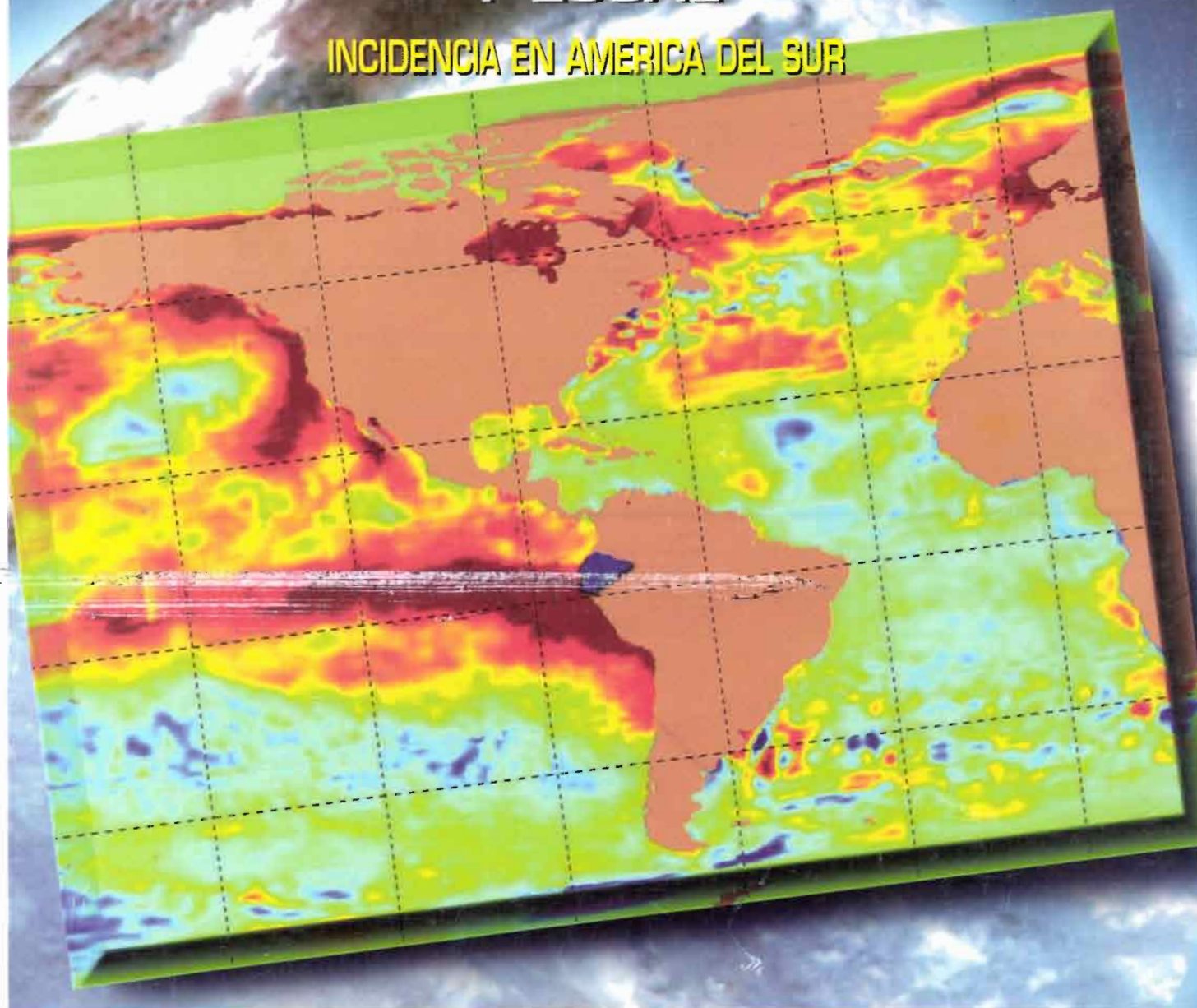




**SEMINARIO INTERNACIONAL
CONSECUENCIAS
CLIMATICAS E
HIDROLOGICAS DEL
EVENTO EL NIÑO
A ESCALA REGIONAL
Y LOCAL**



INCIDENCIA EN AMERICA DEL SUR



MEMORIAS TECNICAS

EDICION PRELIMINAR

26-29 de noviembre de 1997
Quito-Ecuador



MINISTERIO DE ENERGIA Y MINAS

COSENA

IAEN

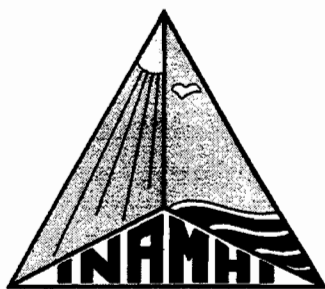
CATHALAC

CAAM

CETUR

SEMINARIO INTERNACIONAL

CONSECUENCIAS CLIMATICAS E HIDROLOGICAS DEL ENSO A ESCALA REGIONAL Y LOCAL



**INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA
E HIDROLOGIA**



**INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION**

**CONFERENCIAS,
ARTICULOS
Y
POSTERS**

**EDITORES: DR. ERIC CADIER & DR. REMIGIO GALARRAGA
26-29 de noviembre de 1997**

NOTA DE LOS EDITORES CIENTIFICOS

El presente volúmen **Memorias Técnicas - Edición Preliminar** pretende recoger los trabajos del Seminario sobre *"Las Consecuencias Climáticas e Hidrológicas del Evento El Niño a Escala Regional y Local"* (Quito 26 - 29 de noviembre de 1997). Se divide de la siguiente manera:

- La primera parte (Tema 1) enfoca el problema de los mecanismos que rigen el clima tropical y sus variaciones. Se presentan primeramente las evidencias de cambio climático en varias regiones. Algunos artículos analizan después la relación entre el océano y la atmósfera y los últimos artículos tratan de paleoclimatología.
- La segunda parte se propone presentar los conocimientos actuales de las consecuencias locales (especialmente pluviométricas e hidrológicas) de El Niño (ENSO), así como los métodos de previsión existentes. Se presentan primero los trabajos realizados en Ecuador (Tema 2a) y se termina con los del resto del mundo (Tema 2b). Una parte específica expone después los cambios de la cobertura glaciaria a largo plazo y en función de El Niño (Tema 2c).
- La tercera parte (Tema 3) trata de establecer el diálogo entre científicos e instituciones responsables de la gestión del manejo de desastres. Examina como se pueden utilizar los resultados de las investigaciones actuales para prever y mitigar las consecuencias del ENSO.

El Niño 97, cuya intensidad puede compararse con El Niño excepcional de 82-83, hace que el presente seminario (fechas decididas hace más de un año) esté en el centro de la actualidad.

La organización del seminario está a cargo del Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI) del Ecuador y del Institut Français de Recherche Scientifique pour le développement en Coopération (ORSTOM) de Francia, entidades que han venido desarrollando un proyecto de cooperación sobre este tema desde hace más de 5 años.

El comité de organización local y el comité científico nacional está conformado por:

Laureano Andrade, Eric Cadier, Roger Calvez, Remigio Galárraga, Fernando García, Gustavo Gómez, Carlos Lugo, Mónica Morales, Jorge Salazar, Nelson Salazar, Aníbal Vaca.

El comité científico internacional lo componen:

Patricio Aceituno, César Caviedes, Carlos Fernández-Jauregui, Bernard Francou, Jean Loup Guyot, Stefan Hastenrath, José Marengo, Bernard Pouyaud.

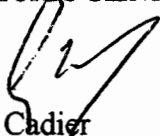
La realización de este seminario tiene el auspicio de las siguientes instituciones:

MINISTERIO DE ENERGÍA Y MINAS, EMBAJADA DE FRANCIA EN ECUADOR Y DELEGACIONES REGIONALES DE COOPERACIÓN TÉCNICA FRANCESA, ORSTOM, SERPE, ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL (OMM), AIR-FRANCE, CICP, FUNDACYT, DHA-NACIONES UNIDAS, UNESCO-PHI, CETUR, COSENA, IAEN, DEFENSA CIVIL DE ECUADOR, EPN, CATHALAC, y CAAM

Esta publicación preliminar es un documento de trabajo destinado a facilitar el desarrollo del seminario. Reúne los textos y resúmenes tal como los editores los han recibido antes de la realización del evento. Pedimos disculpas por los errores u omisiones eventuales.

Al final del seminario los textos serán revisados evaluando su calidad científica, homogeneizados y reunidos en una síntesis, publicándola según las normas internacionales.

LOS EDITORES CIENTIFICOS



Dr. Eric Cadier



Dr. Remigio Galárraga

SEMINARIO INTERNACIONAL SOBRE LAS CONSECUENCIAS CLIMATICAS E HIDROLOGICAS DEL ENSO A ESCALA REGIONAL Y LOCAL

Quito 26 al 29 de noviembre de 1997

INDICE DE CONFERENCIAS, ARTICULOS Y POSTERS

CONFERENCIAS MAGISTRALES DE INTRODUCCIÓN:

1. Pablo LAGOS (Perú), Aspectos actuales de las investigaciones sobre los cambios climáticos y el fenómeno ENSO
2. Cesar CAVIEDES (USA), Respuestas de la pluviosidad en Sud América al Fenómeno El Niño.
3. Pierre POURRUT (ORSTOM), Gustavo GOMEZ (INAMHI) El Ecuador al cruce de varias influencias climáticas de orden regional y local-una situación estratégica para el estudio de El Niño
4. Patricio ACEITUNO (Chile), Evolución actual del evento El Niño.
5. Gustavo BURBANO (DEFENSA CIVIL): Plan de contingencia de El Niño en el Ecuador.

TEMA 1. CLIMA TROPICAL Y VARIACIONES CLIMATICAS.

Moderador: Jacques MERLE y Stefan HASTENRATH

1. Luis CACERES, Gonzalo ONTANEDA, Raúl Mejía (INAMHI): Evidencias del cambio climático en el Ecuador.
2. Germán POVEDA (Univ. Nacional de Medellín Colombia): Evidencias de cambio climático en Colombia: Tendencias y cambios de fase y amplitud de los ciclos anual y semianual.
3. José GARCES (INOCAR): Pronóstico de la temperatura superficial del mar por satélite y su aplicación a los recursos Costeros.
4. Thierry DELCROIX (ORSTOM): Observed surface oceanic and atmospheric variability in the whole Tropical Pacific at the ENSO time scale.
5. Eduardo ZAMBRANO (INOCAR): Un Análisis de la Estructura Termal de la Estación Costera la Libertad y su Relación con los Eventos ENOS.
6. Christian HENIN (Francia): ENSO Signals on Sea-surface salinity in the Eastern Tropical Pacific Ocean.
7. Stefan HASTENRATH (University of Wisconsin): Climate prediction in the tropics.
8. Rodney MARTÍNEZ (INOCAR): Estudio del comportamiento de ondas lineales barotrópicas en la atmósfera tropical y el litoral Ecuatoriano-Colombiano en un período determinado.
9. Ricardo VILLALBA (Columbia Univ): Intensificación de la circulación atmosférica meridional en la región subtropical de América del Sur inferida a partir de registros dendroclimatológicos
10. Miriam Kannan STEINITZ: (University Kentucky): Un Registro de 6000 años de manifestaciones intensas del Fenómeno de El Niño en sedimentos de lagunas de las islas Galápagos.

