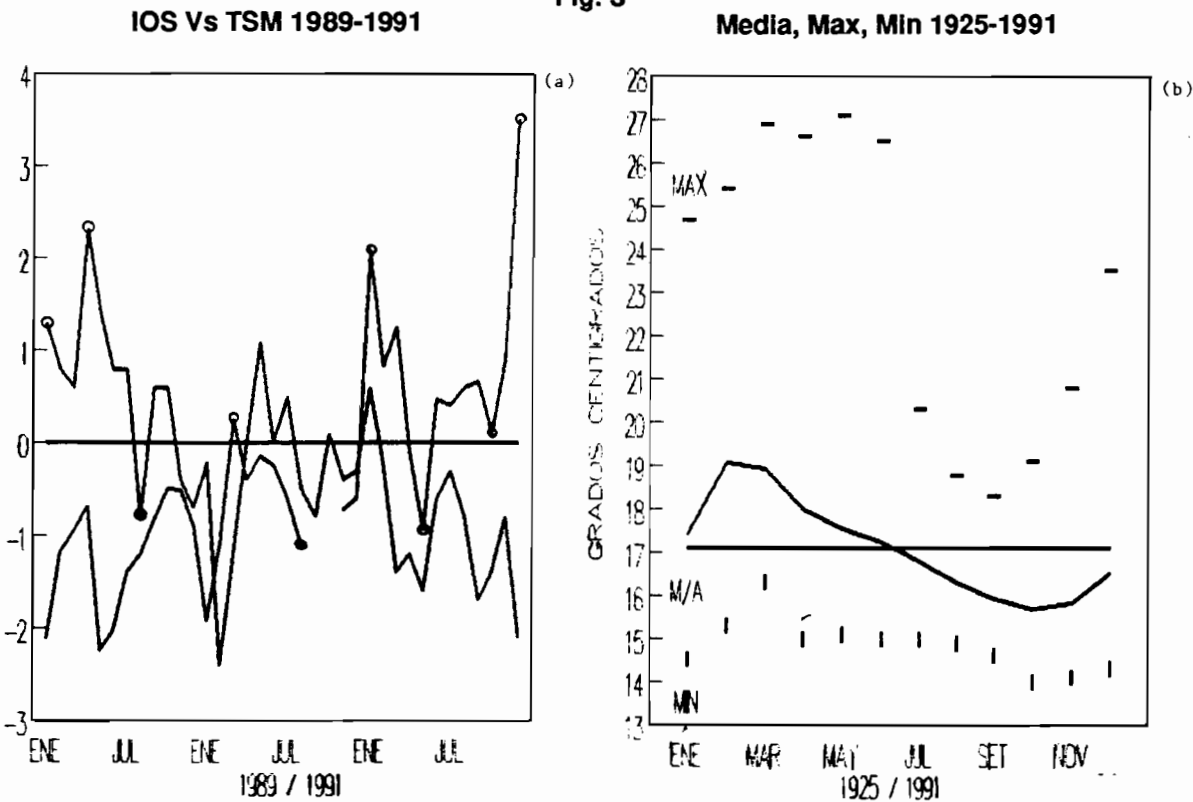
Es interesante además notar y discernir sobre la persistencia del evento y sus repercusiones afines como puede verse en el cuadro de desviaciones standard (DST) donde se aprecia que durante el evento de 1925-1926 fueron 14 los meses continuos de permanencia de la anomalía sobre 1 DST y particularmente los meses de Diciembre, Enero y Marzo con mas de 2 DST.(cuadro No.1)

Del mismo modo el magno evento de 1982-1983 tuvo una persistencia de 13 meses pero una extrema magnitud de hasta 5 DST en Mayo de 1983; en 1987 la persistencia fue sólo de 3 meses durante el verano. Acaso actualmente en Enero de 1992 tendríamos ya 2 meses de persistencia?

En la serie se presenta los eventos cálidos sin distinguir su procedencia. Con referencia a la invasión de la contracorriente ecuatorial en 1953 dice Berlage que se presentó con fecha muy atrasada y en poca intensidad pero Schweiggwer refuta esta apreciación.

A veces al destacar la elevación de la TSM, dejamos de lado el fenómeno opuesto del enfriamiento, afortunadamente no hace mucho en 1988 y 1989 tuvimos 4 y 5 meses respectivamente de persistencia fría por más de 1 DST, al respecto en el gráfico de máximos y mínimos mensuales históricos se denota lo voluble de lo cálido y lo conservativo de lo opuesto (Fig.3a) y en la parte inferior de la Fig.2 el rango anual de los años 1925 a 1991 donde el máximo valor de 11.2 °C fue en 1983.(Fig.2d)

Fig. 3



Cuadro 1
Número de desviaciones standard mensuales y anuales

| ANO | ENE | FEB | MAR | ABR | MAY | JUN | JUL | AGO | SET | OCT | NOV | DIC | ANUAL |
|------|-----|-----|-----|------|-------|-------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-------|
| 1925 | | + | +++ | + | + | + | + | + | + | + | + | ++ | + |
| 1926 | ++ | + | ++ | | | | | + | + | + | | | |
| 1927 | | | | | | | | + | + | + | | | |
| 1928 | | | | | | | | + | + | + | | | |
| 1929 | | + | | | | | + | + | + | + | + | | |
| 1930 | | | | + | | | + | + | + | + | ++ | ++ | + |
| 1931 | + | | | | | | | | | | | | |
| 1932 | | | | | + | | | | | | | | |
| 1933 | | | | | | | | | - | - | - | - | |
| 1934 | - | | | | | | | - | - | - | - | - | |
| 1935 | - | - | | | | | | - | - | - | - | - | |
| 1936 | | | | | | | - | - | - | - | - | - | |
| 1937 | - | | | - | | | | | | - | - | - | |
| 1938 | | | | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 1939 | | | | | | | | | | - | - | - | |
| 1940 | | | | | | | | | | + | + | + | |
| 1941 | + | + | ++ | + | + | | | | | | + | | + |
| 1942 | + | | | | | | | | | | | | |
| 1943 | + | ++ | | | | | + | | | | | | |
| 1944 | | | | | | | | + | | | | | |
| 1945 | | + | | | | | + | | | | | | |
| 1946 | | | | | | | | | | | | | |
| 1947 | | | | | | | | | | | | | |
| 1948 | | + | | + | | | + | | + | | | | |
| 1949 | | + | | | | | | | | | | | |
| 1950 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | | | | - |
| 1951 | | | | | + | + | + | + | + | + | | | |
| 1952 | | | | | | | | | | | | | |
| 1953 | | | + | + | | | | + | + | | | | |
| 1954 | | | | | | - | - | - | | - | - | | |
| 1955 | | | | | | | | | | | | | |
| 1956 | - | | | | | | | | | | | | |
| 1957 | | + | | + | ++ | + | + | | + | + | | + | + |
| 1958 | + | + | + | | | | | | | | | | |
| 1959 | | | | | | | | | | | | | |
| 1960 | | | | | | | | | | - | | | |
| 1961 | | | | | | | | | | | | | |
| 1962 | | | - | - | | | | | | | | | |
| 1963 | | | | | | | | | | | | | |
| 1964 | | | | - | - | | | | | | | | |
| 1965 | | | | + | + | + | + | + | | | | + | + |
| 1966 | + | | | | | | | | | | | | |
| 1967 | | | | | | | | | | | | - | |
| 1968 | | - | - | - | - | - | | | | | | | |
| 1969 | | | | + | + | + | | | | | | | |
| 1970 | | | | - | - | - | - | - | | | | - | |
| 1971 | - | - | - | | | | | | | | | | |
| 1972 | | | | + | + | + | + | + | + | | | ++ | + |
| 1973 | ++ | | | | - | - | - | - | - | - | - | | |
| 1974 | | | | | | | | | - | - | - | - | |
| 1975 | - | - | | | | | - | - | - | - | - | - | |
| 1976 | - | + | | | | + | + | + | + | | | + | |
| 1977 | | | | | | | | | | | | | |
| 1978 | | | | | | | | - | - | - | | | |
| 1979 | | | | | | | | | | | | | |
| 1980 | | | | | | | | | | | | | |
| 1981 | | - | | | | | | | | | | | |
| 1982 | | | | | | | | | | + | +++ | +++ | |
| 1983 | +++ | +++ | +++ | ++++ | +++++ | +++++ | ++ | + | + | + | | | +++ |
| 1984 | | - | - | | | | | | | | | | |
| 1985 | | - | | - | - | - | | | | | | | |
| 1986 | | | - | | | | | | | | | | |
| 1987 | | + | + | + | | | | | | | + | | |
| 1988 | | | | | | - | - | - | - | | | | |
| 1989 | | | | | - | - | - | - | - | | | | |
| 1990 | + | | | | | | | | | | | + | |
| 1991 | | | | | | | | | | | | | |

La oscilación del sur.

El meteorólogo sueco Hildebrandson y posteriormente Berlage y De Boer son los pioneros en el tratamiento del IOS, entendiéndose entonces brevemente que la Oscilación del Sur consiste en una estrecha relación entre el área de alta presión barométrica con el área de baja presión en este caso Tahiti y Darwin, si decrece la baja aumenta la otra y viceversa.

Se ha establecido una conexión entre el IOS y "El Niño" sin embargo esto no ocurre rígidamente, pero se utiliza como un índice cuantitativo así como se utiliza la anomalía de TSM en Chicama. Debe admitirse que hay mucho por reflexionar y urge comprender el complicado comportamiento dentro del sistema de corrientes del Perú.

En otro aspecto Schott demostró que en 1891 y 1925 el área de baja presión situado normalmente a la altura de Guayaquil se había desplazado probablemente por 4 grados de latitud hacia el sur.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Berlage. The southern oscillation.

Enfield D. Historical and Prehistorical overview of El Niño/Southern Oscillation.

Quinn. El Niño occurrences over the past four and a half centuries. Oregon State University.

Schott. La Corriente del Perú. Boletín Soc. Geog. de Lima

Schweigger. Las variaciones periódicas de la temperatura del mar y sus ciclos en el norte del litoral peruano. Boletín Comp. Adm. del Guano vol 1 Num. 2 - 1954

Wyrtki. Corrientes superficiales del Pacífico Oriental. Inter Am. Trop. Tuna Com. vol.9 Num.5 Calif. 1965

Zuta y Guillen. Oceanografía de las aguas costeras del Perú. Bol. Inst. del Mar del Perú.

THE HOLOCENE BEACH RIDGES OF THE PIURA RIVER AND EL NIÑO

James B. RICHARDSON III

Carnegie Museum of Natural History
5800 Baum Blvd., Pittsburg, PA 15206-3706, USA

and

Jorge TAPIA

University of Pittsburg
USA

In 1990 and 1991 a brief survey of the Piura beach ridges was conducted. The nine ridges are composed of two main sets and date from 4,000 before present to the last prehispanic period. The oldest ridge has a scattering of the mangrove mollusk, *Anadara tuberculosa*, indicating a wetter time period than at present. The Piura ridges will be compared and contrasted to the Chira, Colan and Santa beach ridges. Discussion will focus upon the possible El Niño origin for these ridge sets.

AVANCES SOBRE ESTUDIOS DENDROCRONOLOGICOS EN LA REGION COSTERA NORTE DEL PERU, PARA OBTENER UN REGISTRO PASADO DEL FENOMENO EL NIÑO

Rodolfo RODRIGUEZ

Universidad de Piura, Apartado 353, Piura, Perú

Antonio MABRES

Universidad de Piura, Apartado 353, Piura, Perú

Ronald WOODMAN

Inst. Geofísico del Perú, Apartado 3747 - Lima 100, Perú

Ben BALSLEY

CIRES Campus, Box 21, Univ. of Colorado
Boulder, CO 80309-021, U.S.A.

&

Richard PHIPPS

U.S. Geological Survey
Reston, VA 22092, U.S.A.

Teniendo Piura una situación privilegiada, debido a su alta sensibilidad a los eventos ENSO, para buscar registros paleoclimáticos, se están haciendo estudios dendrocronológicos en esta zona, controlando el crecimiento radial de troncos y analizando el anillado de crecimiento de algunos árboles de la zona, para identificar e interpretar los efectos producidos por el clima sobre el anillado y entender la interpretación hacia atrás.

Para ello se han escogido especies longevas desérticas y semidesérticas, con anillos de crecimiento cuyas características (ancho, tamaño de célula, etc.) varían por efecto del clima. Entre las especies escogidas y actualmente bajo observación están: el Sapote, Hualtaco, Palo Santo, Charán, Guayacán, etc., los cuales se encuentran en lugares bajo observación, algunos de los cuales tienen entornos ecológicos diferentes, pero siempre dentro de la zona de alta sensibilidad. Paralelamente se lleva el control del clima de cada uno de los lugares para relacionarlo con el crecimiento radial.

Se describen algunas características de las especies bajo control, su entorno ecológico y algunos resultados preliminares obtenidos.

Concretamente, se presentan curvas de crecimiento, con su relación a la precipitación, observaciones fotográficas al microscopio que permiten diferenciar anillos, etc. Se hacen algunos intentos de identificación en los anillos de los últimos eventos ENSO.

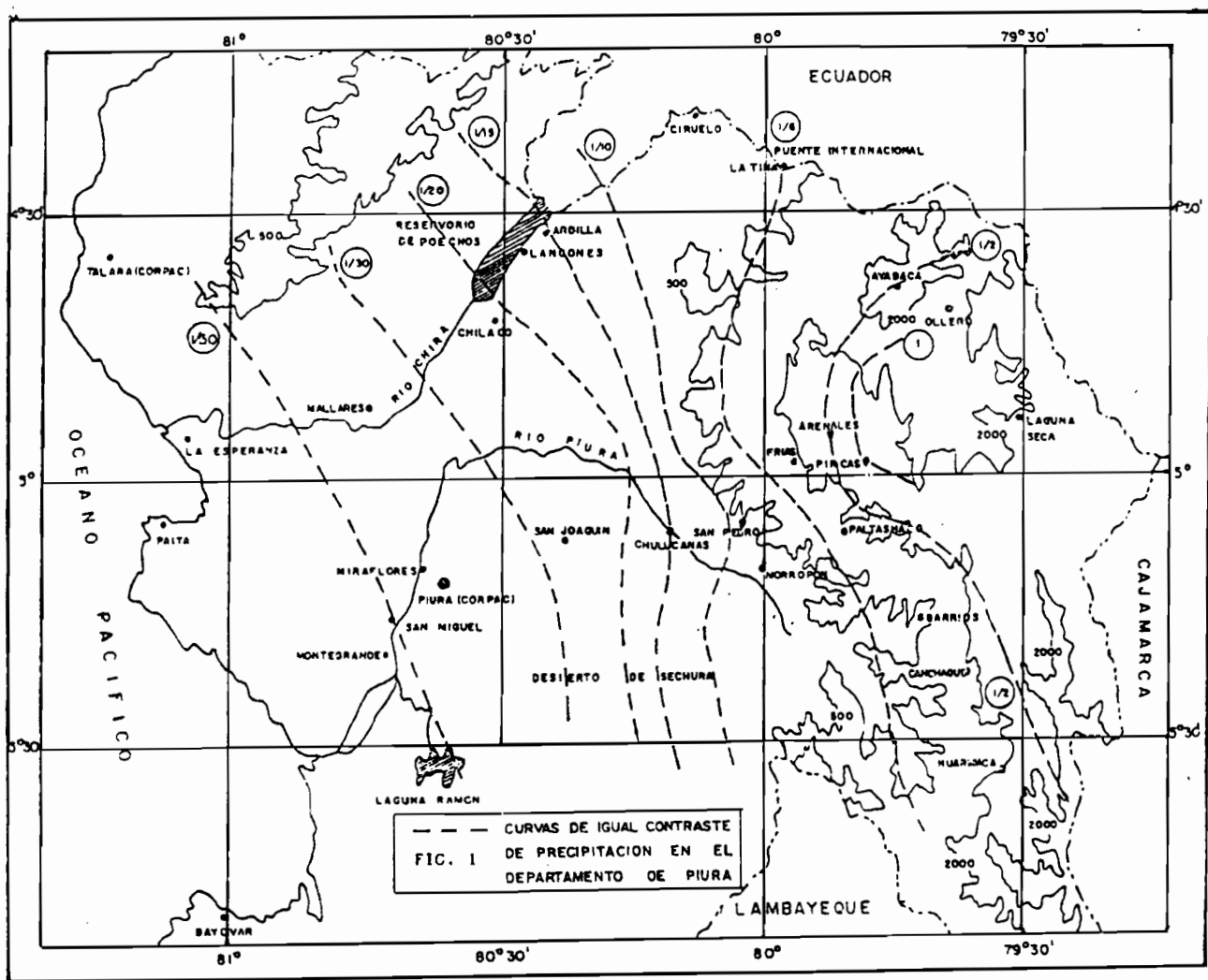


Fig. 1.- Mapa de curvas igual contraste de precipitación en el Departamento de Piura, relación entre el promedio de años Niño y años no Niño. Se puede observar la alta sensibilidad de la zona costera de este departamento a la presencia de El Niño, sus precipitaciones se multiplican por 50.



Fig. 2.- Control de crecimiento radial en troncos de árboles desérticos con dendrómetro, con el cual se logra detectar crecimiento del orden de 0.01 mm.



Fig. 3a.- SAPOTE (*Capparis Angulata* R & P)
Posiblemente segundo árbol en abundancia, después del Algarrobo, de la flora arbórea de la costa norte. Es una especie siempre verde sumamente resistente a la sequía, crece con abundancia en toda la zona, incluso en los lugares de condiciones más extremas en los arenales del desierto.



Fig. 3b.- HUALTACO (*Loxopterygium huasango* Sprace)
Árbol todavía abundante en zonas apartadas y bordes del desierto costero. Su hábitat es entre los 150 metros hasta 800 o más. Pierde sus hojas en sequía y puede permanecer así por años consecutivos. Su madera es muy usada en la industria del parquet.



Fig. 3c.- PALO SANTO (*Bursera graveolens* Tr et Pl)
Especie cuyo hábitat es entre 50 y 500 metros de altura. Pierde por completo sus hojas en períodos secos y brota con rapidez.

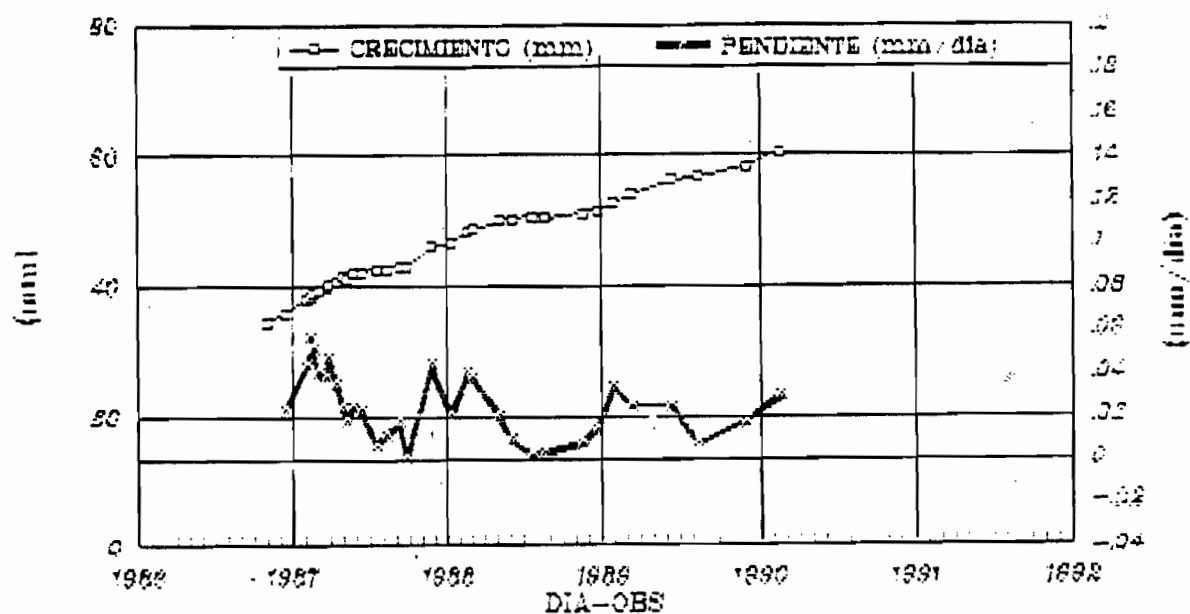


Fig. 3d.- CHARAN (*Caesalpinia Corymbosa* Benth ó *Caesalpinia pai pai* R & P)
Leguminosa de color verde intenso permanente. Su tamaño no es muy grande y su madera es muy dura. Su hábitat es similar al del Palo Santo y Hualtaco.



Fig. 3e.- GUAYACAN (*Tecoma* sp)
Arbol muy escaso que se encuentra por encima de 500 metros, se usa en muebles, adornos.

GRAFICA DE SAPOTE Z7(RS)



PRECIPITACIONES ESTACION MIRAFLORES

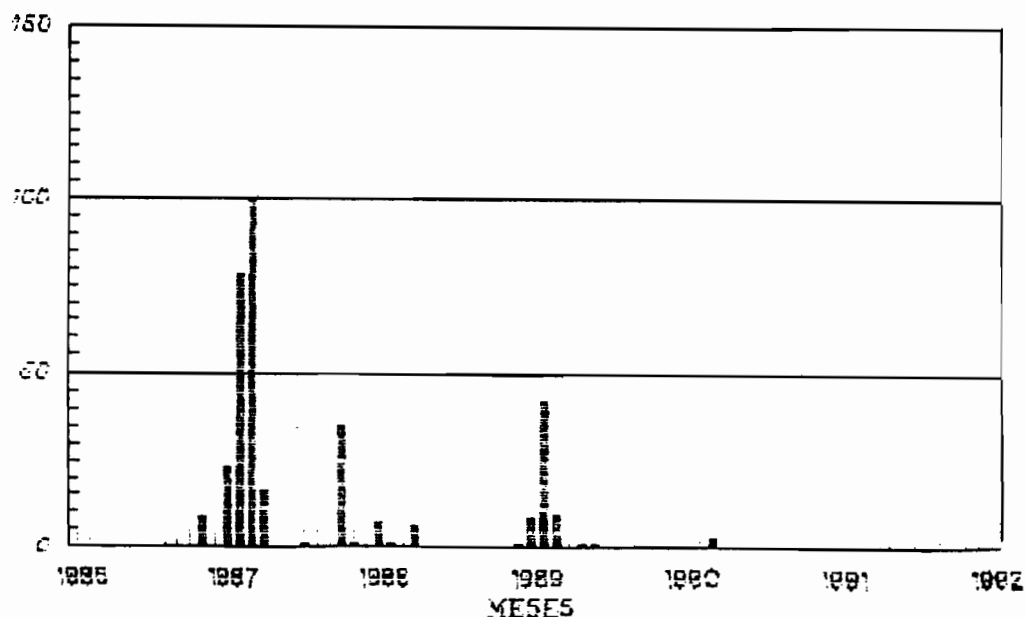


Fig. 4.- Gráfico de crecimiento radial y pendiente de crecimiento de un Sapote bajo control en la zona desértica de Piura, compárese con las lluvias caídas, se puede observar una clara relación entre la velocidad de crecimiento y la presencia de lluvias.

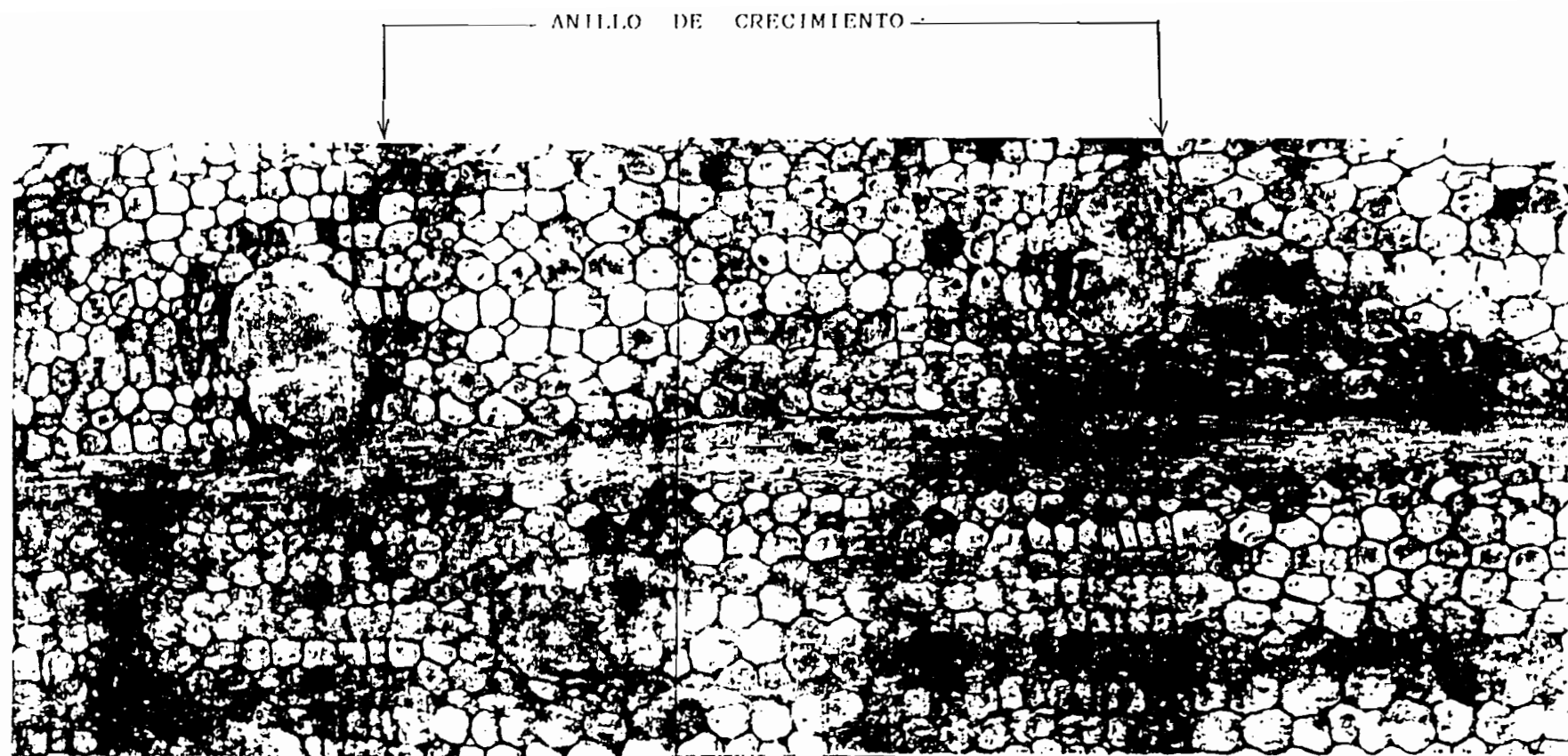


Fig. 5.- ANILLO DE CRECIMIENTO RADIAL DE UN TRONCO DE PALO SANTO VISTA AL MICROSCOPIO.

Se aprecia claramente la diferencia entre células de crecimiento grandes que corresponderían a presencia de lluvias y las pequeñas corresponden a periodos secos.

EVIDENCIA DEL FENOMENO EL NIÑO EN LOS DATOS ARQUEOLOGICOS: AVANCE DE INVESTIGACION

Amella SANCHEZ MOSQUERA
Arqueólogos Asociados (ARAS)
Casilla Postal 09-04-74, Guayaquil, Ecuador

El estudio interdisciplinario ha sido ampliamente reconocido dentro del esencial entendimiento de nuestra Epoca Aborígen. Los arqueólogos han incrementado la integración de diferentes ramas del conocimiento con el fin de lograr una mayor y mejor interpretación del pasado.

El estudio de la paleoecología en Ecuador ha evolucionado enormemente desde la década de los 60's en que Edward Lanning arribó con sus estudiantes teniendo como finalidad realizar la primera cronología bioclimática tentativa para la costa ecuatoriana, específicamente la península de Santa Elena.

En este trabajo mostraremos qué áreas necesitan mayor interés en las investigaciones arqueológicas, especialmente a nivel geológico y biológico, para llegar a un panorama más claro de lo que sucedió en la costa ecuatoriana durante nuestra Historia Antigua.

Existen tres puntos claves dignos de mención que necesitan trabajo profundo e inmediato:

- a) Los diferentes episodios tectónicos intensos.
- b) Los efectos de los diferentes eventos de El Niño.
- c) El entendimiento de la fauna vertebrada e invertebrada presente en los sitios costeros, básicamente.

El primer punto, el levantamiento de la costa ecuatoriana, una consecuencia del tectonismo, ha sido reportado en numerosos trabajos, pero sin llegar a un nivel de análisis interdisciplinario y completo como el realizado en la costa peruana. Se vuelve urgente un estudio geomorfológico de toda la costa continental ecuatoriana.

El segundo punto, también ha sido registrado y/o sugerido en reportes y artículos (incluso se ha propuesto cambios climáticos marcados como parte de la transformación del paisaje y el clima a largo plazo y corto plazo, entre ellos el fenómeno El Niño).

El último punto, es muy importante para aclarar el segundo, para esclarecer y entender mejor los análisis zooarqueológicos, especialmente información ictiológica y malacológica.

No debemos olvidar que los puntos mencionados están interrelacionados y que su estudio debe ser conjunto, pues existe entre ellos algún nivel de interdependencia, que señalaremos.

Los tres aspectos son muy importantes para esclarecer la Historia ambiental de la costa durante el Holoceno, ya que el no poseerlos ha ocasionado el reporte de hiatus, por ejemplo, el de 1500 a 3000 años entre las ocupaciones Vegas y Valdivia. Por lo que el hiato más que un abandono de la zona por razones de sequía podría ser un problema metodológico.

El fenómeno El Niño está en estudio en base a los restos fáunicos de tres muestras de Salango, Río Chíco y Real Alto. La finalidad es comprobar que los cambios en su medio de vida se ven reflejados en la captación de proteínas de su dieta y su modo de apropiación. Se mostrará la probable incidencia de El Niño en estos tres sitios costeros, basándonos principalmente en la elevada proporción de peces epipelágicos presentes en las muestras y en las evidencias de avances y retrocesos del nivel del mar y/o manglar en el caso específico de Río Chico.

AN ARCHAEOLOGICAL PERSPECTIVE ON THE PREHISTORY OF "EL NIÑO"

Daniel H. SANDWEISS

Comisión Fulbright
República de Chile 388, 4to. piso. Lima 11 -Perú

This talk explores the interface between archaeology and other disciplines such as oceanography, geology, biology, etc. in terms of studying the record of prehistoric El Niño events. Specifically, it focuses 1) on the contributions that archaeological research can make towards identifying and measuring ancient events; and 2) on the kinds of data from the other disciplines which archaeologists need to further their studies of the relationship between El Niño and ancient societies.

PALEOTECHNOLOGY AND FLOOD CONTROL ON THE PERUVIAN NORTH COAST

Richard P. SCHAEDEL

Dept. of Anthropology
University of Texas
Austin, TX 78712, USA

The two central questions addressed in this paper are:

1. Whether the prehispanic Muchick of the Peruvian north coast had a paleotechnology we would characterize in modern terms as "flood control" and possibly an attendant or corollary technology of "disaster management" to deal with the repetitive but largely unpredictable El Niño flooding, and 2. If so, what can we learn from it?

Two classes of evidence will be examined: 1. Ethnohistoric (with historic) and 2. Archaeologic data.

The ethnohistoric data

The best documentaion, and certainly the "freshest" from the ethnohistorians' standpoint, consists of a lengthy visita conducted en 1580 by Juan de Monroy two years after the Niño of 1578. Although a partial transcription was presented by Huertas (1987), this material had already been examined and used by several investigators. Brüning had seen and interpreted parts of information in his 1923 monograph on the irrigation system in northern Lambayeque to demonstrate for the first time the existence of two monstrous inter-valley canals, the Taimi and Raca Rumi.

Drawing from this document and my previous reconstruction of late prehispanic and early hispanic land use changes, J. M. Vreeland (see his abstract for this symposium) summarizes the repertory of indigenous techniques for desert adaptation during a year of exceptional rainfall, and offers a general picture of what I call a latent "flood control" and more patent "disaster management" technology in the Muchik society of north coastal Peru.

Despite the relative earliness of the document, written about a half-century after contact, the first decades were tremendously chaotic ones in the destructureation of the Muchik society. Because the process on the north coast was much more violent by comparison than the abundantly documented ethnohistoric case of the Lupaca in the southern Sierra, Huerta's assessment of the impact of the climatic alterations and destruction of indigenous man-land relationships must be corrected in light of the dramatic change in settlement pattern introduced by the Spanish in the decade prior to the 1578 Niño event.

Archaeological evidence

To the best of my knowledge, the empirical evidence for the existence of a systematic documentation of a technology of flood control is sporadic. After a multi-valley

study of the north coast from Motupe to Casma, accompanied in part by Paul Kosok, I considered the wall between Cerros Cabras and Campana (north of Trujillo) as the sole evidence of channeling of water that would threaten the capital city of Chan Chan in times of flood. In 1980 L. Gonzalez and I recorded on tapes the testimonies of a hacienda Casa Grande engineer, who described various maneuvers that this hacienda took after the experience of the 1925 Niño to shore up canal defenses when warnings of the small Niños were first noticed.

Observations in the Moche Valley during the 1970s suggest the presents of devastating Niño episodes, occurring over a broad time frame, from 600 to 1200 AD, but without detecting the presence of some form of flood control mechanism. My findings on the flood caps in the Huaca del Dragon on the periphery of Chan Chan would indicate that the Huaca was flooded by alluvion rains at more or less fifty-year intervals since the Spanish plundering the site in the 18th century. It should still be possible in various parts of the Moche Valley to "peel off" flood-packed caps from accumulated rain that go back to the Conquest and before.

Meantime the best case history from ethnohistorical sources simply indicates that the multi-valley canal in the Lambayeque-La Leche system, was still operative 50 years after Spanish contact; but that presumably the defenses (long and short-term) were long abandoned by the Spanish users. One needs to look for such features as protective structures by the intakes and stress points in the canal system, as well as the buttressing of the channeling dikes that are suggested for the great Campana-Cabras wall.

BIBLIOGRAPHY

- BRUNING, E. (1923). *Estudios Monográficos del Departamento de Lambayeque, Lambayeque, Olmos, Jayanca y Río Taimi*, Chiclayo: Dionisio Mendoza; reproduced in 1989 by SICAN.
- HUERTAS, L. (1987). *Ecología e historia: Probanzas de Indios y Españoles Referentes a las Catastróficas Lluvias de 1578, en los Corregimientos de Trujillo y Saña*. Chiclayo: CES Solidaridad.
- KOSOK, P. (1965). *Life, Land and Water in Ancient Peru*. New York: Long Island University Press.
- SCHAEDEL, R. (1965). *Huaca el Dragón Lima*. Instituto Francés de Estudios Andinos.

PALEOCHEMISTRY OF REEF CORALS: HISTORICAL VARIABILITY OF THE TROPICAL PACIFIC

Glen T. SHEN, Laura J. LINN and Mary T. PRICE

School of Oceanography, WB-10, University of Washington
Seattle, WA 98195 USA

Julia E. COLE and Richard G. FAIRBANKS

Lamont-Doherty Geological Observatory of Columbia University
Palisades, NY 10964

David W. LEA

Department of Geological Sciences, University of California
Santa Barbara, CA 93106

Ted A. McCONNAUGHEY

Water Resources Division, U.S. Geological Survey,
Denver, CO 80225

Abstract

A variety of chemical tracers have been developed in corals on either side of the equatorial Pacific Ocean for the purposes of establishing the natural variability of the surface ocean on annual to century timescales. Over a recent 50-year historical period, time series measurements of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, Ba/Ca, and Cd/Ca at the Galapagos Islands exhibit highly significant correlations with sea surface temperature, one of the few instrumental records readily available for calibration over the last several decades. $\delta^{18}\text{O}$ is the most direct proxy recorder of temperature; $\delta^{13}\text{C}$ responds primarily to changes in insolation while the nutrient analogues Cd and Ba reflect changes in the extent of vertical mixing (i.e. upwelling) near Galapagos. The Mn/Ca tracer is complicated by lateral water mass movements which occur during the normal annual and El Niño cycles. In the western Pacific, several new skeletal indicators exhibit the potential to track other manifestations of the El Niño - Southern Oscillation phenomenon. Mn/Ca variations in a coral record at Tarawa respond to dramatic changes in trade wind flow that can be paired with $\delta^{18}\text{O}$ as a precipitation index. In the far western basin, Ba/Ca ratios could signal fluctuations in river discharge associated with migration of the Indonesian low pressure system.

Introduction

Recently, efforts have been directed toward establishing an approach to paleoclimate research using reef corals that parallels the development of carbonate paleochemistry in ocean sediments. Corals can be used to examine high-frequency changes which have occurred in the surface ocean over wide ranging time and space scales. On Pleistocene timescales, the key contribution of coral studies has been the delineation of sea level change (Chappell, 1974; Fairbanks, 1989). A subset of recent coral studies has explored the chemistry of contemporary growth bands to describe recent oceanographic and climatic changes. Decadal length temperature reconstructions based on aragonite oxygen isotope thermometry (Weber and Woodhead (1972)) have been produced in various tropical Pacific reef settings (e.g. Dunbar, 1981; McConnaughey, 1989). A second high-resolution paleothermometer appears to be resurrected in the form of high-precision determination of Sr/Ca in coral aragonite (Smith et al., 1983; Beck et al. 1991). In specific locales where temperature changes are small and precipitation anomalies large, $\delta^{18}\text{O}$ can also be used to trace historical changes in rainfall (Cole and Fairbanks, 1990). Photosynthetic influences on the carbon isotopic content of corals can be pronounced as algal symbionts deplete the carbon pool for skeletogenesis of the light isotope, ^{12}C (e.g. Fairbanks and Dodge, 1979; Patzold, 1984). A newer class of chemical tracers in corals is based upon lattice uptake of trace substituents in seawater. Thus far, three trace elements, Cd, Ba, and Mn have been identified as probable lattice substituents of coral skeletons whose abundances reflect natural changes in specific reef environments. Skeletal Cd and Ba permanently fingerprint changes in historical nutrient levels brought about by oceanographic changes in the upper thermocline and mixed layer (Shen et al., 1987; Lea et al., 1989; Linn et al., 1990). Manganese exhibits

fractionation in the surface ocean in the reverse sense of the nutrients (due to atmospheric and coastal inputs), and thus also serves as a mixing tracer (Shen et al., 1991).

This abstract focuses mainly on a calibration of five geochemical tracers in a coral from the Galapagos Islands in the eastern Equatorial Pacific Ocean. Quarterly 47-year time series of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, Ba/Cd, Cd/Ca, and Mn/Ca are compared with one another, as well as against instrumental records of sea surface temperature (SST) from the Galapagos Islands and coastal Peru. As efforts to describe historical basin scale effects of ENSO are ongoing, the potential of coral tracers in the western Pacific basin is also considered.

Calibration of geochemical tracers in a Galapagos coral

To compare the usefulness of various coral tracers, measurements were made on homogenized sample splits from a 47-year growth interval of *Pavona clavus* from Punta Pitt, San Cristobal Island in the Galapagos Islands. The study coral grew in an open exposure at a depth of 14 m. Raw data for each of five chemical determinations are plotted as time series along with SST at Puerto Chicama, Peru in Fig. 1. Linear least squares regression coefficients for the various data series are shown in Table 1a. The correlations are also calculated against SST at Academy Bay, Santa Cruz Island in the Galapagos for the period 1965-1982 (Table 1b).

environmental controls

In spite of relatively low sampling frequency, the oxygen isotope tracer displays strong seasonality in *P. clavus*. As expected, an inverse relationship with Peruvian SST (same for Academy Bay SST) can be seen with depleted values reflecting periods of warm temperature. The carbon isotopic record seen in Fig. 1 is remarkably similar to both $\delta^{18}\text{O}$ and SST. While there are many possible environmental controls on $\delta^{13}\text{C}$, in this particular case there are probably only two dominant mechanisms at work (McConnaughey, 1989). The first, like the disequilibrium $\delta^{18}\text{O}$ offset observed in all corals, is likely due to kinetic fractionation. The second effect, superimposed on the kinetic bias toward a lighter skeleton, can be explained in terms of the photosynthetic response of algal symbionts. The positive correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and SST suggests that skeletal $\delta^{13}\text{C}$ maxima occur during the warm season. Curiously, the warm season at Galapagos (also the rainier season) experiences less low stratocumulus cloud cover and hence greater insolation than the cold season. Water mass influences on coralline $\delta^{13}\text{C}$ are thought to be comparatively small since corals growing at shallower depths (0-4 m) in the Galapagos have been observed to exhibit little $\delta^{13}\text{C}$ seasonality or phasing in the opposite sense to the normal insolation response due to photoinhibition (McConnaughey, 1989).