11. Jorge SANCHEZ (México): El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) y el velo de polvo volcánico (VPV)[1500-2050]: Análisis (1500-1994) y pronóstico (1994-2050) .
12. Luc ORTIELB (Francia): Correlation of historical records of El Niño Events Between Chile, Perú and Ecuador (Galápagos).
13. Isabel TUTIVEN (INOCAR): Variaciones morfológicas de la línea de costa en el estuario del río Chone producidas por el evento ENSO.
14. Ekkehard JORDAN (Univ. Alemania): El valor diagnóstico de temperaturas del suelo en la zona tropical.

2. CONSECUENCIAS REGIONALES Y LOCALES DEL ENSO

TEMA 2.a. CONSECUENCIAS LOCALES DEL ENSO, SISTEMAS DE PREVISION Y MANEJO DE RECURSOS HIDRICOS EN EL ECUADOR.

Moderador: German POVEDA y Pierre POURRUT

1. Eric CADIER (ORSTOM), Gustavo GOMEZ (INAMHI): Estudio de las inundaciones y sequías en el Ecuador: el proyecto INSEQ
2. José Luis SANTOS (ESPOL), Michael W. DOUGLAS, Malaquías PEÑA (Nat. Sev. Storm. Lab., Oklahoma USA): Observaciones Meteorológicas especiales durante ENOS 1997/98 en la parte norte de Sudamérica y posibilidades para mejorar la red.
3. Frederic ROSSEL (ORSTOM), Javier ROURA, Rodrigo POMBOSA, Raúl MEJIA, Gonzalo ONTANEDA (INAMHI): Caracterización, tipología y zonificación de las consecuencias pluviométricas de los ENSO en la Costa ecuatoriana.
4. Paola ALMEIDA(ESPOL): Regionalización del Ecuador basados en los efectos de El Niño
5. Frederic ROSSEL y Eric CADIER (ORSTOM): Relación entre las anomalías de ENSO y las anomalías pluviométricas. Se pueden hacer previsiones?
6. Humberto ENRIQUEZ y Antonio RODRIGUEZ (INAMHI): Sistema de previsión sinóptica en el Ecuador.
7. Pedro BASABE (PRECUPA), Fernando GARCIA, (INAMHI), Ali NEUMANN (PRECUPA), Roger CALVEZ (ORSTOM): Previsión y manejo de los escurrimientos en tiempo real.
8. Diego del ALCAZAR (INAMHI): Modelización hidrológica mediante herramientas de inteligencia artificial .
9. Edgar AYABACA, J.L. PERRIN (EMAAP-Q): Precipitaciones extremas y Fenómeno ENSO en el Distrito Metropolitano de Quito.
10. Felipe CISNEROS, (Cuenca) Zonificación Agroecológica del Austro Ecuatoriano: una herramienta para evaluar, enfrentar y dar soluciones a los efectos de El Niño oscilación del sur (ENSO) en la región.
11. Jorge CHAVEZ (INAMHI): Relación de la temperatura de la superficie del mar con las precipitaciones.
12. Edison HEREDIA: ¿Cómo definir las solicitudes de diseño de obras en zonas afectadas por la anomalía de El Niño? Una propuesta de análisis regional de frecuencia de lluvias intensas en las zonas de influencia. (Sin presentación)

TEMA 2.b. CONSECUENCIAS LOCALES DEL ENSO, SISTEMAS DE PREVISION Y DE MANEJO DE RECURSOS HIDRICOS EN OTRAS PARTES DEL MUNDO.

Moderadores: Patricio ACEITUNO, Gustavo GOMEZ, César CAVIEDES

1. César CAVIEDES (University of Florida): Influencia del ENOS sobre las variaciones interanuales de ríos en América del Sur.
2. Guillermina MIRANDA (Campus Universitario Bolivia): Influencia del fenómeno El Niño y del índice de oscilación del sur en el régimen de precipitaciones de Cochabamba-Bolivia.
3. Jorge QUINTANILLA (Campus Universitario Bolivia) Incidencia de El Niño en los procesos de desertificación, en la salinización, transporte de sedimentos y contaminación en los lagos Uru-Uru y Poopo.
4. Reynaldo MALDONADO (Bolivia): Comportamiento de las precipitaciones en el sector del Lago Titicaca durante el fenómeno El Niño - Sector Bolivia.
5. Josyane RONCHAIL (LMD-París): Variabilité pluviométrique lors des phases extrêmes de l'Oscillation Australe du Pacifique en Bolivie (1950-1993).
6. Sandra ROME-GASPALDY (LMD): Variabilité pluviométrique au Pérou associée aux phases ENSO et ENSO
7. Felipe GUTIERREZ y John DRACUP (University of California): Conexiones entre caudales de algunos ríos de la costa norte y central del Perú y El Niño - Corriente del sur.
8. Germán POVEDA (Universidad Nacional de Medellín Colombia): El ciclo anual de la hidrología de Colombia en relación con el ENSO y la NAO.
9. Yesid CARVAJAL (Universidad del Valle Colombia): Incidencia del fenómeno Niño en la Hidroclimatología de Valle del río Cauca.
10. Reinaldo GARCIA (Colombia), Caracterización de las fases pre-El Niño en el suroccidente de Colombia (★)
11. Eduardo FLAMENCO (EVARSA Argentina): Pronóstico del volumen de escurrimiento (período octubre 97-marzo 98) del río Paraná en corrientes basado en la variabilidad de las Temperaturas del Océano Pacífico "Fenómeno el Niño".
12. Federico NORTE (Program. Reg. Met. Argentina) Impacto del fenómeno ENOS en el régimen hidrometeorológico de Mendoza-Argentina.
13. RUBIERA José: (Serv. Met. Cuba) Eventos de tiempo severo inducidos por el ENOS en la temporada invernal Cubana y desarrollo de un sistema de alerta temprana para prevenir y minimizar sus efectos.
14. Jaques MERLE (DEPAC-ORSTOM): South Pacific climate variability and its impact on Low-Lying Islands.
15. José MARENGO (INPE): On the associations between Hydrometeorological Conditions in Amazonia and the Extremes of the Southern Oscillation.
16. Francisco, DINIZ (Instituto de Meteorología-Brasil): El Niño e sua influencia no periodo de inverno de 1997 em algumas regioes do Brasil.
17. Ronald GOMES REBELLO (Instituto Meteorologia-Brasil): Anomalias Climáticas e seus Impactos no Brasil durante o Evento El Niño de 1982-83 e Previsão para o Evento El Niño de 1997-98.
18. Jean Loup GUYOT (ORSTOM): La variabilité hydrologique actuelle dans le bassin de l'Amazonie.

19. Lapan SUMARDJO: Monitoring of el Niño effect using AVHRR-NDVI relationship of AVHRR-NDVI to seasonal drought for a tropical rain forest in Indonesia.
20. SINGH S. V.: Rainfall distribution in India during el Niño Years.

TEMA 2.c. CONSECUENCIAS DEL ENSO SOBRE EL REGIMEN GLACIARES Y NIEVES DE LOS ANDES.

Moderadores: Remigio GALARRAGA y Bernard POUYAUD

1. Stefan HASTENRATH (University of Wisconsin): Glacier recession in the High Andes of Ecuador in the context of the global tropics.
2. Bernard POUYAUD (ORSTOM), Bernard FRANCOU (CNRS-ORSTOM), Pierre CHEVALLIER (ORSTOM), Pierre RIBSTEIN (ORSTOM): Contribución del Programa: "Nieves y Glaciares Tropicales" (NGT) al conocimiento de la variabilidad climática en Los Andes.
3. Edson RAMIREZ (IHH-La Paz), Bernard FRANCOU (ORSTOM-CNRS), Julio GUERECA (IGM-La Paz) y Javier Mendoza (IHH-La Paz): El Glaciar de Chacaltaya (Bolivia, 16° S). Evolución secular de un pequeño glaciar de la cordillera real, Bolivia, y escenarios para el futuro.
4. Bernard FRANCOU (ORSTOM-CNRS), Edson RAMIREZ (IHH-La Paz), Guillermina MIRANDA (IE-La Paz), Julio GUERECA (IGM-La Paz), Luis NORIEGA (SENAMHI-La Paz): Respuesta del Glaciar de Chacaltaya la variabilidad climática relacionada con las fases de la Oscilación Sur del Período 1991-97.
5. Pierre RIBSTEIN (ORSTOM), Bernard FRANCOU (ORSTOM-CNRS), Bernard POUYAUD (ORSTOM) y Willy TAMAYO (INGLARHI-Perú): Événements ENSO et Hydrologie de Glaciers en Bolivie.
6. Patricio ACEITUNO (Universidad de Chile), Fernando ESCOBAR: Influencia del Fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de Chile Central, durante el invierno austral.
7. Hubert SEMIOND (IFEA), Bernard FRANCOU (ORSTOM), Edgar AYABACA (EMAAP- Q), Alfredo de la CRUZ (EMAAP-Q), Ramón CHANGO (INAMHI) y Remigio GALARRAGA (EPN): El Glaciar 15 del Antisana: balance de masa y evolución del término (1994-1997)
8. VALLA François : Le glacier de Sarennes. Un bassin versant de recherche et d'expérimentation (BVRE) nivo-glaciaire.
9. Carlos LEIVA (Argentina): Acumulación del glaciar piloto de los Andes de Mendoza, los caudales superficiales del río Cuevas y la influencia de El Niño. (★)

TEMA 3. ASPECTOS TECNICOS E INSTITUCIONALES DE PREVISION, PREVENCIÓN Y MITIGACIÓN DE CATASTROFES PROVOCADAS POR EL ENSO.

Moderadores: Ricardo MENA y Gustavo BURBANO

1. Pierre POURRUT (ORSTOM) : El Niño 1982-83 a la luz de las enseñanzas de los eventos del pasado - impacto en el Ecuador.
2. Jorge SEVILLA: La Minería y el Evento de El Niño. (★)
3. Eduardo FRANCO (LA RED): Condiciones científicas e institucionales para la aplicación de los pronósticos ENSO en la toma de decisiones a nivel regional y local: El caso de la región Grau, Perú.