The nutrient tracers Ba and Cd display negative correlations with SST according to the upwelling mechanism previously described in Shen et al. (1987) and Lea et al. (1989). The origin of this indirect relationship is straightforward enough as higher nutrients are usually accompanied by colder temperatures (deeper source waters), however, the precise nature of these relationships is not obvious. In considering the hydrography (Cd-PO₄-T relationships) in the Galapagos archipelago, a first order case can be argued for linear metal-SST relationships up to a temperature limit of 24.5°C. The poorest of correlations can be qualitatively witnessed in the case of Mn/Ca versus SST. On the basis of surface water maxima in dissolved Mn observed in the eastern Pacific (Klinkhammer and Bender, 1980; Shen et al., 1991), skeletal Mn/Ca is anticipated to behave in the reverse sense of a nutrient (or $\delta^{18}\text{O}$). This behavior indeed exists in segments of the raw Mn time series, however, it fails to apply consistently. We hypothesize that irregular Mn cycling is a result of advection of differing water masses into and out of the Galapagos region. Halpern (1987) has monitored a prominent east-west seasonal oscillation in zonal surface flow over a period of 5 years at 110° and 95° west of Galapagos. The significance of these reversals with respect to the normal Mn annual cycle is that variability promoted by upwelling may be opposed by lateral transport processes of surface waters that are enriched (to the east) or depleted (to the west) in Mn. As a result of these competing sources, interpretation of the Mn

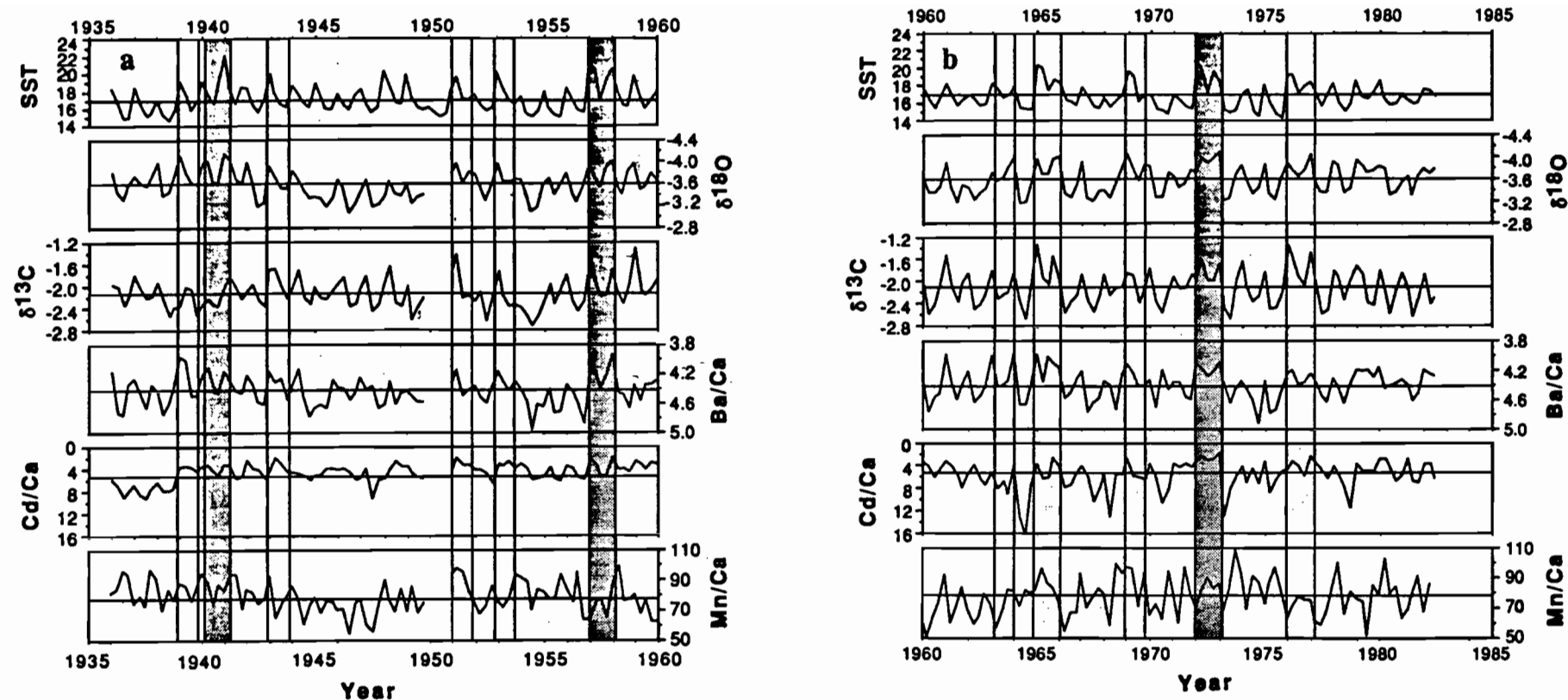


Fig. 1 Quarterly SST at Puerto Chicama, Peru and raw coral tracer data series from Punta Pitt, San Cristobal Island, Galapagos Islands. (a) 1935-1960; is plotted positive upward. Tracers are plotted such that El Niño conditions appear as positive deviations ($\delta^{18}\text{O}$, Ba/Ca, Cd/Ca are reversed; $\delta^{13}\text{C}$ normal). Nine El Niño events of "moderate" (light stipple) to "strong" (darker stipple) intensity (Quinn et al., 1987) are indicated.

Table 1 a. Least squares correlation coefficients (R) for 1936-1982 quarterly raw data series (PC = Puerto Chicama; SST quarters defined as FMA-MJJ-ASO-NDJ).

| | $\delta^{18}\text{O}$ | $\delta^{13}\text{C}$ | Ba/Ca | Cd/Ca | Mn/Ca | PCSST |
|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-------|-------|-------|-------|
| $\delta^{18}\text{O}$ | | -.69 | +.72 | +.51 | -.32 | -.65 |
| $\delta^{13}\text{C}$ | | | -.60 | -.45 | +.14 | +.61 |
| Ba/Ca | | | | +.39 | -.10 | -.64 |
| Cd/Ca | | | | | -.08 | -.51 |
| Mn/Ca | | | | | | +.09 |

b. Least squares correlation coefficients (R) for 1965-1982 quarterly raw data series (PC = Puerto Chicama; AB = Academy Bay; SST quarters defined as FMA-MJJ-ASO-NDJ).

| | $\delta^{18}\text{O}$ | $\delta^{13}\text{C}$ | Ba/Ga | Cd/Ca | Mn/Ca | PCSST | AB SST |
|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-------|-------|-------|-------|--------|
| $\delta^{18}\text{O}$ | | -.78 | +.71 | +.69 | -.29 | -.71 | -.79 |
| $\delta^{13}\text{C}$ | | | -.62 | -.56 | +.14 | +.69 | +.78 |
| Ba/Ca | | | | +.43 | +.07 | -.72 | -.68 |
| Cd/Ca | | | | | -.18 | -.55 | -.57 |
| Mn/Ca | | | | | | +.03 | +.03 |
| PCSST | | | | | | | +.87 |

Table 2. Correspondence between tracer extrema and known ENSO activity.

| ENSO event | intensity rating ¹ | identification by 10 extrema: | | | | Event score |
|---------------|-------------------------------|-------------------------------|---------------------------|-----------|-----------|---------------|
| | | min $\delta^{18}\text{O}$ | max $\delta^{13}\text{C}$ | min Ba/Ca | min Cd/Ca | |
| 1939 | S | xx | | xx | | 2/4 |
| 1940-41 | M+ | xxxx | | | | 1/4 |
| 1943 | M+ | | | | x | 1/4 |
| 1951 | W/M | | x | | x | 2/4 |
| 1953 | M+ | | | | x | 1/4 |
| 1957-58 | S | x | x | x | xx | 4/4 |
| 1965 | M+ | x | xx | xxx | | 3/4 |
| 1972-73 | S | | x | x | xx | 3/4 |
| 1976 | M | x | xxx | | x | 3/4 |
| tracer scores | | 9/10 | 8/10 | 7/10 | 8/10 | (80% overall) |

tracer is complex; the influence of water mass intrusions appears substantially more important than in the cases of the stable isotopic and other metal tracers.

tracer-SST relationships

The three chemical tracers $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, and Ba/Ca all show relatively high degrees of correlation with both instrumental temperature records. Values of R^2 lie between 0.37-0.62, indicating that 37-62% of the total variance of proxy and SST is explained by a linear relationship. Cd/Ca also correlates with SST with lower R^2 values of 0.26-0.32. The poorer performance of Cd/Ca is likely related to the relatively large measurement error associated with this tracer which resides in the coral skeleton at parts-per-billion levels. Cross correlations show these tracers to be highly coherent with SST over periods of around 2 years. The Mn/Ca chemical tracer fails to show a consistent relationship with SST due to the variable phasing of the observed annual cycle. The overall correspondence between chemical tracers is variable, but highly significant, with the exception of comparisons with Mn/Ca. In general, the isotopic records agree closely ($R^2 = 0.48$ -0.61), there is good agreement between isotopes and trace elements ($R^2 = 0.20$ -0.52), and unexpectedly low correspondence between the two trace element records, Ba/Ca and Cd/Ca ($R^2 = 0.15$ -0.18). The signs of the linear regressions are always as predicted, with the exception of the 1965-82 Mn/Ca-Ba/Ca comparison. The marked decline in the performance of the chemical tracers in going from the shorter 1965-1982 time series to the complete 1936-1982 data set is most likely due to the fact that the coral core quality declines with age. Slightly poorer overall statistics result when the tracer data are expressed as seasonal anomalies.

In regressing tracer signals recorded in individual seasons against SST, it emerges that the best correlations exist for the period May-October. The latter three months, Aug-Sept-Oct, in particular, show high correlation coefficients for PC SST against $\delta^{18}\text{O}$ ($R=0.67$), $\delta^{13}\text{C}$ (0.62), Ba/Ca (0.63), and Cd/Ca (0.50). Correlations are virtually absent in the months November-April. Coincidentally, May-November is the phase of the year when the Galapagos front is at its strongest, with temperature differences of 5°C and salinity changes of $1^\circ/\text{oo}$ across (Hayes, 1985). It is also noteworthy that SST also compares most favorably to the Southern Oscillation Index during Aug-Sept-Oct (and on into Jan). It would appear that the transition toward and early phase of the upwelling cycle are accompanied by the most distinct physical and chemical changes recorded by the coral tracers.

Interannual variability and El Niño

To gain an appreciation of how well the tracers hindcast particular historical anomalies, we consider the significance of the 10 largest extrema in the isotopic and Ba and Cd data series which occurred in a warming (El Niño) sense (**Table 2**). We focus on warm anomalies simply because these have been better catalogued and characterized than cool phase anomalies. Quinn et al., (1987) identify nine events of "moderate" to "strong" intensity over the 47-year period of interest. The number 10 has no statistical basis other than that divided into 47, it represents close to the average El Niño period and in fact, resembles the number of indexed events. We note that individual extrema are certainly not the only means of identifying discrete events. For example, it is often the persistence and not the absolute magnitude of an anomaly that signals a major environmental perturbation. 80% of the extrema in the raw data coincide with indexed El Niño events. As might be hoped, there is near-unanimous recording by all four tracers of the two strongest episodes of 1957-58 and 1972 (the 11th and 12th largest $\delta^{18}\text{O}$ anomalies both fall in 1972). The Niños of 1965 (M+) and 1976 (M) are also signaled vividly. At other moderate and weak rating levels, event recognition is not always proportional to the event intensities. In addition to events being recorded by multiple tracers, they are also frequently marked by clusters of individual tracer extrema (e.g. 1939, 1940-41, 1965, 1976). This explains partly why none of the tracers successfully identified all nine El Niño events. Manganese hindcasts less ably by this method with a 40% recognition rate.

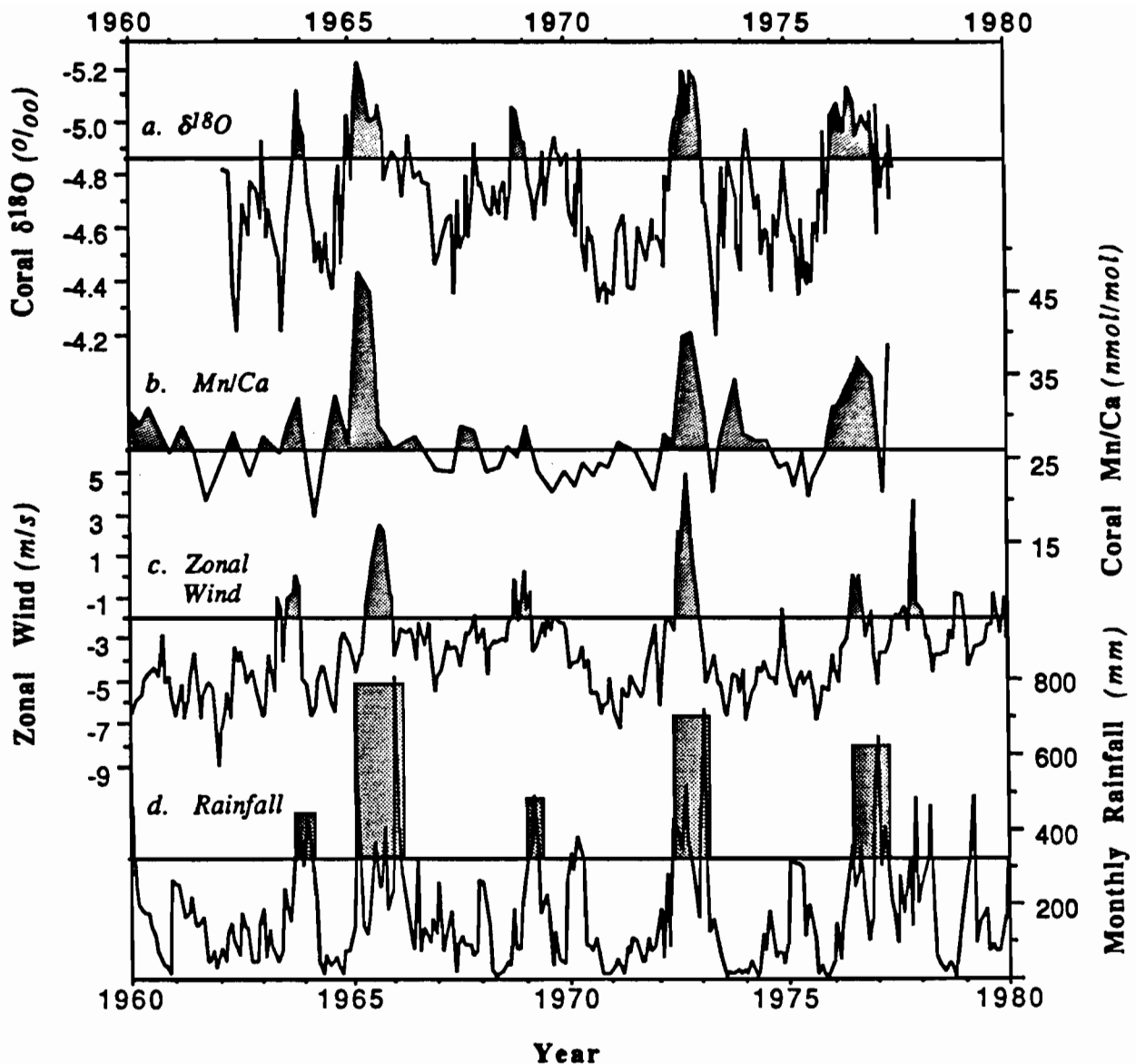


Fig. 2 a. $\delta^{18}\text{O}$ of *H. microconus* drilled at approximate 1 mm increments and assigned ages based on seasonal $\delta^{13}\text{C}$ behavior (see Cole and Fairbanks, 1990). Arbitrarily chosen reference lines for $\delta^{18}\text{O}$ and accompanying tracers highlight 5 ENSO events known to have occurred over this time interval [1963 (very weak); 1965 (moderate); 1969 (weak); 1972-73 (strong); 1976 (moderate) – Quinn et al., 1987 and 1977].

b. Time series Mn/Ca measurements for the period 1960-1977. Samples were cut in approximate trimonthly increments according to band structure as seen on the X-radiograph of Fig. 2. Ages are based on locations of cut increments relative to $\delta^{13}\text{C}$ samples and the associated age model.

c. Monthly mean rainfall recorded at Tarawa (New Zealand Met. Service unpublished data (1987), Taylor (1973), and Monthly Climatic Data for the World)

d. Monthly zonal surface wind measurements at Tarawa. Westerly winds are denoted by positive values (data furnished by D. E. Harrison).

Coral tracers in the Western Pacific

Manifestation of ENSO conditions in the western Pacific varies widely from what is observed near Galapagos. A very useful tracer of anomalously heavy precipitation has recently been described for a narrow equatorial band centered near the International Dateline (Cole and Fairbanks, 1990). A second chemical constituent shows promise as an indicator of trade wind reversals along a similar equatorial swath. As seen from Fig. 2, Mn/Ca ratios are highly perturbed in a coral from Tarawa (1°N, 173°E) during three El Niño - Southern Oscillation events (1965, 1972, 1976) that occurred within the growth period 1960-1977. For approximately 6 months during each of these events, Mn/Ca ratios increase by 50-80% from a background of 27 nmol Mn/mol Ca. These features co-occur with negative $\delta^{18}\text{O}$ pulses recorded in the same coral by Cole and Fairbanks which result from anomalously abundant rainfall. The most plausible explanation has to do with the transient appearance of westerly winds along the equator during ENSO periods. Particularly vigorous westerly wind "bursts" (sometimes averaging 10 m/sec or more over 16 hrs - Luther et al., 1983) during the above years may have generated wind waves of sufficient strength to create an aura of particulate and diagenetically remobilized Mn from within the shallow westward facing lagoon of Tarawa. This interpretation is supported by relatively high Mn concentrations measured in pore waters of Tarawa lagoon sediments.

Closer to the Indonesian land masses, another possibility exists for tracing variations in monsoonal rainfall. We have identified subtle oscillations in the Ba content of corals at Barbados which are caused by the advection of Ba-rich Amazon estuarine waters over a 2,000 km path. This tracer could in principle be used in conjunction with $\delta^{18}\text{O}$ and fluorescence markers (Isdale, 1983) to isolate local fluvial and precipitation effects in coral cores from the Indonesian archipelago.

Conclusions

While the number of available long-term coral data bases is presently small, the means are at hand to describe a variety of paleoenvironmental conditions in wide-ranging reef locales (see Cole et al., in press). As progress in precise radiometric dating (Edwards et al., 1987) and drilling technology (Fairbanks, 1989) continues, the potential grows to improve our understanding of paleoclimatic perturbations as familiar as the El Niño - Southern Oscillation and as distant as Earth's ice ages.

References

- Beck, J.W., R.L. Edwards, E. Ito, F.W. Taylor, and J. Recy (1991). Mass spectrometric measurements of Sr/Ca ratios and $\delta^{18}\text{O}$ in scleractinian coral skeletons: An evaluation of Sr/Ca as a proxy for sea surface temperature, EOS, Trans., AGU, 72: 67.
- Chappell, J. (1974). Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes, GSA Bull. 85:553-570.
- Cole, J.E. and R.G. Fairbanks (1990). The Southern Oscillation recorded in the $\delta^{18}\text{O}$ of corals from Tarawa Atoll. Paleoceanography, 5: 669-683.
- Cole, J.E., G.T. Shen, R.G. Fairbanks, and M. Moore (in press). Coral monitors of El Niño/Southern Oscillation dynamics across the Equatorial Pacific, Proceedings of the NOAA workshop on paleoclimatic records of ENSO, Boulder, CO, May 2-4, 1990.
- Dunbar R.B., and G.M. Wellington GM (1981). Stable isotopes in a branching coral monitor seasonal temperature variation, Nature, 293:453-455.

- Edwards, R.L., Chen, J.H. and Wasserburg, G.J. (1987). ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th - ^{232}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years, Earth Planet. Sci. Lett., 81: 175-192.
- Fairbanks, R.G. (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation, Nature, 342: 637-642.
- Halpern, D. (1987). Observations of annual and El Niño thermal and flow variations at 0°, 110°W and 0°, 95°W during 1980-1985, J. Geophys. Res., 92(C8):8197-8212.
- Hayes, S.P. (1985). Sea level and near surface temperature variability at the Galapagos Islands, 1979-1983. In: El Niño in the Galapagos Islands: The 1982-1983 Event (eds. G. Robinson and E. Del Pino), pp. 49-81. Charles Darwin Foundation for the Galapagos Islands, Quito, Ecuador.
- Isdale, P. (1984). Fluorescent bands in massive corals record centuries of coastal rainfall, Nature, 310:578-579.
- Klinkhammer, G.P. and M.L. Bender (1980). The distribution of manganese in the Pacific Ocean, Earth Planet Sci. Lett., 46:361-184.
- Lea, D.W., G.T. Shen, and E.A. Boyle (1989). Coralline barium records temporal variability in Equatorial Pacific upwelling, Nature, 340:373-376.
- Linn, L.J., M.L. Delaney, and E.R.M. Druffel (1990). Trace metals in contemporary and seventeenth-century Galapagos coral: Records of seasonal and annual variations, Geochim. Cosmochim. Acta., 54:387-394.
- Luther, D.S., D.E. Harrison, and R. Knox, Zonal winds in the central Equatorial Pacific and the onset of El Niño, Science, 222, 327-330, 1983.
- McConnaughey, T. (1989). ^{13}C and ^{18}O isotopic disequilibria in biological carbonates: I. Patterns, Geochim. Cosmochim. Acta 53:151-162.
- Patzold, J. (1984). Growth rhythms recorded in stable isotopes and density bands in the reef coral *Porites lobata* (Cebu, Philippines), Coral Reefs, 3: 87-90.
- Quinn, W.H., Neal, V.T. and Antunez de Mayolo, S.E. (1987). El Niño occurrences over the past four and a half centuries, J. Geophys. Res., 92: 14449-14461.
- Shen, G.T., E.A. Boyle, and D.W. Lea (1987). Cadmium in corals as a tracer of historical upwelling and industrial fallout, Nature, 328:794-796.
- Shen, G.T. and C.L. Sanford (1990). Trace element indicators of climate change in annually-banded corals, In: P.W. Glynn (Editor), Global Ecological Consequences of the 1982-83 El Niño, Elsevier, New York, pp. 255-283.
- Shen, G.T., T.M. Campbell, R.B. Dunbar, G.M. Wellington, M.W. Colgan, and P.W. Glynn (1991). Paleochemistry of manganese in corals from the Galapagos Islands, Coral Reefs, 10:91-101.
- Shen, G.T., L.J. Linn, T. M. Campbell, J.E. Cole, and R. G. Fairbanks (submitted). A chemical indicator of trade wind reversal in corals from the western Tropical Pacific, J. Geophys. Res.
- Smith, S.V., R.W. Buddemeier, R.C. Redalje, J.E. Houck (1979). Strontium-calcium thermometry in coral skeletons, Science, 204:404-407.
- Weber, J.N. and Woodhead, P.M.J. (1972). Temperature dependence of oxygen-18 concentration in reef coral carbonates. J. Geophys. Res., 77: 463-473.