4. Pilar CORNEJO (ESPOL): Dimensión humana de las aplicaciones de la variabilidad climática: El caso del Complejo Climático de Convergencia Tropical (C3T).
5. Carlos FERNANDEZ-JAUREGUI: Proyecto Regional "Red de Información electrónica hidrometeorológica para América del Sur, América Central y el Caribe" R. HydroNET.
6. Ricardo MENA (DHA): Involucramiento del UNDHA en programas de mitigación y preparativos para enfrentar el fenómeno El Niño 1997-98.
7. Defensa Civil, INAMHI: El Niño actual: monitoreo, alerta, previsiones y medidas preventivas en el Ecuador. (★)
8. Gerardo LIZANO (OMM): Presentación de los proyectos regionales de la OMM: Task force on El Niño, HYCOS-ANDES, Iberoamerican project, Amazon. (★)

MESA REDONDA:

SE PUEDEN UTILIZAR LOS RESULTADOS DE LA INVESTIGACIÓN ACTUAL PARA PREVER Y MITIGAR LAS CONSECUENCIAS DEL FENOMENO ENSO?

Moderadores:

Carlos FERNANDEZ-JAUREGUI: Representante Regional del UNESCO-América del Sur y Caribe.

Luis CARRERA DE LA TORRE: Director Nacional del Plan de Contingencia de El Niño en Ecuador.

Participantes:

Gustavo BURBANO: Director de la Defensa Civil-Ecuador

Remigio GALARRAGA: EPN-Ecuador

Stefan HASTENRATH: University of Wisconsin-USA

Gerardo LIZANO: Director de la oficina regional de la OMM

José MARENGO: CPTEC-INPE, Brasil

Jacques MERLE: ORSTOM-Francia

Fernando ORTIZ: Director Técnico FUNDACYT-Ecuador

Bernard POUYAUD: ORSTOM-Bolivia

Miguel RIBADENEIRA: Radio Quito-Ecuador

Nelson SALAZAR: Director del INAMHI-Ecuador

Nelson VILLAGOMEZ: SENACOM-Ecuador

LISTA DE AUTORES Y COAUTORES

ACEITUNO Patricio (Universidad de Chile)	Conferencia Magistral, Moderador Tema 2b; Tema 2c, Art. 6
ALMEIDA Paola (ESPOL-Ecuador)	Tema 2a, Art. 4
AYABACA Edgar (EMAAP-Q-Ecuador)	Tema 2a, Art. 9; Tema 2c, Art. 7
BASABE Pedro (PRECUPA-Ecuador)	Tema 2a, Art. 7
BURBANO Gustavo (DEFENSA CIVIL-Ecuador)	Conferencia Magistral, Moderador Tema 3
CACERES Luis (INAMHI-Ecuador)	Tema 1, Art. 1
CADIER Eric (ORSTOM-Ecuador)	Tema 2a, Art. 1, 5
CALVEZ Roger (ORSTOM-Ecuador)	Tema 2a, Art. 7
CARVAJAL Yesid (Universidad del Valle-Perú)	Tema 2b, Art. 9
CAVIEDES César (University of Florida-USA)	Conferencia Magistral; Moderador Tema 2b; Tema 2b, Art. 1;
CISNEROS Felipe (Cuenca-Ecuador)	Tema 2a, Art. 10
CORNEJO Pilar (ESPOL-Ecuador)	Tema 3, Art. 4
CHANGO Ramón (INAMHI-Ecuador)	Tema 2c, Art. 7
CHAVEZ Jorge (INAMHI-Ecuador)	Tema 2a, Art. 11
CHEVALLIER Pierre (ORSTOM-Francia)	Tema 2c, Art. 2
de la CRUZ Alfredo (EMAAP-Q-Ecuador)	Tema 2c, Art. 7
Defensa Civil - INAMHI -Ecuador	Tema 3, Art. 7
del ALCAZAR Diego (INAMHI-Ecuador)	Tema 2a, Art. 8
DELCROIX Thierry (ORSTOM-Francia)	Tema 1, Art. 4
DINIZ Francisco (Instituto de Meteorología-BRASIL)	Tema 2b, Art. 16
DOUGLAS Michael (Nat. Sev. Storm. Lab. Oklahoma (USA)	Tema 2a, Art. 2
DRACUP John (University of California-USA)	Tema 2b, Art. 7
ENRIQUEZ Humberto (INAMHI-Ecuador)	Tema 2a, Art. 6
ESCOBAR Fernando (Chile)	Tema 2c, Art. 6
FERNANDEZ-JAUREGUI Carlos (UNESCO-Uruguay)	Tema 3, Art. 5
FLAMENCO Eduardo (EVARSA-Argentina)	Tema 2b, Art. 11
FRANCOU Bernard (ORSTOM-Ecuador)	Tema 2c, Art. 2, 3, 4, 5, 7
FRANCO Eduardo (LA RED-Perú)	Tema 3, Art. 3
GALARRAGA Remigio (EPN-Ecuador)	Moderador Tema 2c; Tema 2c, Art. 7
GARCES José (INOCAR-Ecuador)	Tema 1, Art. 3
GARCIA Fernando (INAMHI-Ecuador)	Tema 2a, Art. 7
GARCIA Reynaldo (COLOMBIA)	Tema 2b, Art. 10
GOMES Rebello Ronald (Instit. Met.-BRASIL)	Tema 2b, Art. 17
GOMEZ Gustavo (INAMHI-Ecuador)	Conferencia Magistral; Moderador Tema 2b; Tema 2a, Art. 1
GUERECA Julio (IGM-La Paz)	Tema 2c, Art. 4; Tema 2c, Art. 3
GUTIERREZ Felipe (University of California-USA)	Tema 2b, Art. 7
GUYOT Jean Loup (ORSTOM-Brasil)	Tema 2b, Art. 18
HASTENRATH Stefan (University of Wisconsin-USA)	Moderador Tema 1; Tema 1, Art. 7; Tema 2c, Art. 1
HENIN Christian (Francia) ENSO	Tema 1, Art. 6
HEREDIA Edison	Tema 2a, Art. 12
JORDAN Ekehard (UNIV. ALEMANIA)	Tema 1, Art. 14
LAGOS Pablo (Perú)	Conferencia Magistral
LEIVA Carlos (Argentina)	Tema 2c, Art. 9
LIZANO G. (OMM)	Tema 3, Art. 8
MALDONADO Reynaldo (BOLIVIA)	Tema 2b, Art. 4
MARENGO José (INPE-Brasil)	Tema 2b, Art. 15
Martínez Rodney (INOCAR-Ecuador)	Tema 1, Art. 8
MEJIA Raúl (INAMHI-Ecuador)	Tema 2a, Art. 3; Tema 1, Art. 1
MENA Ricardo (DHA-Ecuador)	Moderador Tema 3; Tema 3, Art. 6
MENDOZA Javier (IHH-La Paz)	Tema 2c, Art. 3
MERLE Jacques (depac-orstom-Francia)	Moderador Tema 1; Tema 2b, Art. 14
MIRANDA Guillermina (Campus Universitario-Bolivia)	Tema 2c, Art. 4; Tema 2b, Art. 2
NEUMANN Ali (PRECUPA-Ecuador)	Tema 2a, Art. 7
NORIEGA Luis (SENAMHI-La Paz)	Tema 2c, Art. 4

NORTE Federico (Programa Reg. Met.-Argentina)
ONTANEDA Gonzalo (INAMHI-Ecuador)
ORTIELB Luc (Francia)
PEÑA Malaquías (Nat. Sev. Storm. Lab. Oklahoma (USA)
PERRIN J.L. (EMAAP-Q-Ecuador)
POMBOSA Rodrigo (INAMHI-Ecuador)
POURRUT Pierre (ORSTOM-Francia)

POUYAUD Bernard (ORSTOM-Bolivia)
POVEDA German (Univ. Nacional de COLOMBIA)

QUINTANILLA Jorge (Campus Universitario Bolivia)
RAMIREZ Edson (IHH-La Paz)
RIBSTEIN Pierre (ORSTOM-Francia)
RODRIGUEZ Antonio (INAMHI-Ecuador)
ROME-GASPALDY Sandra (LMD-Francia)
RONCHAIL Josyane (LMD-Paris-Francia)
ROSSEL Frederic (ORSTOM-Francia)
ROURA Javier (INAMHI-Ecuador)
RUBIERA José (Servicio Meteorológico CUBA)
SANCHEZ Jorge (México)
SANTOS José Luis (ESPOL-Ecuador)
SEMIOND Hubert (IFEA-Orstom-Francia)
SEVILLA Jorge (Ecuador)
SINGH S.V (India)
STEINITZ Miriam Kannan (Uninersity Kentucky-USA)
SUMARDJO Lapan (Indonesia)
TAMAYO Willy (INGLARHI-Perú)
TUTIVEN Isabel (INOCAR-Ecuador)
VALLA François (Francia)
VILLALBA Ricardo (Columbia Univ-USA)
ZAMBRANO Eduardo (INOCAR-Ecuador)

Tema 2b, Art. 12
Tema 2a, Art. 3; Tema 1, Art. 1
Tema 1, Art. 12
Tema 2a, Art 2
Tema 2a, Art. 9
Tema 2a, Art. 3
Conferencia Magistral; Moderador Tema 2a;
Tema 3, Art. 1
Moderador Tema 2c; Tema 2c, Art 2, 5
Moderador Tema 2a; Tema 1, Art. 2; Tema
2b, Art. 8
Tema 2b, Art. 3
Tema 2c, Art. 3, 4
Tema 2c, Art. 2, 5
Tema 2a, Art. 6
Tema 2b, Art. 6
Tema 2b, Art. 5
Tema 2a, Art. 3, 5
Tema 2a, Art. 3
Tema 2b, Art. 13
Tema 1, Art. 11
Tema 2a, Art. 2
Tema 2c, Art. 7
Tema 3, Art. 2
Tema 2b, Art. 20
Tema 1, Art. 10
Tema 2b, Art. 19
Tema 2c, Art. 5
Tema 1, Art. 13
Tema 2c, Art. 8
Tema 1, Art. 9
Tema 1, Art. 5

**SEMINARIO INTERNACIONAL SOBRE LAS CONSECUENCIAS
CLIMATICAS E HIDROLOGICAS DEL ENSO A ESCALA
REGIONAL Y LOCAL**

**CONFERENCIAS
MAGISTRALES**

1. Pablo LAGOS (Perú), Aspectos actuales de las investigaciones sobre los cambios climáticos y el fenómeno ENSO
2. Cesar CAVIEDES (USA), Respuestas de la pluviosidad en Sud América al Fenómeno El Niño.
3. Pierre POURRUT (ORSTOM), Gustavo GOMEZ (INAMHI) El Ecuador al cruce de varias influencias climáticas de orden regional y local-una situación estratégica para el estudio de El Niño
4. Patricio ACEITUNO (Chile), Evolución actual del evento El Niño.
5. Gustavo BURBANO (DEFENSA CIVIL): Plan de contingencia de El Niño en el Ecuador.

Aspectos Actuales de las Investigaciones sobre los cambios climáticos y el fenómeno ENSO

Pablo Lagos
Instituto Geofísico del Perú
Calle Calatrava 216, La Molina, Lima, Perú

RESUMEN

Nuestro planeta esta sujeto continuamente a los cambios del clima en toda las escalas de tiempo, estacional, interanual, interdecadal y con periodos mayores, pero la sociedad humana se ha adaptado a la variabilidad climática estacional, de tal manera que, desviaciones de esta estacionalidad, tienen en muchos casos, un impacto catastrófico en nuestra sociedad. Hoy, el hombre afronta nuevos cambios del clima de diferente naturaleza, por acción de las actividades humanas que contribuyen a la acumulación de gases en la atmósfera, favoreciendo al efecto invernadero y a la destrucción de la capa de ozono. Si no se cambia esta tendencia, los científicos pronostican un escenario triste en un futuro no tan distante.

En muchos países, el tema de los cambios climáticos viene siendo el foco de atención, primero por que el clima afecta prácticamente todos los aspectos de la vida humana, y segundo por que la información climática tiene un valor económico en la planificación de las actividades socio-económicas.

Mientras que un grupo de científicos analizan los futuros impactos del cambio climático en nuestro medio ambiente, otros científicos estan poniendo una atención especial a la variabilidad climática interanual, como al fenómeno "El Niño".

El fenómeno "El Niño", en su acepción moderna ENSO, considerado como uno de las principales manifestaciones de la variabilidad climática interanual, se hace evidente cuando la temperatura del Océano Pacífico frente a las costas de Sudamérica se incrementa anómalamente, cuando la captura de los recursos pelágicos disminuyen, y cuando las lluvias estacionales en diferentes

regiones del globo se alteran y producen, inundaciones en algunas regiones y sequias en otras, causando inevitables daños en desmedro de la economía de estas regiones.

En esta ponencia se describe los avances científicos realizados en los últimos años sobre la comprensión de los procesos físicos que dan origen a la generación de eventos El Niño, y los logros alcanzados para predecir con varies meses de anticipación el inicio de los eventos cálidos y fríos en el Océano Pacífico ecuatorial. Se describe además, la aplicación de los pronósticos por los tomadores de decisiones y usuarios finales en la planificación de las principales actividades económicas, no solo para mitigar sus efectos adversos sino para mejorar el rendimiento.

Respuestas de la Pluviosidad en Sudamérica al Fenómeno El Niño

César N. Caviedes, University of Florida, Gainesville FL 32611, EEUU

Las fases altas (El Niño) o bajas (Anti-Niño) de la Oscilación Meridional repercuten sobre la pluviosidad de las diversas regiones del continente sudamericano de maneras diversas. Para establecer el carácter de estas variadas respuestas, las precipitaciones anuales (o estacionales) se subdividen en tres subpoblaciones: precipitaciones durante años con El Niño, durante años con Anti-Niño, y durante años calificados como “otros” o “normales” en los cuales no se da ninguna de las dos situaciones extremas de la Oscilación Meridional. Esto se demostrará con distribuciones probabilísticas de lluvia.

Precediendo los años con El Niño, las lluvias invernales del centro de Chile y el oeste de Argentina son más pronunciadas. En ciertos años sequías en el noreste de Brazil tienen lugar durante el verano y otoño austral que preceden al fenómeno de El Niño en el Pacífico Tropical. Durante los meses de Diciembre a Marzo llueve copiosamente en la costa oeste de Sudamérica, desde aproximadamente la Bahía de Tumaco hasta Pacasmayo. En el interior de “sierra” y en el Altiplano Peruano/Boliviano tienen lugar sequías durante el mismo período. En las tierras bajas del este de Bolivia, en Paraguay, suroeste de Brazil llueve bastante al mismo tiempo. A medida que se avanza hacia los meses del otoño austral hay precipitaciones altas en la parte baja de la cuenca del Río de la Plata y el sureste de Brazil. En la cuenca amazónica y las tierras bajas del este de Ecuador, Colombia, y Venezuela las lluvias de estos años son más bajas, y lo mismo ocurre en las tierras altas de Colombia. Las regiones de la Pampa y Patagonia no reaccionan a los impulsos de El Niño. Las regiones costeras del centro de Brazil también parecen actuar independientemente con respecto al fenómeno.

Durante los años con Anti-Niño prevalecen sequías pronunciadas a lo largo de la costa oeste de América del Sur, desde Ecuador hasta el sur de Chile. Las regiones de la cuenca del Río de la Plata experimentan bajas temperaturas invernales y poca precipitación en otoño e invierno. Al contrario llueve abundantemente en toda la cuenca del Amazonas, en el este de Ecuador, Colombia, Venezuela y las Guayanas. La costa caribe del continente también registra alta pluviosidad durante los años con Anti-Niño.

Los años calificados como “otros” o “normales” demuestran una independencia con respecto a los controles climáticos que operan durante las dos fases extremas de la Oscilación Meridional. Esta realidad impone que se estudie con más intensidad otras causas de la pluviosidad en el continente que no se hallen asociadas con El Niño o con Anti-Niños.

EL ECUADOR AL CRUCE DE VARIAS INFLUENCIAS CLIMÁTICAS DE ORDEN REGIONAL Y LOCAL - UNA SITUACIÓN ESTRATÉGICA PARA EL ESTUDIO DE EL NIÑO

Pierre POURRUT, Gustavo GÓMEZ

Resumen

Pese a ser un fenómeno ya conocido del gran público por sus enormes impactos climáticos y económicos, no cabe duda que no han sido todavía efectivos los esfuerzos de la comunidad internacional para establecer y calibrar un modelo universal que funcione en todos los casos de un El Niño λ .

Sin embargo, hoy en día se dispone de tecnologías informáticas y de observación del planeta con un elevadísimo grado de precisión y confiabilidad, además de una gran sencillez de acceso a través de Internet y redes de comunicación. Ya que los datos disponibles (principalmente oceanográficos y climáticos) están registrados en tiempo real en las más dilatadas áreas de los océanos y de la atmósfera, este método parece más idóneo para develar las icógnitas de los El Niño, caracterizados por la rapidez de sus aspectos evolutivos.

Esta verdadera revolución tiene un contrapunto muy negativo : se corre el peligro de que la mayoría de los científicos, una vez centrados sus esfuerzos en estas alentadoras técnicas, vayan dejando a un lado sus estudios en curso, estimándolos obsoletos, o dejen abandonados algunos sistemas de adquisición de datos, también considerados como antiguos.

El criterio propuesto por los autores es que los estudios sobre El Niño no pueden limitarse exclusivamente a la interacción entre grandes espacios oceánicos y estratos atmosféricos y que existe la necesidad absoluta de estudiar *in situ* los aspectos dinámicos que acompañan el ingreso de El Niño al continente suramericano en su región central. Conforman todo un alegato a favor de esta consideración, examinando los aspectos múltiples vinculados con la diversidad de los impactos, los unos de tipo social y humano, los otros con carácter científico.

La ubicación en pleno corazón de la zona de impacto, la magnitud de las destrucciones y las consecuencias económicas desastrosas, a las que deben agregarse la excelencia de las infraestructuras existentes, la presencia de equipos científicos con gran experiencia, el desarrollo de muchos estudios biológicos y estadísticos sobre series referenciales de larga duración, la necesidad de conocer mejor los mecanismos que rigen la distribución pluviométrica de El Niño durante su ingreso al continente, son algunos de los argumentos presentados para establecer que, en complementación de los estudios globales, es absolutamente necesario proseguir e inclusive fortalecer los estudios en la región equinoccial, más específicamente en ECUADOR donde podría ubicarse una base de operación para seguir investigando los múltiples aspectos vinculados con la previsión de los impactos de El Niño.

Para cumplir con tal propósito, se recomienda determinar nuevos rumbos de investigación, crear equipos científicos pluri-disciplinarios y muti-institucionales, incrementar la densidad de las distintas redes de observación, equipar las estaciones de medición con instrumental moderno y, por último, buscar el financiamiento necesario.

Como apoyo adicional a esta proposición, sigue una presentación de algunos rasgos de los climas del ECUADOR, con especial énfasis en los aspectos relacionados con El Niño.

EL ECUADOR AL CRUCE DE VARIAS INFLUENCIAS CLIMÁTICAS DE ORDEN REGIONAL Y LOCAL - UNA SITUACIÓN ESTRATÉGICA PARA EL ESTUDIO DE EL NIÑO

Pierre POURRUT, Gustavo GÓMEZ

El Niño ya no es un fenómeno por debatir entre un puñado de sabios altamente especializados. Lo conoce el gran público y, con sobrada razón, este evento adquiere cada día más una (triste) celebridad. Un ejemplo entre otros : resultó inesperado e impactante encontrar en la revista francesa *Le Nouvel Observateur* del 24 de septiembre de 1997, hace a penas dos meses atrás, un artículo titulado “El Niño hace temblar la Bolsa de Valores”. El mencionado artículo señalaba que El Niño no era sólo una pura amenaza sino más bien una realidad y que sus efectos ya se hacían sentir en Indonesia, donde la drástica sequía era responsable de incendios en 800.000 hectáreas de bosque, y en California, región recién afectada por la tormenta tropical *Linda* cuya intensidad había alcanzado niveles hasta ahora desconocidos en esta área del Pacífico. Por lo que, en Wall Street, los llamados *golden boys* empezaban a seguir con un interés creciente los noticiarios meteorológicos ... y en previsión de un El Niño que podría situarse entre los más fuertes del siglo, los *futures* sobre el café y el cacao alcanzaban su nivel máximo. ¡Los bolsistas están ya anticipando un reventón bursátil debido a El Niño cosecha 1997!

1 - ALGUNAS CONSIDERACIONES ACERCA DEL ENFOQUE DE LOS ESTUDIOS FUTUROS SOBRE EL NIÑO

Pese a distintas tentativas de explicación respecto de algunas contradicciones entre científicos, no cabe duda que El Niño del año presente no hace más que confirmar la incertidumbre respecto de las leyes que rigen el nacimiento y la evolución de este fenómeno en general, quedando en gran parte desconocidos el porqué de su nacimiento, el papel respectivo de los distintos índices de previsión necesarios para anticipar una fecha de ocurrencia, y la magnitud de su desarrollo futuro. Todo ello atestigua que no han sido aún suficientemente efectivos los esfuerzos del decenio pasado, a pesar de la movilización de enormes medios económicos y del despliegue de un gran número de científicos pertenecientes a múltiples programas de estudios nacionales e internacionales. Ello da la impresión que todavía hace falta algún elemento clave para entender las relaciones de causalidad que articulan entre si los distintos factores condicionantes identificados en la bisagra océano-atmósfera. Y parece que queda aún por recorrer un tramo (¿será largo o corto el camino?) antes de que se atribuyera a cada variable su función verdadera y se armonizara su papel respectivo en el equilibrio termodinámico del globo terráqueo, condiciones todas ellas imprescindibles para realizar el sueño de establecer y calibrar un modelo universal, que funcione en todos los casos y responda un ciento por ciento a cualquier El Niño λ .