THE FOSSIL DIATOMS OF LAKE YAMBO, ECUADOR. A 2500 YEAR RECORD ON INTENSE EL NIÑO EVENTS.

Mirlam STEINITZ-KANNAN, Mark A. NIENABER and Melanle A. RIEDINGER

Department of Biological Sciences
Northern Kentucky University, Highland Heights, Kentucky 41099, U.S.A.

Diatomeas fósiles de la Laguna de Yambo, Ecuador: Un posible record de 2500 años de intensos fenómenos de "El Niño".

Resumen: Estudios limnológicos se han realizado cada año desde 1975 en la Laguna de Yambo, una laguna ubicada en una parte árida de la región interandina del Ecuador. Estos estudios indican que el agua de esta laguna tiene una alta concentración de sales disueltas y una flora de diatomeas rica en Navicula halophila, especie característica de lagunas salobres. En 1982-1983 uno de los fenómenos de "El Niño" más inesperados, intensos y catastróficos azotó la costa sudamericana del Pacífico y causó un aumento considerable en la precipitación de la región de la laguna. Este aumento hizo que la conductividad del agua sea reducida en un 30%. La comunidad de diatomeas respondió a este cambio en la química del agua, y observamos un aumento en la abundancia de la diatomea Melosira italica, y una reducción en la abundancia de Navicula halophila (Figura 1). Análisis de diatomeas fósiles en sedimentos de la laguna de Yambo revelan estas mismas fluctuaciones en estas dos especies (Figura 2). Debido a que la laguna se encuentra en una región muy árida, y que cambios en salubridad del agua pueden resultar solamente como consecuencia de cambios dramáticos en precipitación, en el record de cambios en la comunidad de diatomeas de la Laguna de Yambo debe existir una historia de los fenómenos de "El Niño" más intensos ocurridos durante los 2500 años de existencia de la laguna.

We present here the preliminary results of the analyses of fossil diatoms from the sediment core of Lake Yambo (1°05' S, 78°35' W, 2600 m elevation), an endorheic and highly eutrophic lake in the Inter-Andean desert of Ecuador. A 7.5 meter core, radiocarbon dated to 2540 ± 170 B.P., was retrieved from this basin and subsampled for diatoms and pollen. Analyses of the diatom communities throughout the core revealed fluctuations in the abundance of two taxa, *Melosira italica* and *Navicula halophila*. We interpret these changes as evidence for fluctuations in lake conductivity and water level, and suggest that they may hold a record of past precipitation anomalies for this region.

We have extensively studied Lake Yambo since 1975, and seasonal information on its water chemistry and algal flora exists (Steinitz-Kannan 1979, Steinitz-Kannan *et al.* 1983, Colinvaux *et al.* 1988). The present lake has a very high concentration of dissolved ions, and a diatom flora rich in *Navicula halophila*, which is characteristic of this high salinity. During the 1982-1983 El Niño, the interAndean plateau of Ecuador experienced a significant increase in precipitation. This caused water levels to rise in Lake Yambo, and resulted in a 30% drop in conductivity (Steinitz-Kannan 1979, Steinitz-Kannan *et al.* 1983, Nienaber and Steinitz-Kannan 1989). The change in water chemistry caused a shift in the diatom flora, with a decline in the population of *N. halophila* and dramatic increase in the frequency of *Melosira italica* (Figure 1).

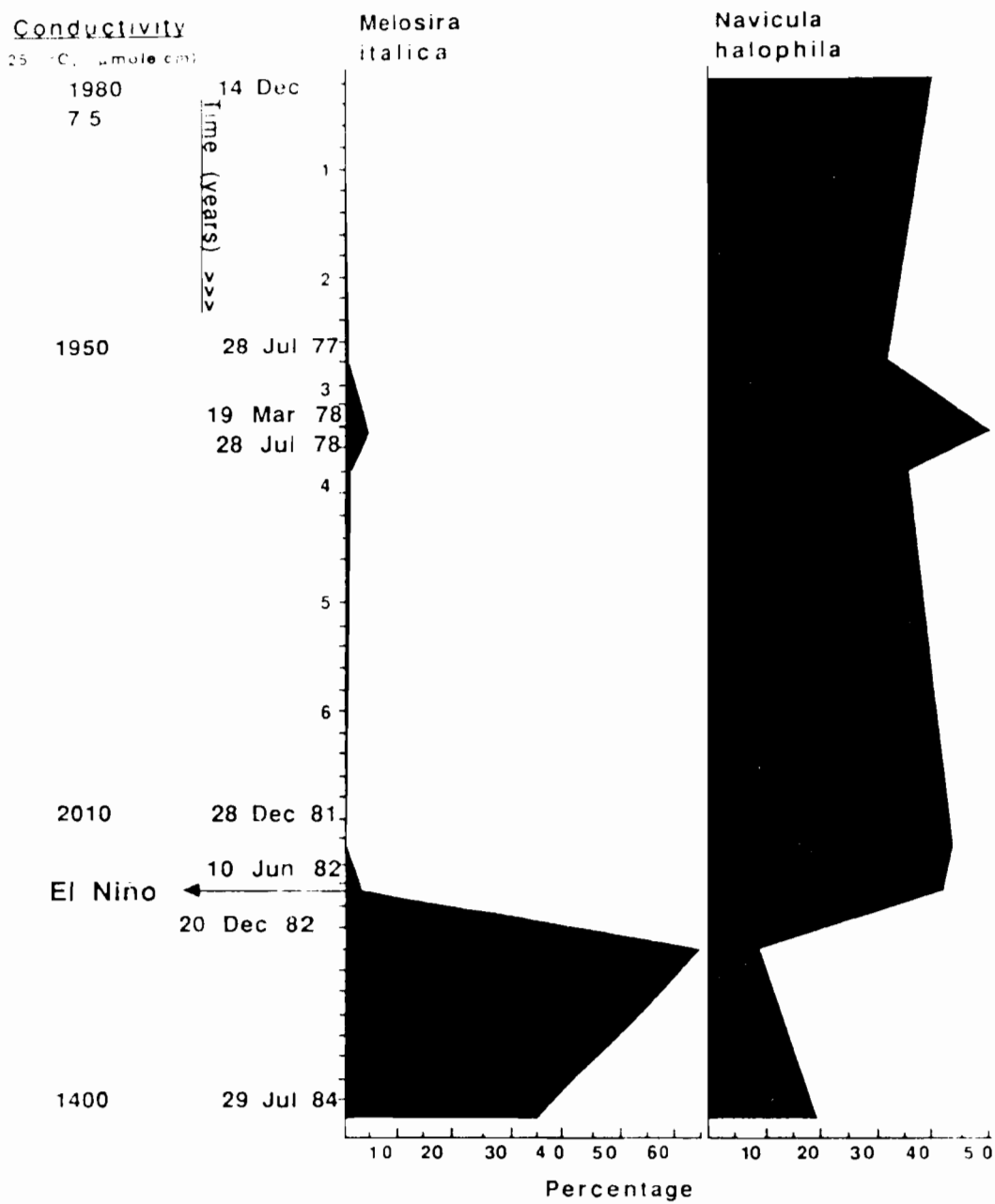


Figure 1: The effect of the 1982-83 El Niño on Lake Yambo

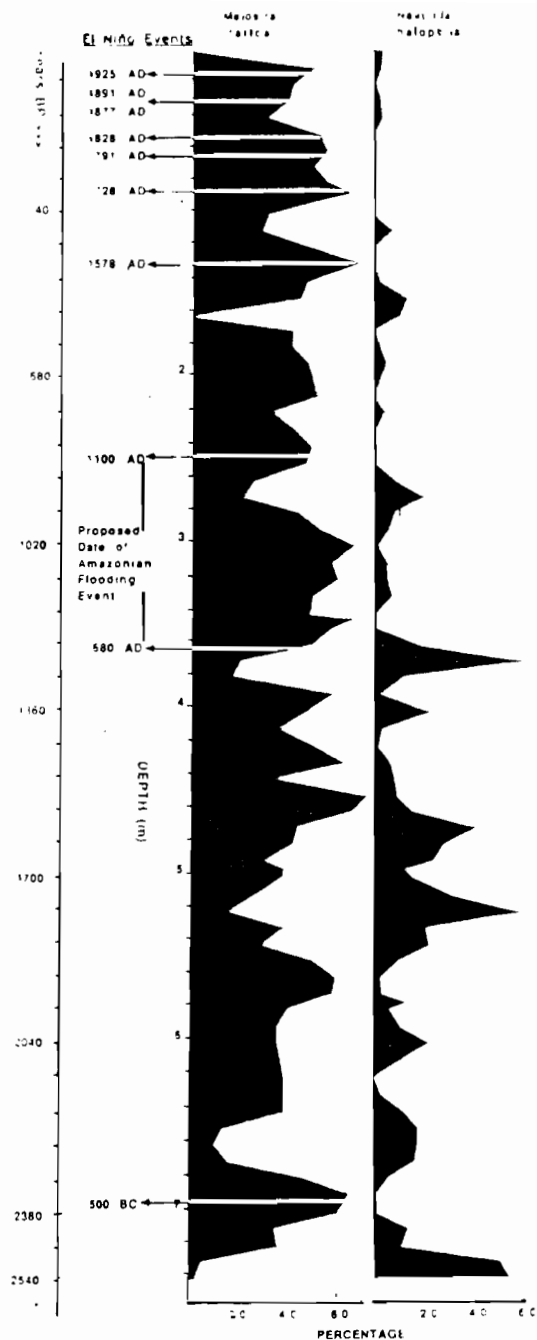


Figure 2: A Record of Ancient Precipitation Events in the Inter-Andean Plateau, as revealed by changes in the fossil diatom communities of Lake Yambo. All dates except those represented by an * are extrapolated dates.

Both *Melosira italica* and *Navicula halophila* are abundant in the sediment core of Yambo and similar shifts in dominance as observed during contemporary El Niño events can be seen at various points throughout the core. Extrapolated dates suggest that the more recent diatom shifts may coincide with recorded very strong El Niño events (Figure 2) (Quinn *et. al.* 1987, Nienaber and Steinitz-Kannan 1989). We are presently obtaining additional radiocarbon dates, and caution must be used in interpreting these shifts as records of past El Niños until more rigorous and extensive dating has been completed on this core. Fluctuations in these taxa do suggest though a history of water level and conductivity changes within the basin. Since this lake is in an InterAndean desert which experiences little seasonality except during El Niño years, we feel it is reasonable to interpret this record as evidence of changes in the precipitation regime of this region, which may reflect variations in El Niño periodicity and intensivity.

LITERATURE CITED

- Colinvaux, P.A., Olson, K. and Liu, K.B. 1988. Late glacial and Holocene pollen diagrams from two endorheic lakes of the Inter-Andean Plateau of Ecuador. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 55:83-89.
- Nienaber, M. and M. Steinitz-Kannan. 1989. Paleolimnology of Lake Yambo: a 2500 year history of strong El Niño occurrences in Ecuador. Poster presentation, X North American Diatom Symposium, University of Minnesota.
- Quinn, W.H., V.T. Neal, and S.E. Antunez de Mayolo. 1987. El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *Journal of Geophysical Research.* 92:14,449-14,461.
- Steinitz-Kannan, M. 1979. Comparative limnology of Ecuadorian lakes: A study of species number and composition of plankton communities of the Galapagos Island and Equatorial Andes. Ph. D. Dissertation. The Ohio State University. Columbus, Ohio.
- Steinitz-Kannan, M., P.A. Colinvaux, and R. Kannan. 1983. Limnological studies in Ecuador: 1. A survey of chemical and physical properties of Ecuadorian lakes. *Arch. Hydrobiol./Suppl.* 65(1) 61-105.

IMPACTO DE LOS EVENTOS EL NIÑO SOBRE LAS COMUNIDADES BENTONICAS DE PLAYA ARENOSA DURANTE 1976 - 1986

Juan TARAZONA & Carlos PAREDES

Grupo DePSEA, Facultad de Biología, Universidad Nacional Mayor de San Marcos.
Apartado 1898, Lima-100, Lima-Perú.

Impact of the El Niño events on the sandy beach benthic communities during 1976 to 1986.

Summary. The sandy beach community was monitored from three intertidal areas (Asia, San Pedro de Lurín and Santa María del Mar beaches), in the central part of the Peruvian coast. The moderate EN (1976-77) caused a slight change of the community structure, delayed to the Post-EN period, e.g. a reduction of biomass by 50% due to failure of recruitment during EN. The strong EN (1982-83), however, affected this community drastically and immediately, the biomass was reduced by 99.99%. During the 11 years of observations several successional changes have been observed which are correlated to warm (EN) and cold (La Niña) periods.

INTRODUCCION

Las playas expuestas en el ecosistema de afloramiento peruano, no obstante su localización muy cercana al Ecuador, muestran valores de biomasa y densidad excepcionalmente altos y están caracterizadas por dominancias altas de especies de gran tamaño (PENCHASZADEH, 1971; TARAZONA *et al.*, 1986; ARNTZ *et al.*, 1987). Esto está aparentemente asociado con una productividad primaria excepcionalmente alta durante años normales.

No obstante las características mencionadas, el conocimiento sobre el macrobentos de las playas arenosas del Perú es pobre. Los primeros reportes sobre el impacto de El Niño (EN) sobre estas comunidades estuvieron referidos al evento excepcionalmente fuerte de 1982-83 (TARAZONA *et al.*, 1985; ARNTZ, 1986; ARNTZ *et al.*, 1987); y se desconoce las características del impacto de los eventos EN de menor intensidad, que son los más frecuentes. En el presente trabajo revisamos las diferencias en el impacto biológico de los eventos EN ocurridos entre 1976-1986.

MATERIAL Y METODOS

Se seleccionaron 3 playas cercanas y bastante parecidas en cuanto a orientación y composición granulométrica, a fin de que las posibles diferencias no pudieran ser atribuidas a estos factores. El área de estudio está influenciada principalmente por vientos del SE, que son más fuertes durante el invierno. Las mareas son predominantemente semi-diurnales.

El macrobentos de playa arenosa expuesta de la costa central del Perú fue estudiado en base a 3 grupos de muestreos: (i) Un total de 264 muestras cuantitativas

colectadas en transectos perpendiculares a la línea de playa, con una periodicidad más o menos mensual en Playa Asia y San Pedro de Lurín, durante el período de agosto de 1976 a diciembre de 1978; (ii) Un total de 62 muestras cuantitativas de macrobentos colectadas en la zona de saturación de Playa Santa María del Mar, durante el verano y/o primavera de 1980, 1982, 1984, 1985 y 1986; (iii) Datos cualitativos sobre el macrobentos del área de estudio, obtenidos por lo menos semestralmente durante el período 1976 -1986.

Las muestras cuantitativas fueron tomadas con un tubo muestreador de 18.5 cm de diámetro y 0.0269 cm² de área. Los datos de composición y número de especies, densidad y peso húmedo fueron obtenidos en el laboratorio. Posteriormente los datos de biomasa fueron expresados como peso seco sin ceniza (AFDW), usando factores de conversión previamente obtenidos (TARAZONA, 1990).

RESULTADOS

El patrón de zonación fue muy similar en todas las playas. La mayor diferencia en el patrón de zonación fue originada por la presencia de especies ocasionales. En todos los casos, la zona de saturación concentró la mayor densidad y biomasa del macrobentos. EL Impacto de EN 1976-77 ha sido apreciado en forma inmediata en la zonación y en forma retardada (durante el período Post-Niño) en la estructura comunitaria.

El análisis Box & Whisker de las frecuencias de *Emerita analoga* a lo largo del transecto de la Playa San Pedro de Lurín, para cada fecha de muestreo, mostró que la mediana de su distribución fluctuó de 10 a 47 m de distancia en el transecto durante EN; mientras que durante el Post-Niño varió de 30 a 60 m de distancia a lo largo del transecto.

Si bien no se evidenciaron cambios dramáticos en los parámetros comunitarios del macrobentos durante EN 1976-77, sí hubieron diferencias estadísticamente significativas entre el período EN y Post-Niño, especialmente en la zona de secado y de saturación, e.g. una reducción del 50% en la biomasa.

El impacto biológico de EN de 1982-83 fue dramático e inmediato en el macrobentos de playa arenosa, e.g. la biomasa de la zona de saturación de la Playa Santa María del Mar se redujo en un 99.99%, con mortandades masivas especialmente de *Mesodesma donacium*.

Durante el período de estudio se evidenciaron también varios patrones de oscilación de largo tiempo en las especies del macrobentos de playa arenosa, pudiendo diferenciar: especies residentes poco tolerantes, especies residentes altamente tolerantes, especies inmigrantes, y especies oportunistas. En general, durante el período de estudio la comunidad mostró 6 diferentes estados de relativo equilibrio, cada uno de los cuales permaneció de uno a dos años (Fig. 1). Estos estados de la comunidad estuvieron asociados a los períodos calientes (EN) y fríos (La Niña).

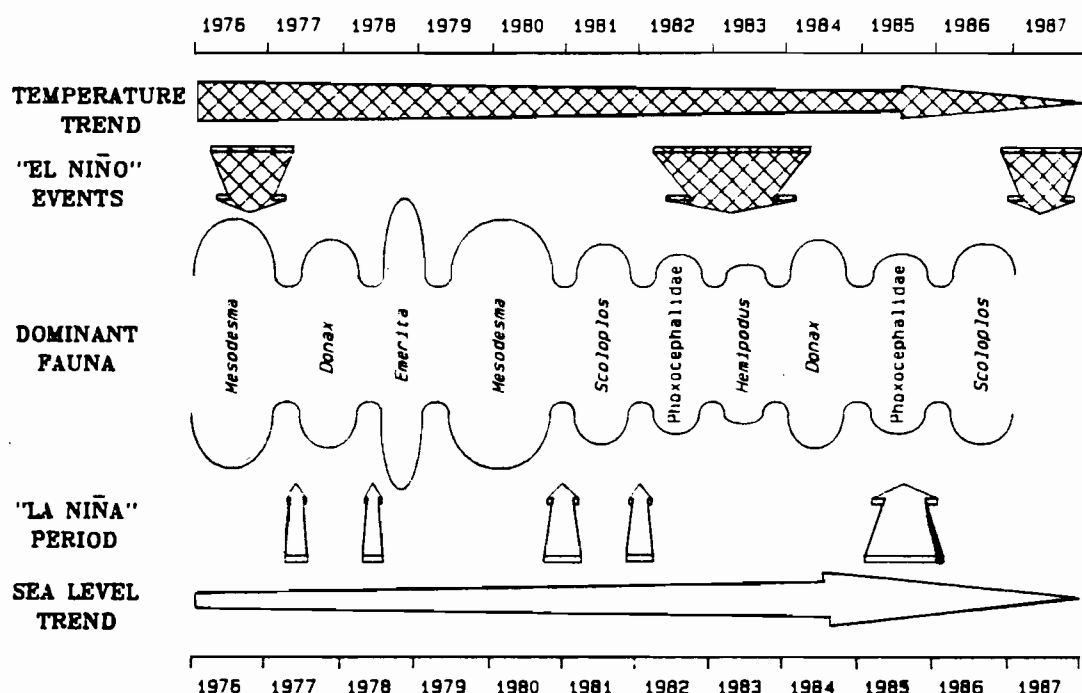


Fig. 1. Variaciones de la temperatura superficial del mar, nivel del mar y las especies dominantes del macrobentos durante 1976-1986 en la zona de saturación de las playas expuestas de la costa central del Perú.