Sin embargo, el contexto general de las investigaciones ha cambiado radicalmente estos últimos años. Hablando de hoy en día, el elevadísimo grado de precisión y confiabilidad alcanzado por las técnicas de observación del planeta, al igual que la sencillez de acceso a dicha información a través de Internet y distintas redes electrónicas de comunicación, sin hablar de la facilidad de tratamiento y análisis de los datos mediante los *software* sofisticados disponibles en nuestras modernas computadoras, todo ello brinda un conjunto de posibilidades que parecen de ensueño para un investigador del decenio pasado.

Ahora bien, debido a la naturaleza de los El Niño y a la rapidez de los aspectos evolutivos que caracterizan el inicio de un evento o su “aborto” inesperado, es lógico deducir que la clave del enigma y las bases para la calibración del modelo pasan por el conocimiento cabal y simultáneo, en tiempo real y en áreas sumamente extensas de los océanos o de la atmósfera, de todos los procesos dinámicos que afectan las múltiples variables meteorológicas, oceanográficas u otras, identificadas como índices o factores responsables. Proyectándose hacia un futuro muy cercano, es indudable que la tecnología satelital moderna ofrecerá aceleradamente nuevas posibilidades aún más versátiles,

sobre todo para estudiar los cambios en eventos evolutivos que abarcan dilatadas áreas. En otras palabras, el uso de la herramienta descrita en el párrafo anterior parece reunir todas las condiciones requeridas para el estudio de El Niño y aparenta ser el método más idóneo para develar las icógnitas.

El panorama científico así ofrecido, que permite el acceso a una amplia gama de datos básicos e informaciones ya depuradas y en parte analizadas en cualquier especialización y campos afines, es verdaderamente muy atractivo. En contraparte, poniéndose en el lugar de un científico común y corriente, dicho panorama puede acarrear una incertidumbre respecto de la validez de sus propios estudios anteriores, considerándolos como obsoletos, y ser una incitación para emprender nuevas investigaciones pluridisciplinarias debido al manejo tan fácil de los datos en pantalla (inclusive en campos antes mal conocidos, ... con el riesgo de caer en interpretaciones erróneas). Es también muy preocupante el peligro de pasarse de la raya y de poner en duda la factibilidad y validez de la información y de los resultados obtenidos de métodos de adquisición y estudios tradicionales considerados, hasta hace pocos años atrás, como indispensables.

Es verdad que todo lo anterior responde a un afán de optimizar las investigaciones y armonizar los métodos con miras a estudiar mejor El Niño. Pasa igual respecto de los lugares más apropiados (sean ellos un país, una región o una mera estación de medición) para proseguir con la recolección de informaciones básicas. No cabe duda que, en la actualidad, existe cierta tendencia que está otorgando prioridad a los muestreos destinados a calibrar las variables investigadas por satélite (efectuados en estaciones fijas o móviles), dejando un poco a un lado las observaciones de tipo clásico y tradicional (en estaciones meteorológicas con registros de duración diversa, por ejemplo).

Sean lo que sean los criterios (*escuela tradicional o tendencia moderna*) respecto de estas acotaciones, resulta que los estudios sobre El Niño no pueden, a nuestro juicio, limitarse exclusivamente a los grandes espacios oceánicos y a los estratos atmosféricos que con ellos interactúan. Si es cierto que de allá saldrá probablemente la verdad sobre su génesis y factores de desarrollo, consideramos que a este panorama debe agregarse otra dimensión. Dicha dimensión se refiere a la **necesidad absoluta de estudiar *in situ* los aspectos dinámicos que acompañan el ingreso de El Niño al continente suramericano**, en especial en la región central, consideración que conlleva aspectos múltiples vinculados con la diversidad de los impactos, los unos relacionados con los aspectos sociales y humanos o los otros con carácter científico.

Nuestra proposición se apoya en la argumentación expuesta a continuación y, más adelante, en la presentación de algunos rasgos de los climas del ECUADOR con especial énfasis en los aspectos relacionados con El Niño.

1 - El impacto social y económico de un El Niño de gran amplitud es tan desmedido y duradero que, en complementación de los estudios generales efectuados a nivel del planeta, es imperativo que los países más directamente afectados puedan contar con un sistema local de previsión del fenómeno. No es señal de desconfianza con respecto de las investigaciones globales pero es imperativo tomar un máximo de precauciones, especialmente en ECUADOR donde tanto se ha sufrido en carne propia por las pérdidas en vidas humanas, destrucciones de infraestructuras civiles o agrícolas, disminución del PIB, etc... Y la experiencia igual lo dice : algunas observaciones estrictamente locales pueden ser los índices más tempraneros de previsión.

2 - Desde el punto de vista científico, son varias las razones que abogan para proseguir e inclusive fortalecer los estudios en la región equinoccial, más específicamente en ECUADOR.

a) Se trata evidentemente de la región que recibe el impacto del fenómeno en toda su magnitud, registrándose los valores más elevados de la mayoría de los parámetros significativos, tanto de tipo climático como oceanográfico. Ahí están ubicadas las zonas marítimas identificadas como de

particular importancia para el estudio del fenómeno : unidad geográfica Niño-1 (80-90° W y 0-5° S), golfo de Guayaquil e Islas Galápagos, todas ellas esenciales para el registro de las variables principales : variaciones de las temperaturas del aire y de las SST, fluctuaciones del nivel del océano, cambios en la dirección y fuerza de los vientos, modificaciones en la composición del planctón, etc ... Además, existen ya infraestructuras adecuadas de medición y observación, fijas o móviles, y equipos humanos especializados de gran experiencia, lo que es un factor de éxito cuando se trata de la aprehensión de fenómenos extremos.

b) Por otra parte, un gran número de estudios básicos ha sido ya desarrollado en todos los campos relacionados con los efectos de El Niño : inventarios biológicos, tratamientos estadísticos de toda índole, etc... Ellos constituyen referencias invalorable debido a la larga duración de algunas series de observación. Es el caso en el campo climático donde algunos registros pluviométricos pasan o son muy cercanos de los 100 años. Ya que la validez de la referencia estadística depende de la duración de las series observadas, es obvio que las mediciones no pueden interrumpirse. También es el caso en cuanto al aspecto biológico, gracias a los trabajos centenarios (teoría de la evolución de las especies) desarrollados en las Islas Galápagos y a la permanencia de varios equipos interdisciplinarios y multinacionales en la estación Charles Darwin. Las referencias existentes han permitido evaluar en su grado exacto algunos impactos de El Niño 1982-3 : por un lado las poblaciones de focas e iguanas marinas disminuyeron sustancialmente, mientras que por otro lado prosperaron como nunca los pinzones.

c) Sin embargo, aún falta para conocer mejor los climas del ECUADOR, país andino, amazónico y ribereño del océano Pacífico, tierra de contrastes climáticos donde se encuentran contrapuestos a escasas distancias zonas cálidas y zonas frías, regiones húmedas y regiones casi desérticas, situación que responde al cruce de varias influencias climáticas de orden regional y local.

A decir verdad, el planteamiento de los mecanismos de interacción entre las distintas influencias de origen climático tiene ya un enfoque un poco antiguado. Básicamente, los grandes sistemas de circulación atmosférica (la una meridiana y la otra zonal) ponen en juego importantes masas de aire con características de temperatura y humedad que dependen de su lugar de procedencia (papel del océano y de las distintas corrientes marítimas). Su penetración depende esencialmente del desplazamiento periódico del FIT, del que depende su impacto climático habitual. No obstante, su acción se ve profundamente modificada por otros factores determinantes : el relieve, la altura y el papel de pantalla desempeñado por la cordillera de los Andes, que condicionan la existencia de regiones naturales muy autónomas. Además, la influencia de las masas de aire regional se ve episódicamente alterada cuando la circulación zonal experimenta cambios anormales y cuando el FIT ocupa posiciones anómalas, muy al norte lo que se traduce en sequías, o muy al sur lo que acarrea un fuerte incremento de las precipitaciones (El Niño).

Respecto de este planteamiento, falta por actualizar el conocimiento de los mecanismos que, a nivel local, influyen sobre la distribución de algunos parámetros climáticos. Por ejemplo, sobre el porqué del desarrollo de las condiciones convectivas locales que, en la Sierra, definen una distribución (aparentemente aleatoria) de las precipitaciones consecutivas a El Niño.

Sigue un nuevo enfoque puesto a consideración de los participantes : *Respecto de los aspectos estrictamente hidropluviométricos, ¿valdría, o no, considerar que El Niño es parte integrante de los elementos del clima? ¿y quitarle su dimensión de fenómeno anómalo?*

d) Algún día será también necesario renovar algunos conceptos y tomar nuevos rumbos de estudio, quizás para calibrar mejor los modelos. Algunas direcciones implícitas han sido arriba indicadas pero muchas otras todavía quedan, por ejemplo un estudio más detallado de las condiciones que rigen el movimiento del Frente Ecuatorial FE cuyo papel podría ser mayor que una simple frontera térmica empujada hacia el sur durante los El Niño. Sin que fuese todavía muy significativo, algunas SST medidas en el norte de Chile muestran una variación que indicaría que la corriente de Humboldt podría tener un papel más importante (¿sería un factor más activo?, ¿quizás en relación con las fluctuaciones climáticas de la Antártida?) del que se le atribuye por ahora. De ser el caso, una base de operaciones estaría muy bien ubicada en el Archipiélago de Colón.

En conclusión, lo arriba expuesto **justifica plenamente que ECUADOR esté considerado como una base operacional imprescindible para seguir investigando los múltiples aspectos vinculados con la previsión de los impactos de El Niño.**

Para cumplir a cabalidad con tal propósito, se recomendaría :

- **determinar nuevos rumbos de investigación**, en estrecha colaboración con los demás programas internacionales. Al respecto, los estudios y tesis que han sido desarrollado últimamente (Frederic Rossel, por ejemplo) podrían aportar con valiosas bases de reflexión ;
- **crear equipos científicos pluri-disciplinarios y muti-institucionales** de profesionales e investigadores, con el apoyo de la cooperación internacional si fuese necesario ;
- **incrementar la densidad de las distintas redes de observación ;**
- **equipar las estaciones de medición** con todo el instrumental moderno de adquisición de los datos, sistemas de comunicación electrónica, ambiente informático moderno ;
- **buscar el financiamiento necesario.**

2 - BINOMIO CLIMA-EL NIÑO E IMPACTO EN ECUADOR (Gustavo Gómez)

EVOLUCION ACTUAL DEL EVENTO EL NIÑO

Patricio Aceituno

Departamento de Geofísica - Universidad de Chile

RESUMEN

Se analiza el desarrollo del actual evento El Niño en términos comparativos con la evolución observada en eventos previos, particularmente el de 1982-83. El actual episodio se inició en Febrero de 1997, luego que durante un periodo aproximado a dos años predominaron anomalías negativas de temperatura en las aguas superficiales del Pacífico ecuatorial.

En la fase de inicio de este evento pareció tener un rol determinante la actividad atmosférica intraestacional en el océano Índico y en el Pacífico ecuatorial occidental, manifestada en la forma de pulsos de viento con componente del oeste que gatillaron en el océano la propagación hacia el este de perturbaciones térmicas a nivel de la termoclina.

Es interesante señalar que a principios del presente año la mayoría de los modelos de pronóstico de la evolución de las anomalías de temperatura superficial del mar (TSM) en el Pacífico ecuatorial central indicaban que durante 1997 se produciría una transición hacia una fase cálida, a partir de las condiciones relativamente frías predominantes en ese momento. Sin embargo, la gran magnitud del evento y su abrupto inicio y rápida intensificación posterior no lograron ser anticipados en forma correcta, lo cual será materia de intenso análisis en los grupos de investigación dedicados a mejorar la comprensión de la dinámica de las perturbaciones extremas en el sistema océano - atmósfera del Pacífico ecuatorial.

El evento ha alcanzado una intensidad muy cercana a la del episodio El Niño 1982-1983, considerado hasta ahora como el más intenso del siglo. De todos modos, su grado de desarrollo durante el invierno y primavera australes fue superior al de cualquier otro evento durante los últimos 50 años.

Existe consenso entre los especialistas que este fenómeno continuará siendo muy intenso durante los próximos 3 a 4 meses. Los modelos de pronóstico de la TSM en el Pacífico ecuatorial tienden a coincidir que luego vendrá la fase de declinación, aunque existe una gran incertidumbre respecto al tiempo que el sistema océano atmósfera demorará en el proceso de normalización.

PLAN DE CONTINGENCIAS DE “EL NIÑO” EN EL ECUADOR

Crrnl. Gustavo Burbano, Director Nacional de Defensa Civil

Con las primeras informaciones de una eventual presencia del fenómeno de “El Niño”, con características similares a las del periodo 1982-1983, que podrían generar fuertes impactos negativos en amplios sectores del territorio ecuatoriano en especial en las regiones del litoral e insular de Galápagos, el Gobierno Nacional decidió tomar las acciones pertinentes para prevenir y mitigar los efectos de la ocurrencia de este fenómeno, para lo cual se laboró el “PLAN DE CONTINGENCIAS PARA EFRENTAR LOS IMPACTOS DEL FENOMENO EL NIÑO”.

El documento fue preparado por los diferentes ministerios e instituciones que conforman el Sistema Nacional de Defensa Civil del Ecuador, basados principalmente en las zonas vulnerables que fueron afectadas durante el “El Niño” 1982-1983, con prioridad en las provincias de: Esmeraldas, Manabí, Guayas, Los Ríos y El Oro; debido a su ubicación geográfica.

Para la ejecución de este Plan de Contingencias, se delegó las acciones pertinentes según la función de cada uno de los Ministerios así por ejemplo: Evacuación Poblacional y Albergues de emergencia: al Ministerio de Bienestar Social; Salud y Saneamiento Ambiental: al Ministerio de Salud Pública; Alimento y Agua: al Ministerio de Agricultura y Ganadería; Ingeniería y Comunicaciones: al Ministerio de Obras Públicas; Información Pública: al Secretaría Nacional de Comunicaciones; Económica: al Ministerio de Finanzas; Seguridad Pública, al Ministerio de Gobierno; tomando en consideración las tres fases de atención: ANTES, DURANTE Y DESPUES, de producirse un fenómeno natural que pueda ocasionar un desastre.

En la primera fase, Antes que se produzca el evento, el Plan contempla los trabajos y acciones que cada uno de los Ministerios e Instituciones debe ejecutar, emarcados dentro de las áreas de trabajo, es decir planificación, ejecución de programas y obras tendentes a mitigar los efectos que puede causar el fenómeno de “El Niño”. En esta fase se efectuaron seminarios de planificación y ejercicios de simulación de autoridades nacionales y locales, simulacros de evacuación con participación de la población; identificación, localización y adecuación de albergues de emergencia; acciones de información y educación a la población referentes a medidas de autoprotección. Los organismos seccionales realizaron obras emergentes referente a limpieza de drenajes, alcantarillas y reforzamiento mediante la construcción de muros de sostenimiento de algunas obras civiles.

En la segunda fase, es decir la de Atención durante el evento las diferentes áreas de trabajo podrán en práctica lo planificado en la fase anterior, referente a evacuación de personas a los albergues de emergencia, atención en alimentos, agua y salud.

Finalmente para la tercera fase Respuesta, se emitieron Directivas concernientes a la rehabilitación de las zonas afectadas.

El gobierno Nacional ha situado los recursos económicos necesarios para la Ejecución de ese Plan, cuya solvencia fue ya demostrada durante la inundación de la población de Santa Rosa En la provincia de El Oro.

SEMINARIO INTERNACIONAL SOBRE LAS CONSECUENCIAS CLIMATICAS E HIDROLOGICAS DEL ENSO A ESCALA REGIONAL Y LOCAL

CLIMA TROPICAL Y VARIACIONES CLIMATICAS

Moderador: Jacques MERLE y Stefan HASTENRATH

1. Luis CACERES, Gonzalo ONTANEDA, Raúl Mejía (INAMHI): Evidencias del cambio climático en el Ecuador.
2. Germán POVEDA (Univ. Nacional de Medellín Colombia): Evidencias de cambio climático en Colombia: Tendencias y cambios de fase y amplitud de los ciclos anual y semianual.
3. José GARCES (INOCAR): Pronóstico de la temperatura superficial del mar por satélite y su aplicación a los recursos Costeros.
4. Thierry DELCROIX (ORSTOM): Observed surface oceanic and atmospheric variability in the whole Tropical Pacific at the ENSO time scale.
5. Eduardo ZAMBRANO (INOCAR): Un Análisis de la Estructura Termal de la Estación Costera la Libertad y su Relación con los Eventos ENOS.
6. Christian HENIN (Francia): ENSO Signals on Sea-surface salinity in the Eastern Tropical Pacific Ocean.
7. Stefan HASTENRATH (University of Wisconsin): Climate prediction in the tropics.
8. Rodney MARTINEZ (INOCAR): Estudio del comportamiento de ondas lineales barotrópicas en la atmósfera tropical y el litoral Ecuatoriano-Colombiano en un período determinado.
9. Ricardo VILLALBA (Columbia Univ): Intensificación de la circulación atmosférica meridional en la región subtropical de América del Sur inferida a partir de registros dendroclimatológicos
10. Miriam Kannan STEINITZ: (Uninersity Kentucky): Un Registro de 6000 años de manifestaciones intensas del Fenómeno de El Niño en sedimentos de lagunas de las islas Galápagos.
11. Jorge SANCHEZ (México): El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) y el velo de polvo volcánico (VPV)[1500-2050]: Análisis (1500-1994) y pronóstico (1994-2050) .
12. Luc ORTIELB (Francia): Correlation of historical records of El Niño Events Between Chile, Perú and Ecuador (Galápagos).
13. Isabel TUTIVEN (INOCAR): Variaciones morfológicas de la línea de costa en el estuario del río Chone producidas por el evento ENSO.
14. Ekkehard JORDAN (Univ. Alemania): El valor diagnóstico de temperaturas del suelo en la zona tropical.

EVIDENCIAS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN ECUADOR

Ing. Luis Cáceres (*)
Egdo. Raúl Mejía (**)
Egdo. Gonzalo Ontaneda (**)

Cada día es mas evidente que el clima actual y futuro es y será el resultado de la variabilidad climática y del Cambio Climático.

El Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) en su Segundo Reporte de Evaluación (1995) señala que, a pesar de las incertidumbres científicas existentes, existen señales de una influencia perceptible de las actividades del hombre sobre el clima.

Como evidencias regionales del Cambio Climático se menciona el incremento de la temperatura media mundial entre 0.3 y 0.6°C desde finales del siglo XIX.

Los estudios de Vulnerabilidad y Adaptación de los sectores agrícola y forestal ante el Cambio Climático en el Ecuador requerían de escenarios, los mismos que fueron planteados por el INAMHI.

En base a los antecedentes expuestos, la investigación realizada responde básicamente a la necesidad de evaluar si los cambios globales se manifiestan a nivel nacional, y si los escenarios planteados para los estudios de Cambio Climático tienen una base coherente.

El estudio ha sido llevado en 15 estaciones meteorológicas localizadas en las regiones litoral e interandina. Se consideró los parámetros: Precipitación, Temperatura Media, Temperatura Máxima, y Temperatura Mínima.

Con el fin de cuantificar de alguna manera el "Cambio", se conceptualizó a este como la diferencia entre los valores inicial y final de la línea de tendencia.

Los resultados obtenidos confirman las tendencias crecientes de la temperatura media mundial, con mayor intensidad en la región interandina.

Criterios definitivos sobre tendencias en la precipitación no se plantean, aunque las evidencias señalan un "no incremento". De filtrarse el evento "ENSO", la señal podría intensificarse en la región costanera especialmente.

Las incertidumbres encontradas en la investigación no impiden reconocer la existencia de un "cambio", sea cual fuere su causa.

*Coordinador Técnico Proyecto Ecuador Climate Change Country Study

*Técnicos del Departamento de Climatología

Evidencias de Cambio Climático en Colombia: Tendencias y Cambios de Fase y Amplitud de los Ciclos Anual y Semianual

Carlos Ariel Pérez, Germán Poveda, Oscar J. Mesa, Luis. F. Carvajal, y Andrés Ochoa
Postgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos, Facultad de Minas,
Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia, e-mail: gpoveda@perseus.unalmed.edu.co

Resumen

Se implementan varias técnicas de análisis para identificar señales de cambio climático en registros hidrológicos y climáticos de Colombia. Hay clara tendencia de calentamiento que se observa en las series de temperaturas mínimas y que concuerda con las series de temperaturas medias. Las series de punto de rocío y presión de vapor indican un aumento en la humedad atmosférica. Esta tendencia coincide con el calentamiento. Las series de precipitación no muestran señal clara de cambio climático. Las principales cuencas presentan tendencia decreciente en los caudales. Los resultados de Demodulación Compleja ratifican los resultados descritos anteriormente y permiten establecer corrimientos en las fases de los ciclos anual y semianual de diversas variables climáticas en Colombia. Estos resultados tienen implicaciones fundamentales para la disponibilidad del recurso hídrico y para el planeamiento y manejo de sistemas hidráulicos.

Abstract

Several statistical techniques and tests are performed trying to detect signals of climatic change in hydroclimatic records of Colombia, including identifying possible changes in the mean and the variance of the records, as well as detection of trends and non-homogeneities of the records. Results confirm positive trends in minimum and mean temperature records throughout Colombia. Precipitation series exhibit no clear spatial signal. Most important rivers appear to exhibit decreasing trends. Deforestation and evapotranspiration trends could account for the observed trends. Complex Demodulation (CD) is used to examine the evolution of amplitude and phase of climatic records. CD confirms shifts in phase and amplitude of annual and semi-annual cycles. These results have tremendous impact on water resources availability and their planning and operation.