DISCUSION

En base a los aspectos oceanográficos y atmosféricos, algunos autores han sugerido que cada evento EN es diferente (RASMUSSEN & WALLACE, 1983). A nivel biológico, se espera que el impacto sea también totalmente diferente, principalmente debido a que EN puede mostrar una diferente intensidad, una diferente alteración del ciclo estacional y diferentes condiciones antes y después del evento propiamente de calentamiento.

EN moderado de 1976-77, causó algunos cambios en la estructura comunitaria de las playas arenosas recién durante el período Post-Niño. La mayoría de estos cambios estuvieron asociados con una marcada declinación de la población de *M. donacium* y en menor grado a los cambios negativos en las poblaciones de *Excirolana braziliensis* y *Emerita analoga*. La fuerte declinación de la población de *Mesodesma*, coincidió con una ausencia casi total de reclutamiento durante 1977.

Durante el excepcionalmente fuerte EN de 1982-83 la mayor parte de los cambios negativos en el macrobentos de Playa Santa María, tanto la densidad como biomasa mínimas, fueron inmediatamente apreciados desde inicios de 1983, al igual que en otras playas de la costa central del Perú (TARAZONA *et al.*, 1985; ARNTZ, 1986; ARNTZ *et al.*, 1987; ARNTZ & TARAZONA, 1990). El resultado fue una completa desaparición de las poblaciones de *Mesodesma* y *Emerita*, que antes habían contribuido en general con cerca del 99% de la biomasa de la comunidad; y una fuerte reducción del resto de la macrofauna. Este diferente impacto de EN 1982-83, comparado al de 1976-77, parece haber sido causado por un mayor stress termal ($>7^{\circ}\text{C}$ sobre los valores promedio); el incremento del nivel del mar en más de 40 cm; los sedimentos menos adecuados encontrados por las especies cuando se desplazaron hacia niveles más altos en la costa, en busca de su nivel óptimo de zonación; y la mayor frecuencia de marejadas.

Una revisión de los estudios previos del macrobentos en la costa central del Perú (KOEPCKE & KOEPCKE, 1952, 1953; PENCHASZADEH, 1971; SANCHEZ & ALAMO, 1974) y los resultados del presente trabajo demuestran que desde la década del 50, se han presentado algunos ciclos de largo tiempo en la dominancia de algunas especies del macrobentos.

Así, en la costa central, *M. donacium* no había tenido poblaciones dominantes hasta antes de la década del 70. Las poblaciones densas habían estado restringidas al sur de los 16° S (SALGADO & ISHIYAMA, 1979). No son claros los factores que pueden haber favorecido en la década del 70, hasta antes de EN 1982-83, la mayor dominancia de *M. donacium* y la rápida formación de nuevos bancos más hacia el norte ($\approx 12^\circ\text{S}$), e incluso el desarrollo aquí de su pesquería artesanal (TARAZONA *et al.*, 1985; ARNTZ *et al.*, 1987). Sin embargo, es probable que tales factores estén asociados a los cambios en la corriente costera peruana, como respuesta a la intensificación de los vientos durante este período (BAKUN, 1990).

Para la mayoría de especies de *Donax* reportadas para el Perú, el límite sur de su distribución es la costa norte, hasta los 5° S. Sólo *D. marincovichi* claramente extiende su distribución hasta el norte de Chile (23° S) y en algunos casos también *Donax (Chion) obesulus*. En los muestreos cuantitativos del presente estudio, sólo se ha detectado *D. marincovichi*; sin embargo, no se excluye la posibilidad de que la otra especie haya formado también bancos densos en la costa central del Perú durante algún período. La probabilidad de tal ocurrencia se incrementa después de EN 1982-83, ya que los estudios cualitativos registran *D. obesulus* en Playa Santa María, durante 1984 y 1985. Por otro lado, en 1977 durante el anterior EN, también se encontró esta especie en Playa Uripe (Salaverry, a los 8° 12' S).

Impactos negativos sobre *E. analoga* similares a los ejercidos por EN 1976-77 y 1982-83, han sido observados antes durante EN 1972-73 (PENCHASZADEH, 1971; SANCHEZ & ALAMO, 1974). Queda todavía por clarificar si los reportes raros de *E. rathbunae* en el ecosistema de afloramiento de Perú y Chile (EFFORD, 1976), constituyen una extensión hacia el sur de la distribución de esta especie, inducida por los eventos EN.

Referencias

- ARNTZ, W.E. 1986. The two faces of El Niño 1982-83. *Meeresforsch.* **31**: 1-46.
- ARNTZ, W.E. & TARAZONA, J. 1990. Effects of El Niño on benthos, fish and fisheries off the South American Pacific coast. In: P.W. GLYNN (ed.), *Global ecological consequences of the 1982-83 El Niño-Southern Oscillation*, Elsevier Oceanography Series, Amsterdam, pp. 323-360.
- ARNTZ, W.E., BREY, T., TARAZONA, J. and ROBLES, A. 1987. Changes in the structure of a shallow sandy-beach community in Peru during an El Niño event. In: A.I.L. PAYNE, J.A. GULLAND & K.H. BRINK (eds.), *The Benguela and comparable ecosystems*. S. Afr. J. Mar. Sci. **5**: 645-658.
- BAKUN, A. 1990. Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science* **247**: 198-201.
- EFFORD, I.E. 1976. Distribution of the sand crabs in the genus *Emerita* (Decapoda, Hippidae). *Crustaceana* **30**: 169-183.
- KOEPCKE, H.W. & KOEPCKE, M. 1952. Sobre el proceso de transformación de la materia orgánica en las playas arenosas marinas del Perú. *Publ. Mus. Hist. Nat. Javier Prado Ser. A.* **8**: 1-25.

- KOEPCKE, H.W. & KOEPCKE, M. 1953. Contribución al conocimiento de la forma de vida de *Ocypode gaudichaudii* M. Edwards y Lucas (Decapoda, Crust.). Publ. Mus. Hist. Nat. Javier Prado Ser. A. 13: 1-46.
- PENCHASZADEH, P. 1971. Observaciones cuantitativas preliminares en las playas arenosas de la costa central del Perú, con especial referencia a las poblaciones de muy-muy (*Emerita analoga*) (Crustacea, Anomura, Hippidae). Of. Cien. UNESCO para América Latina. Docin 6: 16 pp.
- RASMUSSEN, E.M. & WALLACE, J.M. 1983. Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation. Science 222: 1195-1202.
- SALGADO, L.I. & ISHIYAMA, V. 1979. Ciclo de madurez sexual y desove de la "macha" *Mesodesma donacium*. Rev. Ciencias U.N.M.S.M. 71: 20-28.
- SANCHEZ, G. & ALAMO, V. 1974. Algunos aspectos de la biología del muy muy (*Emerita analoga*). Ser. Inf. Especiales Inst. Mar Perú-Callao (IM-167): 1-26.
- TARAZONA, J., ARNTZ, W.E., CANAHUIRE, E., AYALA, Z. & ROBLES, A. 1985. Modificaciones producidas durante "El Niño" en la infauna bentónica de áreas someras del ecosistema de afloramiento peruano. In: W.E. ARNTZ, A. LANDA & J. TARAZONA (eds.), El fenómeno El Niño y su impacto en la fauna marina. Bol. Inst. Mar Perú-Callao (special issue): 55-63.
- TARAZONA, J., PAREDES, C. & IGREDA, M. 1986. Estructura del macrobentos en las playas arenosas de la zona de Lima, Perú. Rev. Ciencias U.N.M.S.M. 74: 103-116.
- TARAZONA, J. 1990. Disturbance and stress associated to El Niño and their significance for the macrobenthos of shallow areas of the Peruvian upwelling ecosystem. Dr. rer nat. dissertation, University of Bremen, 181 pp.

EROSION AND ACCRETION PROCESSES DURING EL NIÑO PHENOMENON OF 1982-83 AND ITS RELATION TO PREVIOUS EVENTS

Nestor TEVES

Director of FOPCA Research Institute
Universidad Nacional Federico Villareal

Summary: Erosion and accretion are the main processes of coastal line changes. During El Niño Phenomenon of 1982-83, a great climatological and oceanographic event, occurred important morphological processes, Piura river bed socavation was measured monthly, reaching five meters deep and ninety meters wide at the maximum river discharge. The sediments transport of Jequetepeque river increased in 1983 about twenty times the average of previous years, reaching more than thirty millions of cubic meters. Probably it occurred the same in most rivers in Peruvian northern coast and it seems that it should exist a relation between these processes and the biggest El Niño events, like that of 1982-83 supplying the sediments which are forming the holocene beach ridges, north of Chira, Piura and Santa river mouths and in Colan.

Los procesos de erosión y acreción durante el fenómeno EN 1982-1983

Resumen: Los principales procesos de cambio de la línea de costa son la erosión y la acreción. Durante el Fenómeno El Niño de 1982-83, gran evento climatológico y oceanográfico, ocurrieron importantes procesos morfológicos. La socavación del cauce del río Piura se midió mensualmente alcanzando cinco metros de profundidad y noventa metros de ancho durante la máxima avenida del río. El transporte de sedimentos del río Jequetepeque aumentó en 1983 en casi veinte veces el promedio movilizado en años anteriores, llegando a más de treinta millones de metros cúbicos. Probablemente ocurrió algo similar en la mayoría de los ríos de la costa norte peruana y existiría una relación entre estos procesos y los mayores eventos de El Niño, como el de 1982-83, que han aportado los sedimentos que constituyen los cordones litorales holocénicos que se localizan al norte de las desembocaduras de los ríos Chira, Piura y Santa y en Colán.

INTRODUCTION

In the southeast Pacific region, El Niño Phenomenon may give at a limited scale, a good idea of global and regional climatological and oceanographic changes. This event shows the intrusion of warm and low salinity waters, heavy rains and flooding of rivers (Teves, 1990).

During El Niño events occur different kinds of processes such as river bed erosion, increase of transported fluvial sediments which reach the sea in great volumes accreting along the coastal line beaches (Teves, 1989).

EROSION AND SEDIMENTATION PROCESSES

Erosion In Piura river.-

Peruvian northern zone suffered in 1983, related to El Niño Phenomenon, high temperatures, big rains and flooding of rivers. The great increase of Piura river discharge produced strong erosion on river margins and socavation in river bed occurring gravity mass movements that produced damages or destroyed houses and civil engineering works.

The lithostratigraphic units that crops out in Piura area are Zapallal Formation from the Tertiary and quaternary marine, fluvial and aeolian deposits. Zapallal Formation is made up of gray and green shales and siltstones, in the upper part there are fine grained sandstones cemented with salts being almost impermeable, while the lower interbedded sandstones are permeable and have been serving as aquifers.

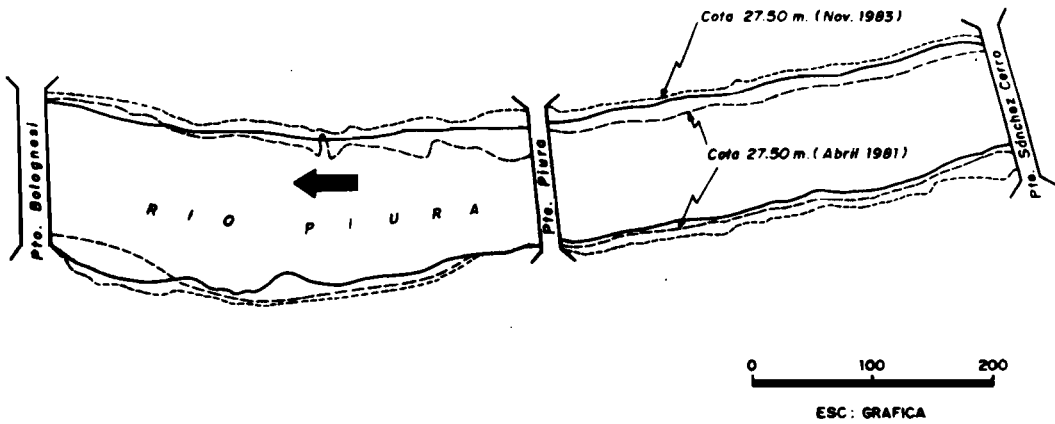
This formation has lateral facies changes with deltaic and shallow marine characteristics. The marine beds have great areal distribution and uniformity. Marine quaternary deposits are locally called Tablazos. Aeolian deposits are formed of very fine sands that cover superficially great areas in the plains. Fluvial deposits are not so thick due the Piura river has changed several times of channels abandoning the ancient ones; there are predominantly fine and very fine sands.

The right margin of Piura river is made up by Zapallal Formation which is covered by wasted materials, in the nearsite of Piura city. These wasted materials are 4-5 m thick between Bolognesi and Sanchez Cerro bridges; the matrix is fine sand near the top, some muddy toward the bottom. Underlying this, a bank of clear gray fine sands, probably fluvial bed deposits, is resting over greenish gray shales and siltstones. The wasted materials in the left margin are 2-3 m thick.

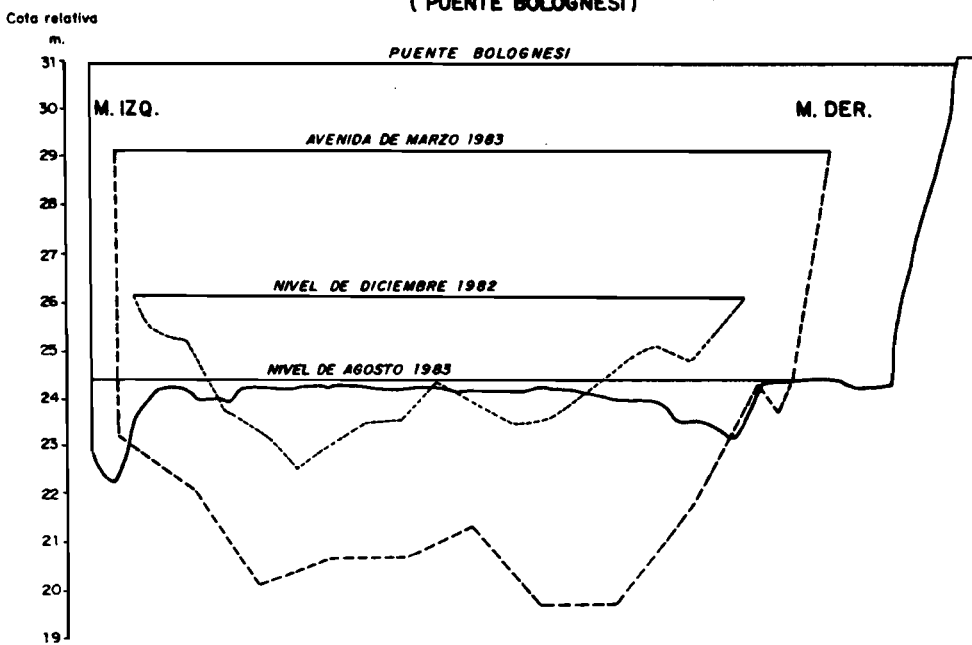
It was measured some cross profiles of Piura river bed, monthly, from December 1982 to August 1983 at Bolognesi bridge. It was evident the active socavation of the river bed with the increasing of river flow. In December 1982, the river eroded its bed to form two channels of two and one meters depth; in February 1983 the channels were 3 and 4.5 m depth respectively; in March reached 4 and 4.5 m depth; in April and May there was only one channel of five meters depth along all the wide of present river bed. This socavation probably saved Piura city from a catastrophic flood. In June 1983, with the diminishing of the river discharge, Piura river refilled again its bed and in August 1983, the river bed reached its normal level. The fluvial bed deposits are light gray fine sands with small brick fragments coming from the eroded margins. We assumed that the fluvial bed deposits have 4-4.5 m along the river bed upstream Bolognesi bridge based over drilling and geoelectric profiles data. If we estimate a 10 km socavation along Piura river bed, the volume of removed sediments would be enough to form a beach ridge of 15 km long.

In Piura river margin, it is recognized these fluvial bed deposits of very loose fine sands with transitional type ripples that indicate fast sedimentation of fine sands deposits of river bed which have had erosion and socavation during big flows occurring great lateral erosion. The river bed was wider and less deep. The present deepening of river bed is due to the presence of the bridges crossing the Piura river that are limiting the lateral erosion.

ZONA EROSIONADA EN LAS MARGENES DEL RIO PIURA



SECCIONES TRANSVERSALES EN EL RIO PIURA (PUENTE BOLOGNESI)



Comparisons were made between two topographic maps of the river margins between the bridges prepared before and after the flood of 1983. The level curve of 27.50 m from April 1981 map compared with November 1983 map shows that in the right margin had occurred lateral erosion of 10-15 m in average.

Piura river maximum discharge of the century was measured in 1983 (2,947.3 m³/sec in March 1983) eroding river bed to its maximum depth, but in the future, minor increase of river discharge could remove all the present river bed filling. This is the reason why any design for protecting the river margins should take in account this problem so there were not new socavations (Teves, 1983).

SEDIMENT TRANSPORT OF JEQUETEPEQUE RIVER

Coastal area in the Jequetepeque river basin has important quaternary fluvial and aeolian deposits. Lithostratigraphic units are 15 sedimentary formations and 5 volcanoclastic units; igneous rocks constitutes the coastal batolith and minor plutons. Volcanoclastic units are more susceptible to weathering and erosion.

Strong rains in 1983 removed great volumes of fluvial sediments in such exceptional quantities not considered in previous studies before the construction of Gallito Ciego dam. If the dam would have been finished, it could have retained a great part of the sediments diminishing the reservoir capacity.

The research study of the sedimentological impact dealt with this problem calculating the sediments transport in Jequetepeque river basin during 1983. This study considered 16 hydrological years (1968-1984) being the transport of suspended materials at Ventanilla's station of 45'474,515.90 m³. The maximum annual transport was registered in 1982-1983 hydrological year with 22'057,141 m³ and the minimum in 1977-1978 with 19,305.7 m³.

The calculated volume of transported coarse sediments (size more than 20 mm) was 7'317,500 m³ and of finer sediments (20-2 mm) was 1'945,000 m³. The total volume of transported fluvial sediments, including suspended materials, was of 31'319,641 m³ in 1982-1983 hydrological year (Teves, 1986).

COMPARISONS WITH PREVIOUS EL NIÑO EVENTS

The erosion and sedimentation processes of the northern coastal rivers were exceptional in occasion of a great event of El Niño Phenomenon, which has a recurrency of 300 yrs. The detail studies in Piura and Jequetepeque rivers in 1982-83 would let establish a relationship between these catastrophic events and the origin of the holocene beach ridges developed north of Chira, Piura and Santa river mouths and in Colan. The datings of the 8 ridges preserved in Colan determined ages from 3200 to 800 years B.P. Radiocarbon datings of shells and coal have given a relative chronology with lapses that vary from one to four centuries between the formation of each littoral ridge (Ortlieb *et al*, 1989).

The calculated volumes of eroded and transported sediments in Piura and Jequetepeque rivers let to establish the origin of the sediments that constitute the beach ridges and their relation with bigger El Niño events.

Referencias

- ORTLIEB, L. MACHARE, J. FOURNIER, M. & WOODMAN, R. 1989. La secuencia de cordones litorales de Colán (Piura): un registro del Fenómeno El Niño en el Holoceno Superior. Bol. Soc. Geol. Perú., v.80, p. 107-121.
- TEVES, N. 1983. Proyecto de Encauzamiento del Río Piura: Estudio Geomorfológico. Informe a CordePiura-OIST y Fuentes Ortiz.
- TEVES, N. 1986. Estudio del Impacto Sedimentológico de la Cuenca Alta del río Jequetepeque en el reservorio de Gallito Ciego. Informe a ONERN-Dirección Ejecutiva del Proyecto Especial de Gallito Ciego.
- TEVES, N. 1989. Análisis de los problemas de erosión en la Costa Peruana. CPPS/PNUMA (CCA)-PSE COI WG 1/1, Bogotá.
- TEVES, N. 1990. Cambio climático y variaciones del nivel del mar. Rev. Ingeniería - CIP, Año 1, No 2, p. 53-55, Lima.

RECONSTRUCTING THE PALEO ENSO RECORDS FROM TROPICAL AND SUBTROPICAL ICE CORES

Lonnie G. THOMPSON

Byrd Polar Research Center, Ohio State University
1255 Oval Mall, Columbus, OH 43210, USA

Interannual variability in climate is a major feature of the climate system, particularly in subtropical and tropical regions. It is essential to know if the interannual variability signature in the climate record is affected by a change in the mean state of the climate system. This goal can be met only by analyzing long records of interannual climate variability throughout intervals in the past when climate was different from today (e.g. Little Ice Age, Medieval Warm, last glaciation). This task is especially important as man may be inadvertently altering the mean state of global climate.

With the exception of the annual cycle, ENSO is the dominant global climate signal on time scales of a few months to a few years. It is associated with major dislocations of rainfall regimes in the tropics. Whereas the northern coastal desert regions of Peru experienced abnormally high precipitation, the southern highlands of Peru, where Quelccaya is located, experienced drought. Annual variations in the amount and chemical composition of precipitation accumulating on both polar and alpine (high elevation) glaciers produce laminations which allow precise dating of these stratigraphic sequences. This paper examines the interannual climate variability in the Quelccaya ice core records; (1) over the last 150 years where a limited amount of documentary data exist by which the ice core data can be evaluated and (2) the longer record covering the last 1500 years where independent evaluation becomes more difficult. The Quelccaya precipitation records derived from the ice cores are compared to the early history of man in South America. There is archeological evidence that, when compared to the Quelccaya net balance record over the last 1500 years, suggests that periods of flourishing highland cultures appear during periods when the mountains are wetter than average and that coastal cultures flourish when the mountains are drier than normal. These data suggest that there may exist longer period ocean/atmospheric links which yield "El Niño-like" precipitation responses on the longer term. Additional ice core evidence from the Dunde ice cap in China indicate that decadal net balance variations on the Qinghai-Tibetan Plateau are quite similar to those for the Quelccaya ice cores for the period 1600 to 1980 A.D. We know these two areas on opposite sides of the Pacific Ocean basin are statistically related through the Walker circulation on the short term and the ice core data suggest there may be longer term teleconnections between these areas of the earth.

EVIDENCIA DE EVENTOS "EL NIÑO-OSCILACION DEL SUR" (ENOS) MEDIANOS Y FUERTES : APARICION DE MOLUSCOS TROPICALES Y SUBTROPICALES EN BAHIAS DEL NORTE DE CHILE

Jorge TOMICIC K.

Dpto. Acuicultura, Fac. de Recursos del Mar
Casilla 170, Universidad de Antofagasta - Chile

El autor postula que en el Norte de Chile, independientemente de la latitud, en las bahías cuya boca se abre hacia el Sur, en períodos posteriores a eventos ENOS de magnitud mediana o fuerte aparecen moluscos de origen tropical o subtropical, y que las bahías cuya boca se abre hacia el Norte alojan mayoritariamente especies de moluscos de origen templado.

Después del evento ENOS de 1971, la bahía de San Jorge (con boca abierta al Sur, ubicada en la latitud 23°27' S) se pobló de *Donax peruvianus*, *Bursa ventricosa* y *Aplysia* spp. y esa misma bahía después del evento ENOS 1982-83 fue colonizada por ejemplares de *Donax peruvianus*, *Atrina maura*, *Pteria sterna*, *Atrina* cf. *independencia* y *Aplysia* spp.

Sin embargo, en la bahía de Mejillones con boca abierta al Norte y ubicada 40 km al Norte de la de San Jorge, no se encontraron especies de moluscos de origen tropical, lo cual se puede deber al tipo de circulación de las aguas provocadas por los vientos tipos "paracas" que soplan desde tierra a mar y con dirección Sur-Norte, que impedirían la entrada de las aguas provenientes de Norte durante los eventos ENOS, por lo que no entrarían en ella las larvas de moluscos que vienen a la deriva en dichas aguas.

Por otro lado, los vientos provenientes de Sur-Oeste que soplan en la bahía de San Jorge internarían las larvas que vienen con las aguas del Norte durante los eventos ENOS, las que se asentarían en el fondo y desarrollándose posteriormente en adultos. La rapidez de su aparición dependerá de la estrategia de selección de cada especie en particular. Lo mismo ocurre en otras bahías más pequeñas hacia el Norte y Sur de estas dos bahías mayores.

Normalmente, las dos bahías mayores presentan diferencias de temperatura notorias (entre 1 y 2 °C), lo cual debe estar influyendo en la diferenciación de las poblaciones de una misma especie que viven en ambas bahías.

Se propone usar este modelo, en el estudio de conchales presentes en las plataformas costeras, con el fin de detectar los eventos ENOS medianos y fuertes que ocurrieron en el pasado reciente y analizar la distribución biogeográfica de las especies bajo esa nueva perspectiva.

EVIDENCIAS DE GRANDES PRECIPITACIONES EN DIVERSAS ETAPAS CONSTRUCTIVAS DE LA HUACA DE LA LUNA, COSTA NORTE DEL PERU.

Santiago UCEDA C.

Facultad de Ciencias Sociales

Universidad Nacional de Trujillo. Av. Juan Pablo II s/n., San Andrés - Trujillo

Evidence of strong precipitations in several building stages of Huaca de la Luna, north peruvian coast

Summary: Studies on the architecture of major archaeological monuments in the north coast of Peru have led to the definition of a sequence of structure construction and rebuilding, and the record of successive strong rain damages to the Huaca de la Luna. Grave robber ("huaqueros") holes in the main platform of the Huaca de la Luna have exposed at least four rebuilding stages, each one associated with strong rain events.

EL COMPLEJO ARQUEOLOGICO Y SU HISTORIA

Las pirámides o templos del Sol y La Luna, se ubican en el valle bajo de Moche en su margen izquierda, en una pequeña planicie pegada al cerro Blanco. El templo de la Luna está conformado de tres plataformas hechas con adobes paralelepípedos, interconectados por cuatro patios. La plataforma principal mide aproximadamente 90 x 85 mts. y más de 20 m de altura. Es en este edificio donde se han realizado grandes forados en busca de tesoros que datan de inicios de la conquista española.

Estos templos son considerados (Larco, 1938, 1939, 1948; Bawden 1977) como el centro político religioso de la sociedad Moche. Teresa Topic (1977) constató, mediante sus excavaciones en la planicie que separan estas dos edificaciones, la existencia de un gran centro poblado donde las diferencias de clases sociales eran bien marcadas.

Durante la fase V de Moche, que corresponde a las fases I y II del Horizonte Medio, los moches desplazan su centro de poder a las partes medias de los valles, tratando de defender las bocatomas de sus canales ante la arremetida de grupos serranos o la invasión de los Huari (Lumbreras, 1969) o bien, como suponen otros autores debido a crisis climáticas que destruyeron los campos de cultivo y sus poblados en la parte baja del valle (Nials et. al, 1979). La destrucción del centro poblado moche que rodeaba los templos del Sol y la Luna es coincidente con un aluvión del 600 d.C., es decir a fines del moche IV.

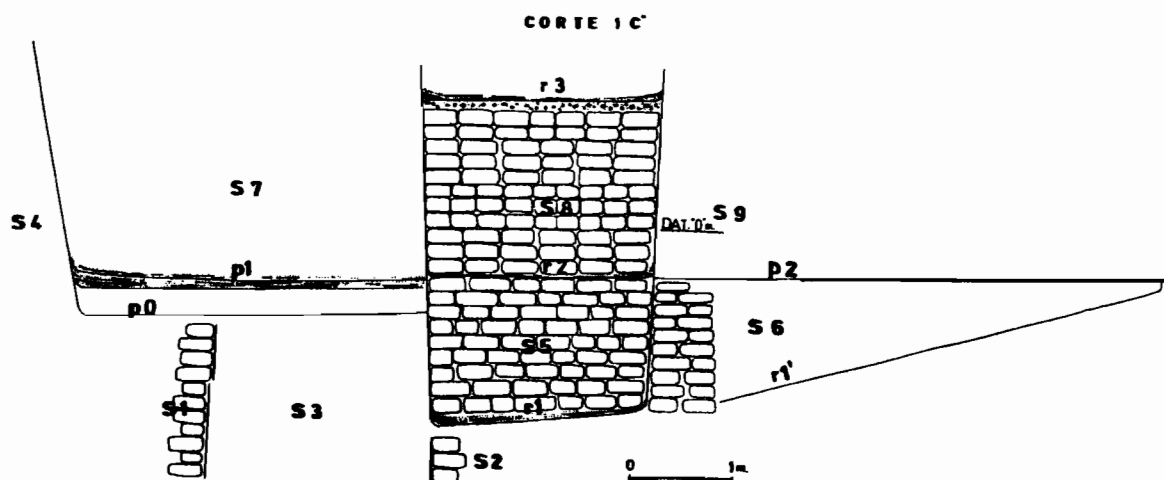
El estudio de los Murales por Mackey y Hasting (1982), hacen coincidir al tercer mural con el paso de la fase IV a V moche. Nuevamente estaríamos ante la correlación positiva del abandono de estos templos hacia fines de Moche IV.

LAS ETAPAS CONSTRUCTIVAS Y LOS REGISTROS PLUVIALES

En esta oportunidad, no vamos describir o discutir cuantas etapas constructivas tuvo el monumento. En el estado actual de nuestras investigaciones, tan sólo hemos

alcanzado unos 6 mts de profundidad, por lo que estamos seguros que existen otras etapas constructivas (las más antiguas) que no han sido registradas.

Uno de los perfiles - 1c, (fig. 1) nos muestra que existen cuatro etapas de construcción. Tres de ellas son reconocibles a partir de la evidencia de las tres rampas superpuestas que permitían el acceso a la edificación principal. Por debajo de estas rampas y hacia el lado izquierdo del perfil es posible observar otro evento constructivo. Sin embargo, lo más importante de este perfil es que sobre cada piso que fue sellado por una nueva construcción, ocurre una capa de sedimentos que varía de espesor con repetición de las varvas de sedimentación de un piso o rampa a otra. El piso 1 presenta un grueso paquete de sedimentación de más de 15 cm de espesor. Este sedimento es el producto de fuertes lluvias que han lavado los enlucidos y pinturas de muros. Este piso fue refaccionado una vez, luego de lluvias al parecer de cierta intensidad, pues originó unos 3 a 4 cm de sedimentos; un segundo evento de lluvias, de mayor intensidad que el primero produjo unos 12 cm de sedimentos.



En el caso de las rampas, si bien la presencia de sedimentos producto de lluvias es de poco espesor, no debemos olvidar que en el perfil éstas corresponden a la parte alta de la rampa, por lo que los sedimentos serán mayores en la parte baja.

En el perfil 1 B (fig. 2) están registrados dos pisos, ambos sellados por adobes, lo que indica que se trata de dos etapas constructivas diferentes. Al muro (m1) se asocian el piso (p1) y la banqueta (b1). El muro presenta un enlucido y rasgos de pintura mural. El sello (s2) cubre el piso (p1) y la banqueta (b1), y sirve de base al piso (p2). Sobre este último se colocó otro sello (s3).

CORTE 1'B'

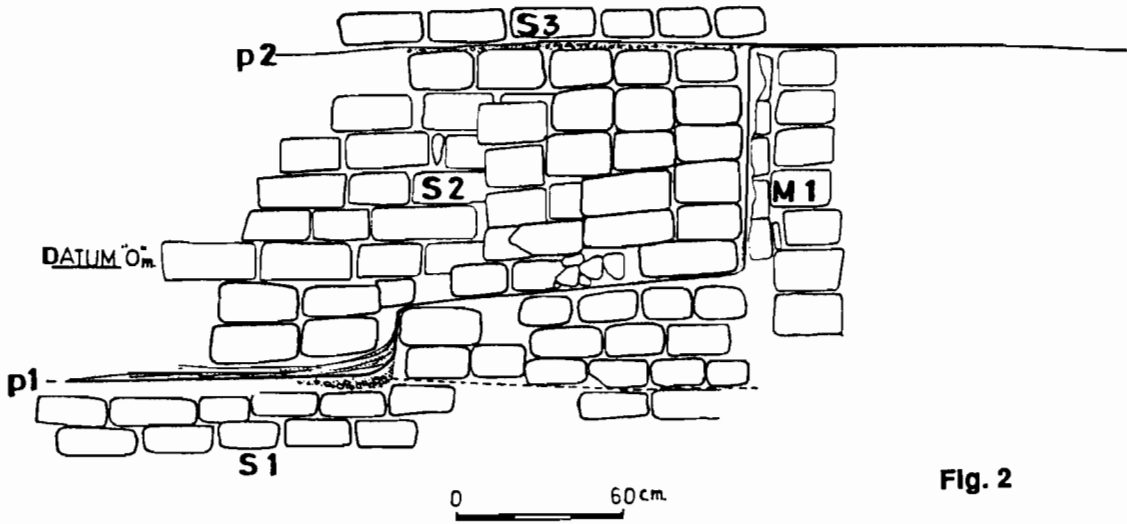


Fig. 2

En el Perfil 1A (fig. 3) el piso (p2) es el mismo piso (p2) del perfil 1B. El piso de este perfil se asocia al muro (m1), cuyo paramento norte presenta los murales estudiados por la misión de la Universidad de Harvard (Mackey y Hasting, 1982). El piso (p2) se asocia al paramento sur del muro (m1), que está pintado de color blanco, y que daría a un posible patio. Estos pisos (p1 y p2) están cubiertos por escombros, pero al retirarlos se puede observar el sello arquitectónico mencionado en el corte 1B.

CORTE 1'A''

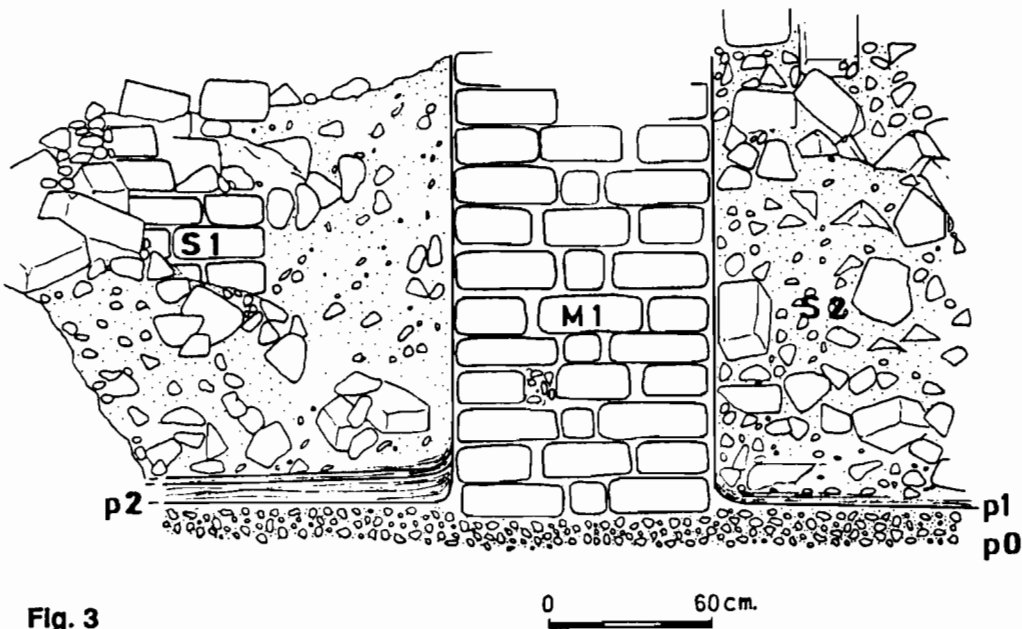


Fig. 3

En resumen, se puede indicar, a la luz de las actuales evidencias, que existieron 4 etapas constructivas. La primera estaría testimoniada por el pasadizo que está sellado por el piso (p1) y el otro pasadizo con rampas superpuestas (corte 1C). La segunda etapa se evidenciaría con las rampas (r1 y r1') y el piso p1 (corte 1C). El piso (p1) del corte 1C corresponde al mismo nivel de aterrazamiento que al piso (p1) del corte 1B. Esto quiere decir que el muro (m1) y la banqueta (b1) serían elementos arquitectónicos de esta segunda etapa constructiva. La tercera etapa correspondería a la construcción de la rampa (r2), y los pisos (p2) del corte 1B y (p1) y (p2) del corte 1A, al muro con los murales (m1) del corte 1A. La cuarta etapa estaría representada por la rampa (r3), en esta etapa no se registrarían pisos ni muros asociados; ellos probablemente fueron destruidos luego del abandono del sitio o bien en épocas hispánicas producto de la extirpación de idolatrías.

De esta descripción se pueden precisar algunos hechos:

1. A cada etapa constructiva se le asocia un evento de lluvias intensas, evidenciados por las capas de sedimentación que cubren pisos y rampas. Estas capas de sedimentación afectaron los enlucidos de los muros y se registran como lentes finos en el sedimento.
2. Dos de estos eventos, por el espesor y las refacciones que originaron en los pisos están asociados a las destrucciones de las etapas constructivas 2a y 3a.
3. Si es correcta la interpretación de Nials (1979) de hacer coincidir el abandono del sitio a la fase IV y su paso al Galindo en la fase V a un evento catastrófico denominado El Niño del 600, y la propuesta de Mackey y Hasting (1982) de que la tercera remodelación de los murales correspondería a finales de moche IV; entonces, antes del evento del 600 existieron, por lo menos, dos otros eventos de lluvias, aunque el registro podría aumentar en la medida que la profundidad del corte 1c se amplíe.
4. La repetición de estos eventos y su asociación con las remodelaciones o reconstrucciones del monumento podría indicarnos nuevos derroteros de interpretación social. La respuesta de una sociedad a estos fenómenos no es igual ni en el tiempo ni en el espacio. La misma sociedad en algunos casos trató de refaccionar los daños, pero en otros casos emprendió obras de remodelación de mayores proporciones. Esto quiere decir que la remodelación sólo pudo lograrse si la sociedad tuvo la posibilidad de aglutinar y mantener a una masa obrera en el nuevo proyecto luego de una catástrofe de esas dimensiones que afecta la base de su economía: la agricultura. Se puede argüir que la afectación no fue a toda la costa por igual, como sucede en la actualidad y dependiendo de ello se pudo en algunos casos emprender estas obras rápidamente luego de sucedida la catástrofe.

BIBLIOGRAFIA

- BAWDEN, Garth (1977). Galindo and the nature of middle horizon in northern central Peru. Tesis Ph. D. Harvard University.
- LARCO, Rafael (1938). Los Mochicas. Tomo I, Lima: Casa editorial "La Crónica" y "Variedades".
- LARCO, Rafael (1939). Los Mochicas. Tomo II, Lima: Empresa Editorial "Rimac" SA.
- LARCO, Rafael (1948). Cronología arqueológica del norte del Perú. Hacienda Chiclin - Trujillo (Perú). Biblioteca del Museo de Arqueología "Rafael Larco Herrera". Buenos Aires: Sociedad Geográfica Americana.
- LUMBRERAS, Luis (1969). De los pueblos, las culturas y las artes del Antiguo Perú. Lima: Moncloa Campodónico Editores Asociados.
- MACKEY, Carol y HASTING, Charles (1982). "Moche murals from Huaca de La Luna". En: *Columbian art history; selected reading* (Segunda edición). Editado por Alan Cordy-Collins, pp.293-312. Palo Alto California, Peek Publication.
- NIALS, F.; DEEDS, E.; MOSELEY, M.; POZORSKI, S.; POZORSKI, T. y FELDMAN, R. (1979). "El Niño: the catastrophic flooding of coastal Peru". *Field Museum of Natural History Bulletin*. 50(7), pp.4-14 (Parte I) y 50(8), pp.4-10 (Parte II).

FENOMENO "EL NIÑO" EN LOS ULTIMOS SETENTA AÑOS

Manuel VALVERDE & Irene TREBEJO

Dirección General de Meteorología, Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI).
Apto. 1308, Lima-Perú.

Alrededor de un siglo atrás, los pescadores de la Costa Norte del Perú (Paita), usaron la denominación de "El Niño" o "Niño Cristo" para describir a las aguas cálidas que aparecían frente al litoral del Norte peruano en la época navideña. Sin embargo, ésta se refiere a la contracorriente ecuatorial.

Con respecto al fenómeno "El Niño", es una anomalía de la interacción atmósfera-oceano, con alteración del sistema climático a escala regional y mundial, caracterizado por un calentamiento anormal del Pacífico Ecuatorial Oriental, como consecuencia de la transferencia de calor y masa proveniente del sector Oeste, con un clima más cálido que lo normal, y lluvias inusuales en la región nor-oeste cuando se hace referencia al Perú.

En octubre de 1991, las anomalías tanto atmosféricas como oceánicas, revelaban la ocurrencia del fenómeno "El Niño", por lo menos en el Pacífico Tropical, pero en la costa nor-oeste no se registra a plenitud las lluvias inusuales característico del evento ENOS, lo que significa una particularidad y su propia peculiaridad de cada episodio. Esto nos remite a muchas décadas atrás, en que los eventos Niño que se registraron en siglos pasados son diferentes a los actuales, lo cual se podría corroborar con los sucesos climáticos que se registraron en la pequeña edad de hielo.