1. INTRODUCCIÓN

La temperatura promedio del planeta ha aumentado aproximadamente 0.6°C en los últimos 135 años; particularmente drástico durante los últimos 15 años (WMO, 1995). Hay evidencias serias sobre la relación de este calentamiento con el incremento en las emisiones de gases de efecto invernadero (Thomson, 1995). Tanto en los escenarios de calentamiento dramático, como en los de un calentamiento moderado, el agua es uno de los factores principales. Esto incluye cambios en los regímenes de lluvias, evaporación y escorrentía. A nivel mundial hay evidencia contundente sobre tendencias crecientes en los caudales en Norte América y en la antigua Unión Soviética (Lins y Michael, 1994). Hay evidencia observacional de disminución de la evaporación en esas regiones (Peterson et al., 1995). En Colombia hay reportes acerca del incremento de algunas variables atmosféricas (Hense et al. (1988). Smith et al. (1996) no encuentran un aumento en las lluvias de la región Amazónica de Colombia, lo cual contrasta con los hallazgos de Chu et al. (1994) a través del análisis de OLR para la región. En este trabajo se efectúan una serie de pruebas estadísticas para tratar de detectar señales de cambio climático en registros hidrológicos de Colombia, en términos de cambios en la media, en la

varianza y existencia de tendencias lineales en los registros. Por otra parte se examina el cambio en la fase y la amplitud de los ciclos anual y semianual de series de diversas variables climáticas.

2. ANÁLISIS DE HOMOGENEIDAD DE SERIES CLIMÁTICAS

Se emplean dos tipos de análisis para la detección de cambios y tendencias:

Análisis exploratorio, tiene como objetivo mostrar propiedades importantes de los datos usando análisis gráficos simples y análisis estadísticos básicos el cual incluye los aspectos de: Análisis gráfico y cálculo de estadísticos básicos. Para el análisis gráfico de homogeneidad de las series se utilizaron los siguientes gráficos: Gráficos de series de tiempo, Gráficos de masa simple, Gráficos de doble masa, Gráficos de cuartiles o "box plots", Gráficos S-S, Gráficos Q-Q, Gráficos suavizados.

Análisis confirmatorio, tiene el objetivo de confirmar estadísticamente la presencia o ausencia de ciertas propiedades en los datos que incluye pruebas estadísticas cambio y pruebas de tendencia.

En las pruebas estadísticas de homogeneidad se utilizaron: Pruebas de cambio y pruebas de tendencia. Se recurrió al Análisis Bayesiano para identificar posibles puntos de cambio. Para el estudio de homogeneidad en la media y la varianza se usaron pruebas paramétricas y no paramétricas, pruebas de cambio y de tendencia, y pruebas de independencia. Las pruebas utilizadas para detección de cambios en la media incluyen (*Salas et al.*, 1992): Prueba T Simple, Prueba T modificada, Prueba de Sumas Acumuladas, Análisis Bayesiano, Prueba de Homogeneidad de Abbe, Prueba de Wilcoxon Rank Sum o Mann-Whitney, Prueba de Friedmann, Análisis de Doble Masa, Prueba del Signo, Prueba de Kruskal-Wallis y Prueba de Pettitt (*Pettitt*, 1979).

Pruebas utilizadas para detección de tendencia en la media, aplicadas solamente a las series anuales: Prueba de Mann-Kendall, Prueba de tendencia lineal, Prueba de Hotelling-Pabst, Prueba Kendall estacional, Prueba de Sen, Prueba de homogeneidad estacional y Prueba de Kendall-Mann-Sneyers (*Kendall y Stuart*, 1979). Las pruebas utilizadas para detección de cambios en la varianza fueron (*Salas et al.*, 1992): Prueba F simple, Prueba F modificada, Prueba de Bartlett, Prueba de Levene, Prueba de Ansari-Bradley. La prueba de homoscedasticidad se utilizó para detección de tendencias en la varianza. Se utilizaron registros mensuales de diversas variables climáticas de Colombia incluyendo: precipitación, temperaturas mínima y media, tensión de vapor, evaporación y caudales de ríos. La calidad y cobertura de la información hidro-climática de Colombia es muy deficiente. Sólo se dispone de información en la zona Andina y en algunas estaciones localizadas sobre las costas Atlántica y Pacífica, pero las zonas de la Orinoquia y la Amazonia no cuentan con registros confiables de larga duración. Las pruebas estadísticas mencionadas se aplicaron con un nivel de significancia de 0,05. En la Tabla 1 se explica la nomenclatura de las pruebas usadas y en

las Tablas 2 y 3 se muestran los resultados obtenidos para las series de temperaturas mínimas de precipitación mensual. En tales tablas, la "A" significa que se acepta la hipótesis nula del encabezamiento de la columna respectiva y la letra "R" significa que se rechaza la hipótesis. Sobre los resultados se destacan los siguientes puntos:

1. Los resultados obtenidos permiten concluir una clara tendencia de calentamiento que se observa en las series de temperaturas mínimas y medias. La razón del calentamiento está tanto en el efecto invernadero como en los procesos de urbanización y deforestación. En la figura 1 se aprecia la serie mensual de temperaturas mínimas en Palmira (Valle del Cauca). Se aprecia la evidente tendencia del ajuste lineal. En la figura 2 se observan distintos gráficos usados en los análisis exploratorio y confirmatorio para la detección de puntos de cambio, cambios en la media y la varianza y no-homogeneidad.
2. Las series de punto de rocío y presión de vapor indican un aumento en la humedad atmosférica. Esta tendencia coincide con el calentamiento.
3. Las observaciones de evaporación de tanque no permiten obtener conclusiones sobre tendencias generalizadas a todo el país. Sin embargo, hay consistencia en la relación inversa entre la humedad y la evaporación para las estaciones que tienen registro de ambas variables. Esto indicaría que hay una tendencia general hacia disminución de la evapotranspiración potencial.
4. Las series de precipitación no muestran señal clara de cambio climático.
5. Aunque la evidencia respecto a las tendencias en las series de caudales es mezclada, las principales cuencas del país presentan tendencia decreciente. Desde el punto de vista físico esto puede ser explicado por un aumento en la evaporación, lo cual no es claro en la evidencia sobre evaporación de tanque. La deforestación puede ser una posible causa de incremento de los caudales en algunas regiones particulares. Igual puede ser el efecto de los embalses. La figura 3 muestra la serie de caudales del río Magdalena en la estación Arrancaplumas.
6. Al aplicar la prueba de Punto de Cambio de Pettitt (1979) se identifica el período 1976-1977 como posible punto de cambio en la media. Este resultado podría ser consecuencia climática de los cambios abruptos que sufrió el clima del Océano Pacífico (*Miller et al.*, 1994), reflejado en cambios en el Índice de Oscilación del Sur (SOI) hacia valores más bajos, y en las temperaturas en la zona tropical hacia valores más altos. Sobre este punto debe refinarse la investigación.

3. DEMODULACIÓN COMPLEJA - EVOLUCIÓN DE LA FASE Y LA AMPLITUD DE LOS CICLOS ANUAL Y SEMIANUAL

Thomson (1995) presenta una seria evidencia sobre el incremento en las temperaturas del planeta, asociado con el aumento de gases de efecto invernadero. Su conclusión se basa en análisis de Demodulación Compleja (DC), y se refiere a una separación entre el año climático y el año calendario, con serias repercusiones en la predicción climática e hidrológica, y en la forma en que se "remueve" el ciclo anual en los análisis estadísticos de series de tiempo, mediante la metodología tradicional de restar la media y dividir por la desviación típica

mensual correspondientes. Este numeral trata de identificar cambios de fase y en la amplitud de los ciclos anual y semi-anual, en las series hidrológicas y climatológicas de Colombia. Para ello se elaborarán diagramas de la evolución de la fase y de la amplitud con el tiempo, entre los diagramas de fases y de amplitud en las series hidrológicas de Colombia. La DC consiste en la transformada de Fourier de la serie de tiempo en convolución con un filtro matemático representado en una Secuencia Slepiana de orden cero (*Percival y Walden, 1993*). Las secuencias Slepianas minimizan los errores de estimación del espectro ocasionados por enmascaramiento y escurrimiento de frecuencias, y el fenómeno de Gibbs. Dada una serie de tiempo $x(t)$, la demodulación compleja, $Y(t)$, estima la amplitud y la fase mediante

$$Y(t) = h(t) * [x(t) \exp(-i2\pi ft)]$$

donde el efecto del término $\exp(-i2\pi ft)$ es cambiar las componentes de $x(t)$ a una frecuencia f en el origen, el símbolo $*$ representa la convolución matemática, y $\{h(t), t=0, \dots, N-1\}$ es el impulso respuesta a un filtro de pasa-baja frecuencia. Para este estudio, $h(t)$ se toma como una secuencia Slepiana de orden cero, $v_n^0(N, W)$, con el bloque de longitud N , que se ha definido como 5, 10, 15, y 22 años, con el ancho de banda W , definido en términos de $NW=1$. La Amplitud se obtiene como :

$$A(t) = 2 |Y(t)| ,$$

la fase como

$$\theta(t) = \arctan \left(\frac{\text{Im}[Y(t)]}{\text{Re}[Y(t)]} \right) ,$$

y el ciclo anual como :

$$2 \text{Re} [\exp(+i2\pi ft) Y(t)] .$$

La metodología implica el cálculo de ajustadores ("tapers") ortogonales, en este caso una secuencia Slepiana de orden cero. En general, los "tapers" se estiman mediante la formulación de la matriz simétrica del kernel de Dirichlet (que presenta el problema que los valores propios con mayor concentración de energía tienden a la unidad y la diferencia entre ellos es muy pequeña lo cual puede ocasionar graves problemas numéricos computacionales), la otra alternativa es mediante una matriz tridiagonal simétrica, aunque ésta presenta el problema que los valores propios pueden ser muy cercanos aunque no sean menores que la unidad. Este último método es más recomendado ya que el número de operaciones que hay que efectuar para calcular los valores propios es mucho menor. La construcción de la matriz tridiagonal se describe a continuación (*Percival y Walden, 1993*). Los elementos de la

diagonal se estiman como $[(N-1-2t)/2]^2 \cos(2\pi Wt)$, $t=0, \dots, N-1$, y los elementos afuera de la diagonal se estiman como $t(N-t)/2$, $t=1, \dots, N-1$. Generalmente W toma un valor correspondiente a un múltiplo entero pequeño (mayor que 1) de la frecuencia fundamental, de modo que $W=j/(N \Delta t)$, para $j=2, 3, \dots, 20$. Sin embargo, también pueden usarse múltiplos no enteros. El valor de W se determina indirectamente como el producto entre la duración, N , y la mitad del ancho de banda $NW=j/(\Delta t)$ (ó también $NW=j$, con Δt igual a la unidad).