Dado que en el Imperio Incaico no se contaba con estadísticas climáticas, pero existe información con cierta consistencia desde 1525 hasta 1925 y durante este período se han registrado más de cien eventos ENOS. Los episodios más severos que ocurrieron fueron los siguientes:

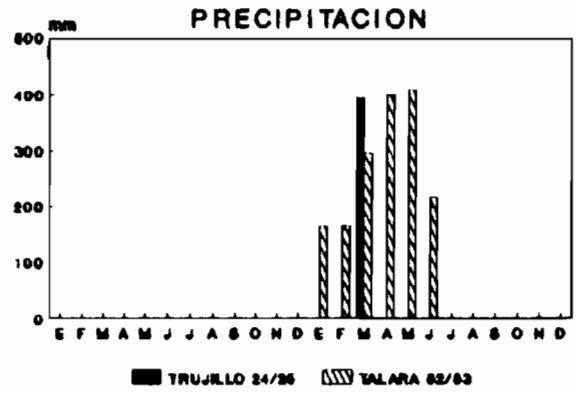
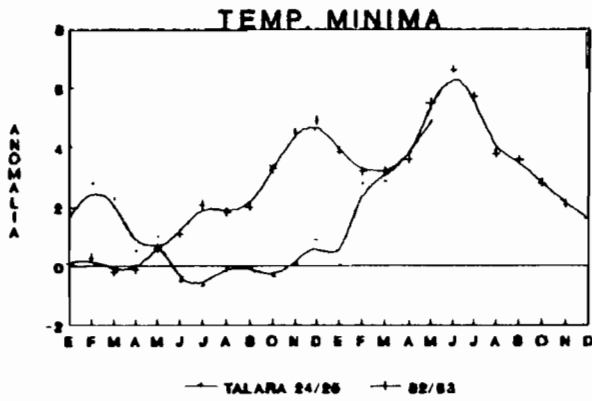
| | | |
|------|------|-----------|
| 1578 | 1791 | 1877-1878 |
| 1728 | 1828 | 1891 |

En lo referente al evento de 1891, en Paita se registraron temperaturas superficiales del mar (TSM) de 26.7°C y 27.3°C en marzo. En el Callao, la TSM se registró entre 25.8 y 26.0°C; en Galápagos de 27.8°C. En la región Nor-oeste particularmente en Piura, se totalizó 327 mm de precipitación entre el 7 de marzo y 1 de abril. En Talara, durante febrero, como consecuencia de lluvias torrenciales se generó cauces de agua hasta de 1.5 m de altura.

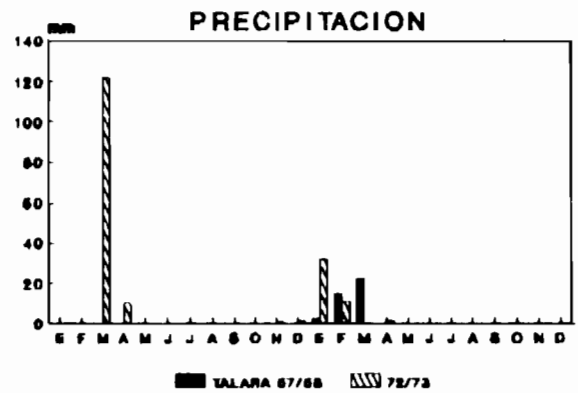
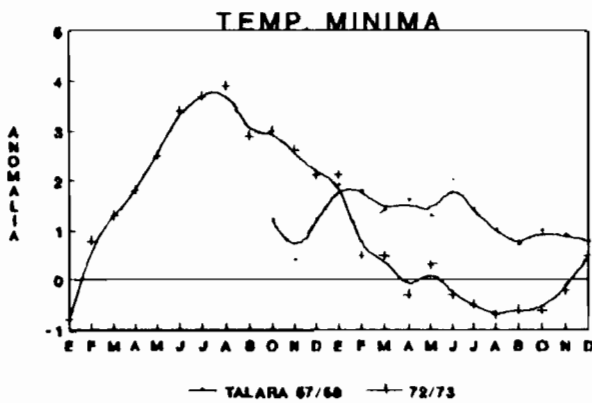
Desde 1925, a la fecha, incluyendo El Niño 91-92, se han registrado 15 eventos, siendo el de mayor intensidad el del período 1982-83, con serios impactos socioeconómicos en el Perú y a escala mundial. Igualmente fue el de 1925, sin embargo en esa época la infraestructura física, el tamaño de las ciudades y la densidad poblacional fueron de menor proporción.

FENOMENO "EL NIÑO"

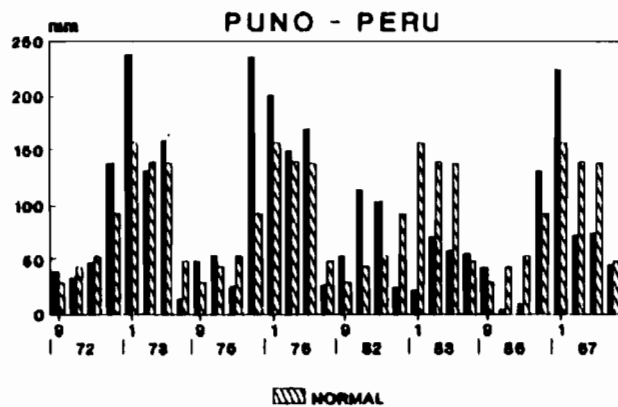
I. INTENSIDAD EXTRAORDINARIA



II. FUERTE INTENSIDAD



PRECIPITACION EN EVENTOS "NIÑO"



En el panel, la parte superior se refiere a las anomalías de la temperatura mínima en Talara y la precipitación para la misma localidad y adicionalmente para Trujillo (costa norte peruana), correspondientes a eventos ENOS extraordinarios. En 1925, las anomalías térmicas alcanzaron hasta $+5.0^{\circ}\text{C}$ y en 1983 hasta $+6.0^{\circ}\text{C}$. Las precipitaciones en Trujillo totalizaron cerca de 400mm en marzo de 1925, incluso mayor a lo registrado en Talara para el mismo mes en el 83. Las precipitaciones se incrementaron notablemente desde enero de 1983, con valores extremos en abril y mayo, con totales próximos a los 400 mm y en junio se registraron cerca de 200 mm, y en Piura, en abril superó el 15000 %. La TSM frente a la costa central presentó anomalías de 4 a 7°C en 1925. Las anomalías positivas de la TSM en la región nor-oeste del Perú fueron de 4 a 8°C , con núcleos de $+11^{\circ}\text{C}$ (mayo 83). En el Altiplano (Puno), se registró sequías durante este mismo período, como se observa en la figura inferior del panel.

El evento ENOS 1957-58, 1972-73 se caracterizó por su fuerte intensidad en especial el último por su extensión en el tiempo. Las anomalías de temperatura mínima, que se observan en la parte central del panel, en el evento 57-58 superan los 2°C y en 72-73 los 3°C . Las precipitaciones en la misma área costera son superiores a sus valores normales, especialmente en el verano de 1972, que alcanzó en Talara hasta 120 mm (marzo), y en Piura superó el 800%. En El Altiplano, durante este período las precipitaciones se caracterizaron por presentarse superiores a sus valores climáticos.

El fenómeno El Niño, como evento no cíclico, pero recurrente, ha registrado en los últimos setenta años, desde episodios extraordinarios hasta de débil intensidad y lo que más lo ha caracterizado en el Perú, son las lluvias inusuales en la costa norte y el calentamiento anormal del Pacífico Oriental, que ha superado el año calendario. Así mismo, cierta influencia en el régimen normal de lluvias con sus alteraciones respectivas.

HISTORIA DE LA VEGETACION DE CHILE CENTRAL: SU RELACION CON EL CLIMA CUATERNARIO DE LA COSTA PACIFICA DE SUDAMERICA

Carolina VILLAGRAN y Rodrigo VILLA

Universidad de Chile, Casilla 653, Santiago, Chile

History of the vegetation of Central Chile: its relationship with the Quaternary climate of the Pacific Coast of South America

Abstract: Due to its transitional character between the arid and semiarid Matorral formations of the north, and the temperate rainforest of the south, the vegetation of Central Chile (32-39° S) should reflect in a particularly sensitive way the major climatic fluctuations of the Quaternary. This paper discusses the vegetational history of these formations, emphasizing the effects of the glacial-postglacial cycle and their relationship with the paleoEnso.

El clima actual de Chile Central (32-39°S) está principalmente regido por la influencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico sur, cuyo centro promedio se localiza en torno a los 30°S y presenta un conspicuo ciclo anual de desplazamiento latitudinal. Las lluvias de invierno de la zona mediterránea de Chile Central están vinculadas a la posición más hacia el norte del Anticiclón, dentro de su ciclo anual. Este hecho favorece la actividad frontal asociada al cinturón de los oeste de las latitudes medias. Durante el verano, el desplazamiento hacia el sur del Anticiclón, y la contracción en el mismo sentido del cinturón de los oeste, genera condiciones secas en Chile Central (Aceituno, Fuenzalida y Rosenblüth 1990). Al norte de los 30°S las condiciones son áridas todo el año por la permanente influencia del Anticiclón, corriente fría del Perú y efecto de sombra de lluvia de los Andes. Solamente en los Andes del Norte Grande se presentan escasas lluvias de verano (100-300 mm), de fuente tropical. Al sur de los 40°S, lluvias de fuente oeste se distribuyen durante todo el año.

Adicionalmente, anomalías climáticas en Chile Central han sido relacionadas a fenómenos globales de la circulación atmosférica, como la Oscilación del Sur (OS). Durante la fase negativa de la OS, asociada a los eventos El Niño, la presión es anormalmente baja en el dominio del Anticiclón Subtropical del Pacífico sur. Esta situación ha sido vinculada con una tendencia hacia inviernos más cálidos y húmedos en Chile Central (Aceituno, Fuenzalida, Rosenblüth 1990).

En correspondencia con el carácter de transición entre dos sistemas climáticos contrastantes de Chile Central, su vegetación se caracteriza por una marcada heterogeneidad florística y fisionómica. Distintas Formaciones vegetales, desde xéricas hasta méxicas, se suceden latitudinalmente, en concordancia con el aumento de lluvias de norte a sur. A las Formaciones semiáridas del norte del área, constituídas por matorrales de espinosas y suculentas y sabanas de *Acacia caven* (30-33°S), suceden Formaciones de bosques y matorrales subtropicales de hoja dura (Bosque Esclerófilo, 32-37°S y bosques deciduos de *Nothofagus* 36-40°S), los cuales intergradan gradualmente hacia bosques

templado lluviosos en la Región de los Lagos (Bosque Valdiviano, 39-42°S). Adicionalmente, la presencia de dos cordilleras a lo largo del país, y la influencia de neblinas en el litoral, determina también una acentuada variación W-E de la vegetación, distribuyéndose las Formaciones más xéricas en el Valle Central. Numerosas taxa endémicos y comunidades relictas persisten discontinuamente en cimas de cerros del litoral del Norte Chico y en la Cordillera de la Costa de más al sur, gracias a la mayor humedad disponible en estas áreas.

Por las características reseñadas, los cambios de la vegetación de Chile Central, deberían reflejar de manera particularmente sensible los cambios climáticos cuaternarios. En este trabajo se discute la historia de la vegetación de esta región, enfatizando los efectos de las fluctuaciones climáticas del último ciclo glacial-postglacial y su relación con la anomalía El Niño-OS. En la tabla 1 se destacan las características climáticas de Chile desde la última glaciación, de acuerdo a las evidencias geológicas postuladas por varios autores, y a continuación se discuten estas evidencias en relación con las comunidades prevalecientes en Chile Central durante este tiempo, de acuerdo a los registros palinológicos y otras evidencias biológicas.

TABLA 1: CARACTERISTICAS CLIMATICAS DE CHILE DURANTE LA ULTIMA GLACIACION Y POSTGLACIAL

| Region | Máximo Glacial | Tardiglacial | Pleistoceno-Holoceno y Holoceno Temprano | Holoceno Reciente | Referencias |
|--------------------------------|--|---|---|---|-----------------------|
| Norte Grande
18-27°S | <u>Seco-frío</u> | <u>Húmedo-frío</u>
(pp de Verano) | <u>Húmedo-cálido</u>
(Andes) con desarrollo de suelos.
<u>Arido-cálido</u> (Precordillera) | <u>Arido-frío</u> | 7,11 |
| Norte Chico
37-32°S | <u>Arido-frío</u>
(Andes)
<u>Semiárido-frío</u>
(Precordillera) | <u>Húmedo-frío</u>
a <u>Húmedo-tibio</u>
(con desarrollo de suelos) | <u>Húmedo-cálido</u>
(Andes) con desarrollo de suelos
<u>Arido-cálido</u> con erosión de suelos (Precordillera) | <u>Semiárido-frío</u> | 10, 13, 16 |
| Chile Central
32-39°S | <u>Húmedo-frío</u>
(fuertemente estacional) | <u>Húmedo-frío</u>
a <u>tibio-húmedo</u>
(con desarrollo de suelos) | <u>Arido-cálido</u> con erosión del suelo | <u>Húmedo-frío</u>
(costa)
<u>semiárido-frío</u>
(Valle Central) | 3, 6, 9
10, 12, 13 |
| Región de los Lagos
39-44°S | <u>Húmedo-frío</u>
(estacional hasta lluvioso todo el año) | <u>Húmedo-frío</u> | <u>Templado-lluvioso</u>
(relativamente más seco-cálido) | <u>Húmedo-frío</u> | 2, 8, 14
15 |
| Región Austral
44-55°S | <u>Arido-frío</u> | <u>Arido-frío</u> | <u>Húmedo-frío</u> | <u>Húmedo-frío</u> | 8 |

Clima y Vegetación Glacial: En Chile Central, los registros palinológicos muestran que el paisaje glacial de Chile Central y Región de los Lagos era en lo que a vegetación se refiere muy homogénea, con dominancia de *Nothofagus* y Coníferas, entre los árboles, herbáceas (Gramíneas y Compuestas), taxa acuáticos y, en Chiloé, especies de las Tundras Magallánicas (Heusser 1984, 1990; Groot & Groot 1966; Villagrán 1988). Las especies arbóreas registradas son higrófilas y resistentes al frío y, curiosamente, se registran

solamente trazas de las especies cataracterísticas de los bosques mejor adaptados actualmente al clima mediterráneo, o con influencia mediterránea de Chile central-sur, los bosques Esclerófilo, Deciduo y Valdiviano. Este paisaje predominantemente abierto ha sido interpretado como una Formación de Parque arbolado, sin equivalente en la vegetación actual, y sugiere un clima muy frío, húmedo y fuertemente estacional durante la última glaciación.

Esta vegetación es coherente con el clima postulado en base a las evidencias geomorfológicas, posición de las líneas de nieves pleistocénicas, y paleoniveles de lagos de Chile Central (Tabla 1). Un paisaje vegetacional de Parque parece también concordante con la existencia de una abundante megafauna que se extinguió a principios del Holoceno (Núñez et al. 1983) y con las distribuciones relictas, remanentes de la vegetación glacial, de varios taxa de Coníferas y de Tundras. En contraste, en el Norte Chico y Norte Grande de Chile, las evidencias glaciales, periglaciales, lacustres y pedológicas indican condiciones frías y secas durante el último Máximo glacial (Tabla 1). Las distribuciones actuales de la flora andina altiplánica, desértica y mediterránea sugieren también que la barrera desértica puede haberse acentuado durante gran parte del Pleistoceno.

Las reconstrucciones globales de las temperaturas oceánicas durante el máximo de la última glaciación, a los 18,000 años A.P. (CLIMAP 1981), muestran una expansión de las aguas polares, un desplazamiento hacia el ecuador del Frente Polar en ambos Hemisferios, y una intensificada circulación atmosférica y oceánica. A lo largo de la costa Pacífica de Sudamérica, esto se expresaría en mayor surgencia de aguas frías, intensificación de los vientos oeste, causantes actualmente de gran parte de las lluvias en Chile Central, y un reforzamiento del Anticiclón del Pacífico sur. Este último evento explicaría las condiciones áridas registradas al norte de los 33°S. Estas condiciones climáticas parecen indicar ausencia de eventos El Niño durante las edades glaciales.

Clima y Vegetación Tardiglacial: Los registros palinológicos y de Coleópteros fósiles de la Región de los Lagos (Villagrán 1991; Ashworth & Hoganson 1987) evidencian rápida recolonización del bosque lluvioso y fauna asociada, a partir de 14,000-13,000 años A.P. Expanden los mismos taxa arbóreos presentes en el máximo glacial, desapareciendo en cambio las especies de tundras y de vegas. Las especies del Bosque Valdiviano, actualmente dominantes, siguen registrándose solamente en trazas. En Chile Central, los registros (Heusser 1990; Villagrán & Varela 1990) muestran que, antes de los 10,000 años, persistió la vegetación glacial en el Valle Central (34° 30' S), mientras que en el litoral de más al norte (32°S) dominaba un matorral semiárido diverso con fuerte representatividad de taxa acuáticos y palustres. Las especies esclerófilas, dominantes actualmente, aparecen solamente en trazas. La vegetación descrita sugiere persistencia de condiciones húmedas y relativamente frías en Chile Central y Región de los Lagos durante el Tardiglacial. Solamente en el extremo austral del país existieron condiciones probablemente secas hasta los 10,000 años, a juzgar por los espectros polínicos pobres en especies y con dominancia de Gramíneas (Heusser 1984).

El desarrollo de paleosuelos higrófilos en el Norte Chico durante el Glaciar tardío, como asimismo las evidencias paleohidrológicas y glaciológicas del Norte Grande de Chile (Tabla 1) y del Altiplano peruano-boliviano, sugieren también aumento de las lluvias de fuente este durante el Tardiglacial.

Durante el glacial tardío, las curvas de paleotemperaturas de Antártica muestran una tendencia gradual de aumento de las temperaturas desde 15,000 años y un óptimo ca. de 10,000 años A.P. La cronología glacial controlada radiocarbónicamente indica una rápida e ininterrumpida deglaciación, al menos a partir de los 13,000 años A.P., en la región de los Lagos del sur de Chile. En el Norte Chico y Norte Grande, en cambio, hay evidencias de avances glaciares posteriores a 14,000 años (Veit 1991; Grosjean et al. 1991). Este escenario paleoclimático, con avance glacial y aumento de las lluvias de fuente este en el Norte Grande y Altiplánico; avance glacial, mayor humedad y desarrollo de suelos en el Norte Chico; lluvias en Chile Central; y sequía en las latitudes australes tendría coherencia si se concibe el Tardiglacial como una muy peculiar interfase en Sudamérica cuyas características serían: paulatina relajación de modo glacial de circulación, con calentamiento gradual del borde este del Pacífico Sur y progresivo debilitamiento del Anticiclón Subtropical. Avances glaciares y más del doble de lluvias de fuente este en el norte del país sugieren que la banda de Convergencia Atlántica estaba desplazada hacia el sur de su posición actual durante el Tardiglacial, condiciones también incompatibles con eventos El Niño. Sin embargo, estas condiciones pueden ser calificadas de precursoras del fenómeno ("El Niño-like conditions", sensu DeVries, 1987).

Clima y Vegetación del límite Pleistoceno-Holoceno y Holoceno temprano: Los registros de Chile Central muestran un dramático cambio de vegetación a los 10,000 años. En el Valle Central desaparecen los elementos del bosque glacial y son subsistuidos por herbáceas, principalmente Gramíneas y Compuestas (Heusser 1990). Estos mismos taxa dominan en el litoral (32°S), desapareciendo los taxa acuáticos y las trazas arbóreas (Villagrán & Varela 1990). En la Región de los Lagos se observa una rápida expansión del elemento más termófilo de bosque Valdiviano, y restricción de las Fagáceas y Coníferas hacia ambas cordilleras (Villagrán 1991). Los perfiles andinos muestran que, en el Holoceno temprano, el elemento de bosque deciduo de *Nothofagus* ocupó una posición dominante más al sur de la que tiene en la actualidad. Estos cambios de vegetación sugieren condiciones más cálidas y secas en Chile central-sur desde comienzos del Holoceno.

Condiciones más secas y con una mayor incidencia de precipitaciones fuertes durante el Holoceno temprano han sido sugeridas por Veit (1991), en base a la mayor actividad de conos aluviales e intensificación de los procesos de erosión registrados, y fechados radiocarbónicamente, en la costa y Precordillera, entre 30 y 33°S. Condiciones cálidas y secas también prevalecerían en la Precordillera del Norte Grande.

Las curvas de las paleotemperaturas de la Antártica muestran que el aumento de las temperaturas culmina en torno a 10,000 años, cerca de 3000 años antes que en el Hemisferio Norte, y se mantienen altas durante el Holoceno temprano. Esta asimetría entre las temperaturas de ambos hemisferios posibilitaría el desplazamiento hacia el sur de la banda de Convergencia del Pacífico. Presiones anormalmente bajas en el dominio del Anticiclón Subtropical del Pacífico oriental, han sido asociadas a los eventos El Niño. Una mayor frecuencia y duración de los eventos El Niño en el límite Pleistoceno-Holoceno y en el Holoceno temprano parece compatible con los cambios geomorfológicos, climáticos y vegetacionales y la extinción de biota que registra la evidencia paleoambiental.

Financiamiento: Proyectos 91-0844 (Fondecyt); 3997-89 National Geographic Society of America.

REFERENCIAS CITADAS

- Aceituno, P., Fuenzalida H. & Rosenblüth, B. 1990. Climate along the extratropical west coast of South America. International Workshop: Earth system response to global change- Northern and Southern Hemisphere contrasts, La Serena, Chile, December 2-4, 1990, 14 pp.
- Ashworth A. & Hoganson, J.W. 1987. Coleoptera Biassociations along a elevational gradient in the Lake Region of Southern Chile, and comments on the Postglacial development of the fauna. *Annals of the Entomological Soc. of America* 80: 865-895.
- Caviedes, C. 1990. Rainfall variation, snowline depression and vegetational shifts in Chile during the Pleistocene. *Climatic change* 16: 94-114
- CLIMAP, Project Members. 1981. Seasonal Reconstructions of the Earth's Surface at the Last Glacial Maximum. *Geol. Soc. Am. Map Chart Ser.*, MC-36: 1-18.
- DeVries, T. J. 1987. A review of Geological Evidence from ancient El Niño Activity in Peru. *Journal of Geophysical Research* 92: 471-479.
- Groot, J.J. & Groot, C.R. 1966. Pollen spectra from deep-sea sediments as indicators of climatic changes in Southern South America. *Marine Geology* 4: 467-524.
- Grosjean, M., Graf, K., Messerli, B., Romero, H., Schreier, H., Schotter, U. & Vuille, M. 1991. Cambio climático y dinámica de los recursos naturales del norte de Chile durante el último período glacial y el Holoceno-Primera Síntesis. Taller internacional: Geoecología de los Andes, Santiago, Octubre-Noviembre 1991, pp. 22-23.
- Heusser, C.J. 1984. Late Quaternary climates of Chile. En: "Late Cainozoc Paleoclimates of the Southern Hemisphere (J.C. Vogel, Ed.). A.A. Balkema, Rotterdam.
- Heusser, C.J. 1990. Ice age vegetation and climate of subtropical Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80: 107-127.
- Núñez, L., Varela, J., Casamiquela, R. 1983. Ocupación paleoindio en Quereo. Ediciones de la Universidad del Norte, Antofagasta, Chile.
- Seltzer, G. 1990. Recent glacial history and paleoclimate of the Peruvian-Bolivian Andes. *Quaternary Science Reviews* 9: 137
- Varela, J. 1976. Geología del Cuaternario de Laguna Tagua Tagua. *Actas Primer Congreso Geológico Chileno*: D81-113.
- Veit, H. 1991. La evolución del paisaje del Norte Chico (Norte de Chile) durante el Cuaternario Superior y su significado para el patrón geoecológico actual. Taller Internacional: Geoecología de los Andes. Santiago, Octubre-Noviembre 1991, pp. 27-30.
- Villagrán, C. 1988. Expansion of Magellanic Moorland during the Late-Pleistocene: Palynological evidence from northern Isla de Chiloé, Chile. *Quaternary Research* 30:304-314.
- Villagrán, C. 1991. Historia de los bosques lluviosos templados del sur de Chile durante el Tardiglacial y Postglacial. *Revista chilena de Historia Natural* (en prensa).
- Villagrán, C. & Varela, J. 1990. Palynological evidence for increased aridity of the Central Chilean coast during the Holocene. *Quaternary Research* 34:198-207.

INDIGENOUS RESPONSE MECHANISMS TO PERIODIC CLIMATIC DISASTERS ON THE PERUVIAN NORTH COAST: PALEOTECHNOLOGICAL REPERTORY IN 1578

James M. VREELAND, JR

Department of Anthropology, University of Texas
Austin, TX 78712, USA

This paper summarizes the inventory of responses used by north the coast Indians during and shortly after the catastrophic rainfall and flooding that occurred throughout the north coast of Peru in 1578. Diverse ethnohistoric accounts written at the time record climatic fluctuations indicative of a strong "El Niño" event occurring some fifty years after Spanish invasion of the Andean area. As such, the event constitutes the first major climatic challenge to both the European introduced pattern of settlement distribution and to the capacity of the indigenous population to respond while already under severe stress caused by demographic, socio-economic and health related factors (Schaedel 1981, 1987).

Sources

The principal source for the technological inventory has been drawn from the court records of a litigation over tribute requirements exacted by Spanish colonial landlords of local Indian communities whose ethnic leaders were obligated to channel tribute annually to their "encomenderos" in the form of labor and produce. As such, the document necessarily reflects subjective views of the litigants hoping to influence the outcome of the bureaucratic process of filing affidavits from witnesses whose account were "filtered" by Colonial scribes and, in the case of the man Indians, translators. The manifold problems regarding interpretation of this category of evidence and their implications for inferring the existence of an indigenous "flood control" or "disaster management" system are treated by R.P. Schaedel in another paper for this symposium.

Probanza of 1580

The lengthy testimonios are recorded in over 300 pages of text in two segments housed separately in the Peruvian National Library and Archives in Lima. The former segment, recently transcribed by Huertas (1987), corresponds to accounts recorded by witnesses of the northernmost Indian communities of the corregimiento of Saña. The accounts were written in Spanish by official notaries in 1580, two years after the El Niño event. Numerous investigators (including Ramirez and Rostworoski) have examined portions of the documentation since Brüning (1923) first made reference to part of it in his ethnohistoric study of one irrigation network in colonial Lambayeque.

The present paper evaluates the testimonios presented by thirty witnesses called by seven indigenous leaders, "caciques", from the Indian settlements of Lambayeque, Ferreñafe, Túcume, Illimo, Pacora, Jayanca and Cinto or Chiclayo. Each testimony, or "probanza", constitutes a response to a questionnaire comprising fourteen questions administered by the Spanish authority to the witnesses, including Indian, mestizo and Spanish ecclesiastical residents.

Inventory of technological responses

Five major technological categories are proposed here to classify and evaluate the corpus of witnesses' testimony regarding Indian responses to the climatic phenomena:

- a. food production
- b. irrigation
- c. flood control
- d. health and nutrition, including pest and plague control
- e. building construction and settlement pattern

For each category, a list of responses is given to illustrate the nature of the strategies practiced by Indians, at the household and collective (community) levels. Although quantitative data are provided in a number of testimonies, these must be used with extreme caution given the nature of the evidence and the manner with which it was recorded.

Preliminary conclusions

The diversity of responses offered by Indians from a range of contemporary settlement show patterns consistent with the hypothesis that indigenous north coast society a half century after the Spanish invasions still maintained a repertory of paleotechnological mechanisms to cope with disaster management in a desert ecosystem subject to periodic, if unpredictable, inundation by rainfall and flooding. It is also evident that the strategies available to indigenous society were not capable of dealing with all the crisis effects. New disease vectors among both human and domestic animal populations, and the drastic change in settlement pattern forced on the Indian communities by the Spanish colonial system of demographic concentration and ethnic separation in aggregate villages, or "reducciones", introduced challenges for which the indigenous culture was not prepared. Some of these, as well as other "paleotechnologies", have survived to the present day among the rural Muchik population, and constitute a viable source of alternative strategies for autogenous development (Vreeland 1985, 1986).

BIBLIOGRAPHY

- BRUNING, E. (1923). Reglamentación de las aguas del Taimi. Reproduced in: *Lambayeque: Estudios Monográficos de E. Brüning*, J.M. Vreeland (compiler) 1989, Chiclayo: SICAN.
- HUERTAS, L. (1987). *Ecología e Historia: Probanzas de Indios y Españoles referentes a las catastróficas lluvias de 1578, en los Corregimientos de Trujillo y Saña* (paleogeografía y comentarios), Chiclayo: CES Solidaridad.
- SCHAEDEL, R. (1981). Late Incaic and early Spanish changes in land use -their effect on dry lands: the Peruvian coast. *Ibero-Amerikanisches Archiv.*, N.F, Jg 7, H 3, p.309-319, Berlin: Colloquium Verlag.
- SCHAEDEL, R. (1987). 2000 años de la continuidad cultural de los Mochicas en la costa norte del Perú, *Ibero-Amerikanisches Archiv.*, N.F, Jg 13, H 1, p.117-128, Berlin: Colloquium Verlag.
- VREELAND, J.M., Jr (1985). Agricultura tradicional en el desierto de Lambayeque durante un año aluviónico. In: *Ciencia, tecnología y Agresión Ambiental: El fenómeno del Niño*, p.579-625. Lima: CONCYTEC.
- VREELAND, J.M., Jr (1986) Una perspectiva antropológica de la paleotecnología en el desarrollo agrario del norte del Perú. *América Indígena*, vol. XLVI (2), p.275-317, Mexico: Instituto Indigenista Inter Americano.

FORMACION DE UNA NUEVA LINEA DE COSTA EN MANCORA DURANTE EL NIÑO DE 1983

Ronald WOODMAN

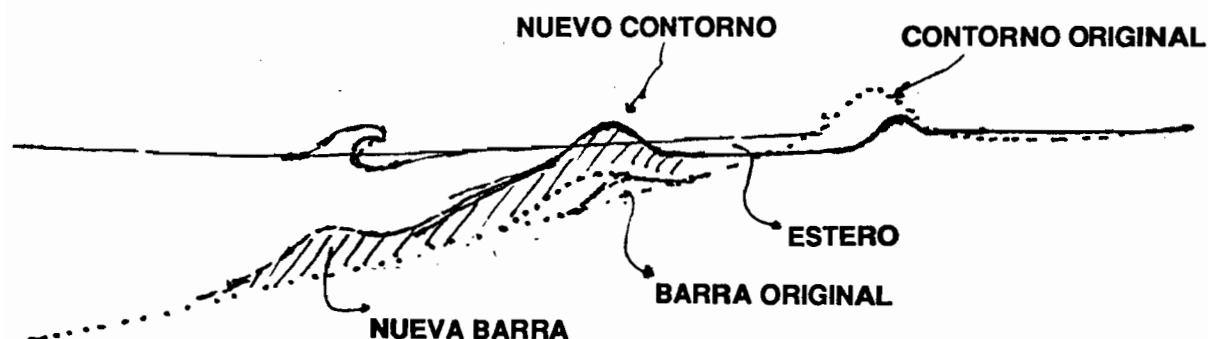
Radio Observatorio de Jicamarca, Instituto Geofísico del Perú
Apartado 13-0207, Lima 13

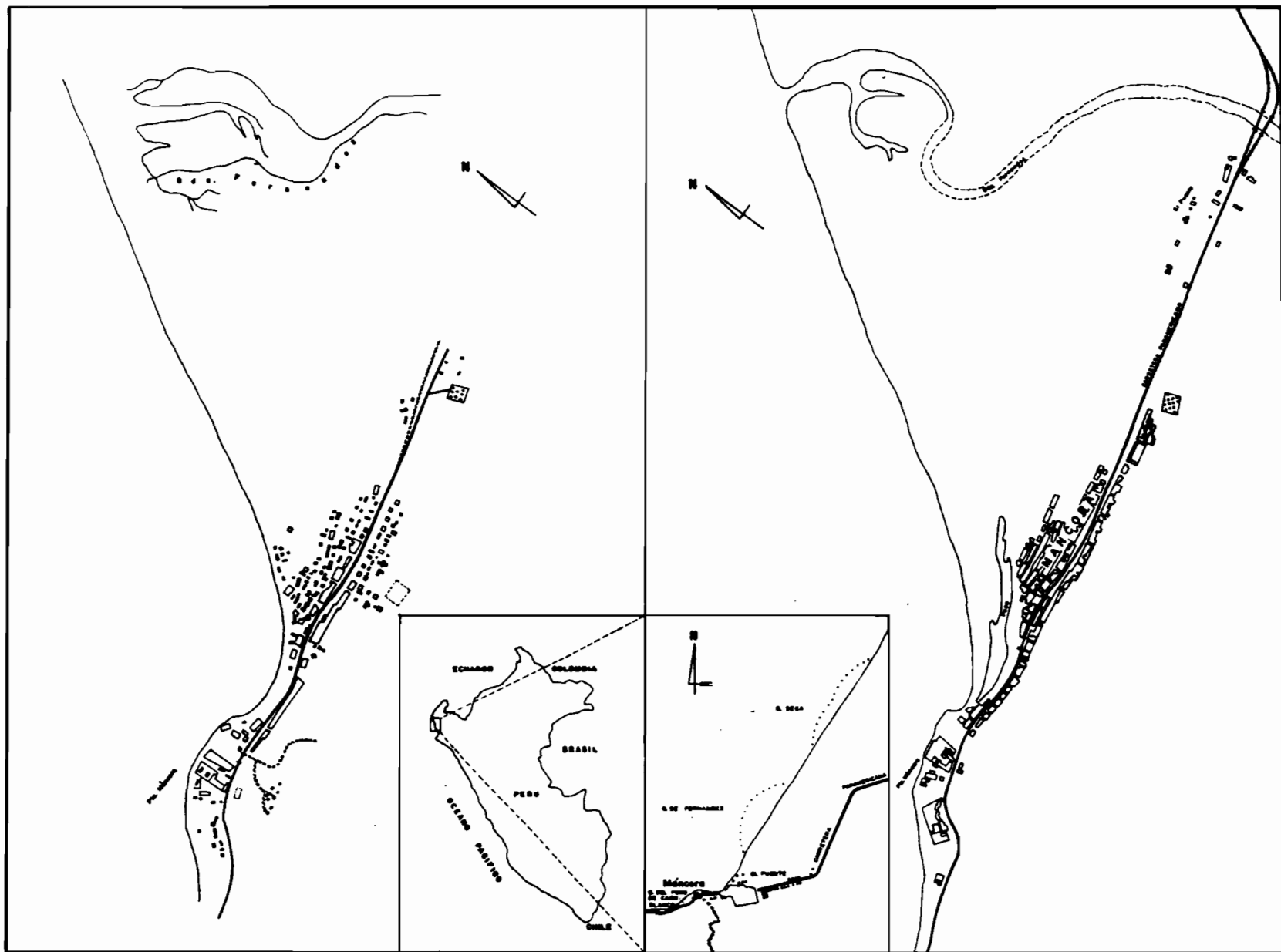
&

Antonio MABRES

Universidad de Piura, Perú
Apartado 353, Piura

En varios lugares de la costa peruana se aprecian cordones litorales fósiles, evidencia de que el litoral se mantuvo en forma estable en éstos por cierto período de tiempo; en las cercanías de Colán se ubican por lo menos ocho de estos cordones. Ortlieb et al. (1989) han postulado que las causas para el cambio de litoral, de uno a otro de estos cordones, se deben a la ocurrencia de grandes fenómenos de El Niño ocurridos en el pasado. Como consecuencia de El Niño de 1983 un nuevo cordón litoral se formó en Máncora, Perú (Lat. 4°6'S, Long. 81°3'O). Se reportan nuestras observaciones, así como una discusión que presenta a este fenómeno como evidencia de apoyo a lo postulado por Ortlieb et al.





DISTRIBUCION Y ABUNDANCIA DE QUETOGNATOS EN AGUAS ECUATORIANAS DURANTE FEBRERO Y DICIEMBRE DE 1991

María Herminia CORNEJO

Instituto Nacional de Pesca. P.O.Box: 09-04-15131
Guayaquil, Ecuador

Se analizaron un total de 14 muestras de zooplancton colectadas en igual número de estaciones localizadas entre los 0°20'S y 3°00'S y desde la costa hasta los 82°W. Las muestras se obtuvieron a través de arrastres oblicuos a bordo del B/I TOHALLI del Instituto Nacional de Pesca (Cruceros T91-01-01-OB y T91-11-05-OB). Para el mes de Febrero la mayor abundancia de quetognatos correspondió al género *Sagitta* sp. (21,3%) y de este a las especies *S. bruuni* (9,9%), *S. bierii* (6,9%) y *S. pacifica* (6,5%), *S. peruviana* (5,7%), *Pterosagitta sacro* (5,8%), *S. hexaspera* (5%). El porcentaje restante lo ocuparon *S. regularis*, *S. neglecta*, *S. enflata*, *S. minima*, *S. bedoti*, *S. popovleii*, *S. bipunctata*, *S. robusta*, *Krohnitta* sp., *K. pacifica*, y *Eukronia* sp. Durante el mes de Diciembre se presentaron mayores abundancias de *S. bruuni* (20,8%), *S. pacifica* (17,6%) y *S. enflata* (11,5%), *S. minima* (9,1%), *Krohnitta subtilis* (8,8%), correspondiendo *S. neglecta*, *S. robusta*, *S. peruviana*, *S. bedfordi*, *S. regularis*, *S. bipunctata*, *S. bedoti* y *Pterosagitta sacro* al 32,2% restante. Se observa para ambos períodos las mayores abundancias de los géneros *S. bruuni* y *S. pacifica*.

La distribución de quetognatos estuvo asociada a valores altos de temperatura para el período, es así que las mayores abundancias de estos organismos para el mes de Febrero se dieron sobre las isotermas de los 24°C, mientras que para el mes de Diciembre sobre los 27°C.

INDEX OF AUTHORS

| | | | |
|-----------------------|--------------|----------------------|--------------------------------|
| Absy, M.L. | 187 | Laurent, I. | 171 |
| Aceituno, P. | 1, 7 | Lea, D. | 287 |
| Antunez de Mayolo, S. | 15 | Linés, A. | 173 |
| | | Linn, L. | 287 |
| Balsley, B. | 21, 275 | Llata, E. | 117 |
| Bardaji, T. | 57 | | |
| Boninsegna, J. | 263 | Mabres, A. | 173, 175, 275, 331 |
| | | Macharé, J. | 177, 215 |
| Calienes, R. | 25 | Markgraf, V. | 185 |
| Cárcamo, E. | 25 | Martin, L. | 187 |
| Castillo, F. | 27 | Martínez, J.O. | 193 |
| Chavez, F. | 39 | McConnaughey, T. | 287 |
| Cole, J. | 101, 287 | Miguel, E. | 197 |
| Compagnucci, R. | 41, 47 | Montecinos, A. | 7 |
| Cornejo, M.H. | 333 | Mook, W. | 69 |
| Corte, A. | 53 | Moore, M. | 101 |
| Craig, A. | 55 | Mörner, N.A. | 201 |
| | | Moseley, M. | 207 |
| Dabrio, C. | 57 | Mosíño, P. | 111 |
| Del Carmen, C. | 61 | Mourgiart, Ph. | 187 |
| Depetris, P. | 69 | | |
| Díaz, A. | 73 | Nienaber, M. | 295 |
| Dueñas, H. | 81 | Norte, F. | 213 |
| Dumont, J.-F. | 87 | | |
| | | Ortlieb, L. | 73, 143, 177, 215,
237, 245 |
| Elera, C. | 93 | | |
| Espini, V. | 99 | Paredes, C. | 299 |
| | | Paredes, P. | 225 |
| Fairbanks, R. | 101, 287 | Perota, C. | 235 |
| Farfán, M. | 117 | Perrier, C. | 237, 245 |
| Ferreyra, R. | 103 | Phipps, R. | 275 |
| Flores, G. | 25 | Pinilla, J. | 93 |
| Fournier, M. | 87, 187, 215 | Pizarro, L. | 251 |
| Francou, B. | 107 | Polo, D. | 57 |
| | | Pourrut, P. | 253 |
| Galindo, I. | 111 | Price, M. | 287 |
| García, F. | 87 | Prieto, M.R. | 263 |
| Goy, J.L. | 57 | | |
| Grados, M.C. | 117 | Quinn, W. | 265 |
| Grodzicki, J. | 119 | Quispe, J. | 267 |
| | | | |
| Hillaire-Marcel, C. | 237, 245 | Ramos, J. | 225 |
| Hisard, Ph. | 133 | Richardson III, J.B. | 207, 273 |
| Hocquenghem, A.M. | 143 | Riedinger, M. | 295 |
| Huertas, L. | 151 | Rodriguez, R. | 275 |
| | | | |
| Iriondo, M. | 155 | Salles, M.A. | 47 |
| | | Sánchez, A. | 281 |
| Kaulicke, P. | 159 | Sandweiss, D. | 283 |
| Kempe, S. | 69 | Satterlee, D. | 207 |
| | | Schaedel, R. | 285 |
| Lagos, P. | 165 | Shen, G. | 101, 287 |
| Laos, G. | 167 | | |

| | | | |
|---------------|----------|------------------|---------------|
| Sifeddine, A. | 187, | Valverde, M. | 319 |
| Silva, P. | 57 | Vásquez, V. | 93, |
| Steinitz, M. | 295 | Villa, R. | 323 |
| | | Villagrán, C. | 323 |
| Tapia, J. | 207, 273 | Vizcaino, Z. | 27 |
| Tarazona, J. | 299 | Volkmer, C. | 187 |
| Teves, N. | 305 | Vreeland Jr., J. | 329 |
| Thompson, L. | 311 | | |
| Tomicic, J. | 313 | Wells, L. | 101, |
| Trebejo, I. | 319 | Woodman, R. | 175, 275, 331 |
| Turcq, B. | 187 | | |
| | | Zazo, C. | 57 |
| Uceda, S. | 315 | Zeta, R. | 175 |