Para la aplicación de la Demodulación Compleja se ha utilizado como filtro una secuencia Slepiana de orden cero con una longitud de 22 años, intentando estudiar las tendencias de más largo plazo en la fase y la amplitud. Se calcularon los diagramas de la evolución de las fases y la amplitud de los ciclos anual y semianual, y los correspondientes a la diferencia entre el ciclo semianual y el anual, para evaluar la contribución del ciclo anual a la señal del ciclo semi-anual.

La técnica de Demodulación Compleja fué aplicada a registros de temperatura mínima, temperatura media, tensión de vapor, precipitación y caudales medios mensuales. Con el propósito de evaluar la existencia de tendencias en la fase y la amplitud se ajustaron regresiones lineales tanto para el total del período, así como para la primera y segunda mitades del diagrama de evolución de fase y amplitud con el tiempo. Para cada uno de estos diagramas se obtiene la pendiente, el intercepto, el estadístico F calculado, el estadístico F crítico y el coeficiente de determinación del ajuste. En la Figura 4 se presentan los diagramas de evolución de la fase y amplitud de los ciclos anual y semianual de la serie de temperatura mínima en Ospina Pérez. Allí se aprecia el cambio en casi 30 grados de arco (casi 30 días) en la fase del ciclo anual, así como el aumento en la amplitud del mismo. La fase del ciclo semianual ha sufrido cambios a través del tiempo, así como también es clara la tendencia creciente en la amplitud del ciclo semianual y en la fase de la superposición de los dos ciclos. Se ilustran los resultados para la serie de temperatura mínima en Cenicafé (Figura 5), para la serie de caudales medios mensuales del río Magdalena en Arrancaplumas (Figura 6) y para la serie de caudales del río Cauca en La Virginia (Figura 7). Es necesario aclarar sobre las unidades en las que se expresan las pendientes de la fase y la amplitud. La pendiente de la fase del ciclo anual está dada en grados de arco por año (°/año). La pendiente de la fase del ciclo semi-anual también está dada en grados de arco por año (°/año), aunque la interpretación es diferente en este caso, ya que 360° de arco corresponden a 180 días calendario. Las modificaciones correspondientes rigen para la pendiente del diagrama de la diferencia entre la fase del ciclo semianual y la fase del ciclo anual. Las dimensiones de la pendiente de las amplitudes de los ciclos anual, semianual y su diferencia corresponden todas a m³/s/año para los caudales, y de manera análoga para las demás variables. En la Tabla 4 se presenta un resumen de los resultados obtenidos para las diversas variables climáticas.

Los análisis de Demodulación Compleja permiten establecer:

Temperatura Mínima. La tendencia en la fase del ciclo anual coincide con la tendencia creciente con tendencia creciente en la serie de tiempo. La mayoría de las series muestran

tendencia positiva en amplitud del ciclo anual, lo mismo que para la fase y la amplitud del ciclo semianual. Casi todas las estaciones con tendencia creciente en la fase del ciclo anual coincide con las estaciones que presentan clara tendencia creciente en la serie de tiempo. Esta es una fuerte evidencia de la existencia de cambio climático en Colombia, ilustrada con las series de temperatura mínima. Los resultados para la amplitud del ciclo anual también confirman la presencia de cambio climático en Colombia. Las tendencias crecientes en temperatura mínima están asociadas a tendencias crecientes en la amplitud del ciclo anual.

Precipitación. Hay mezcla entre tendencias positivas y negativas en la fase y la amplitud del ciclo anual. En casi todo Colombia hay tendencia creciente en la fase del ciclo semianual, pero no para la amplitud del ciclo semianual.

Tabla 4. Número de series con tendencia creciente (↗) y decreciente (↘) en la fase y amplitud de los ciclos anual, semianual y en la fase de la superposición de ambos.

	CICLO ANUAL		CICLO SEMIANUAL		Fase ciclo semianual menos anual
	Fase	Amplitud	Fase	Amplitud	
Temperatura mínima	21 ↗ 15 ↘	27 ↗ 11 ↘	26 ↗ 10 ↘	26 ↗ 12 ↘	23 ↗
Temperatura Media	19 ↗ 15 ↘	Todas ↗	26 ↗ 10 ↘	33 ↗	19 ↗ 14 ↘
Punto de Rocío	12 ↗ 10 ↘	20/22 ↗	14 ↗ 8 ↘	19 ↗ 3 ↘	12 ↗ 9 ↘
Tensión de vapor	18 ↗ 8 ↘	22 ↗ 4 ↘	16 ↗ 10 ↘	20 ↗ 6 ↘	16 ↗ 10 ↘
Precipitación	77 ↗ 56 ↘	66 ↗ 67 ↘	169 ↗ 18 ↘	67 ↗ 62 ↘	75 ↗ 52 ↘
Caudales medios	8 ↗ 15 ↘	7 ↗ 16 ↘	20 ↗ 3 ↘	8 ↗ 15 ↘	5 ↗ 18 ↘

Temperatura Promedio. Clara evidencia de cambios climáticos.

Tensión de Vapor. En general, los resultados del análisis de la fase de los ciclos anual y semianual son consistentes con los resultados obtenidos en el análisis de homogeneidad. Los resultados de Amplitud del ciclo anual también confirman las evidencias del cambio climático en el país.

Caudales Promedios Mensuales. Los registros de los ríos Magdalena y Cauca están mostrando una disminución en la amplitud del ciclo anual, lo cual concuerda con las tendencias decrecientes identificadas en las series de tiempo correspondientes. Los resultados de la Demodulación Compleja apuntan a demostrar un decrecimiento de la amplitud del ciclo

anual y un aumento de la fase del mismo (por ejemplo, el veranillo de junio-julio presentándose en la actualidad más temprano en el año). Estos resultados demuestran la fuerte asociación entre las tendencias de largo plazo y los comportamientos intra-anales. Nótese que una tendencia creciente en la amplitud del ciclo anual sugiere que los extremos hidrológicos se están intensificando con el tiempo, es decir que los períodos secos se han vuelto más secos y los períodos húmedos se han vuelto más húmedos. Esta puede ser una consecuencia hidrológica de la deforestación y una evidencia muy fuerte del cambio climático. Dada la generalidad y la consistencia del signo de este cambio en la fase del ciclo semianual, estamos en frente de un fenómeno casi generalizado en Colombia. De nuevo se observa que la fase del ciclo semianual está aumentando en las estaciones de los ríos Cauca y Magdalena. Las estaciones que presentan tendencia decreciente son casi las mismas de la fase del ciclo anual. Casi la totalidad de las series que presentan tendencia creciente en la fase del ciclo semianual coinciden con aquellas que presentan tendencia creciente en la serie de tiempo. Este resultado también confirma la presencia de cambio climático en Colombia: tendencias crecientes en temperatura mínima están asociadas a tendencias en la fase del ciclo semianual.

4. CONCLUSIONES

La calidad y cobertura de la información hidro-climática de Colombia deja mucho que desear. Sólo se dispone de información en la zona Andina y las costas, media Colombia no tiene registros. Las variables climáticas son de muy regular calidad. Todas las conclusiones que se extraigan son dependientes de los datos y como tal deben mirarse con cuidado. Hay clara tendencia de calentamiento que se observa en las series de temperaturas mínimas y que concuerda con las series de temperaturas medias. La razón del calentamiento está tanto en el efecto invernadero como en los procesos de urbanización y deforestación. Las series de punto de rocío y presión de vapor indican un aumento en la humedad atmosférica. Esta tendencia coincide con el calentamiento. Las observaciones de evaporación de tanque no permiten sacar conclusiones sobre tendencias generalizadas a todo el país. Sin embargo, hay consistencia en la relación inversa entre la humedad y la evaporación para las estaciones que tienen registro de ambas variables. Esto indicaría que hay una tendencia general hacia disminución de la evapotranspiración potencial. Las series de precipitación no muestran señal clara de cambio climático. Aunque la evidencia respecto a las tendencias en las series de caudales es mezclada, las principales cuencas presentan tendencia decreciente. Desde el punto de vista físico esto puede ser explicado por un aumento en la evaporación, lo cual no es claro en la evidencia sobre evaporación de tanque. La deforestación puede ser una posible causa de incremento de los caudales en algunas regiones particulares. Igual puede ser el efecto de los embalses. Los resultados de Demodulación Compleja ratifican los resultados descritos anteriormente y permiten establecer corrimientos en las fases de los ciclos anual y semianual de diversas variables climáticas en Colombia. Estos resultados tienen implicaciones fundamentales para la disponibilidad del recurso hídrico y para el planeamiento y manejo de sistemas hidráulicos.

**TABLA 1. EXPLICACIÓN DE LA NOMENCLATURA UTILIZADA
EN LAS TABLAS DE PRUEBAS ESTADÍSTICAS**

COLUMNA	SIGNIFICADO
AI	Año de inicio de la serie de tiempo
AF	año de finalización de la serie de tiempo
APC	Año de ocurrencia del posible punto de cambio
MPC	Mes de ocurrencia del posible punto de cambio
1	Prueba Mann-Whitney
2	Prueba del Signo
3	Prueba T simple asumiendo no cambio en varianza
4	Prueba T simple asumiendo cambio en varianza
5	Prueba T modificada sin cambio en la varianza
6	Prueba T modificada con cambio en la varianza
7	Prueba T simple con correcciones por dependencia
8	Prueba T simple con correcciones por dependencia
9	Prueba Kruskal-Wallis
10	Prueba del Friedman
11	Prueba de Abbe
12	Prueba de Sumas Acumuladas
13	Prueba F simple
14	Prueba F modificada con distribución F
15	Prueba Ansari - Bradley
16	Prueba de Bartlett
17	Prueba de Levene
18	Prueba de Homosedasticidad
19	Prueba T para detección de tendencias lineales
20	Prueba de Kendall
21	Prueba de Homogeneidad estacional de tendencias
22	Prueba de Mann - Kendall

TABLA 2. ANÁLISIS DE HOMOGENEIDAD - PRUEBAS ESTADÍSTICAS

SERIES DE TEMPERATURA MÍNIMA

SERIE	AI	AF	APC	MPC	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
PALMIRA ICA	1930	1987	1968	DIC	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	A	A	R	R	R	R	A	A	A
BERTHA	1955	1990	1963	DIC	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	A	A	A	A	A	R	A	A	A
BLONAY	1956	1991	1979	ABR	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	R	R	A	A	A	R	R	A	R	A	A	A
JORGE VILLAMIL	1956	1988	1985	FEB	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R
GUAMO	1957	1995	1962	ENE	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A
APTO E CORTISSOZ	1957	1995	1964	NOV	R	A	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R
APTO SIMON BOLIVAR	1955	1996	1976	NOV	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	R	R	R	R	A	A	A
APTO ARAUCA	1956	1995	1975	NOV	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	A	A	A	A	A	R	A	A	A
CARMEN DE BOLIVAR	1955	1995	1959	MAY	R	A	R	R	R	A	R	A	R	R	R	R	R	R	A	R	R	A	A	R	A	R
HERACLIO URIBE	1957	1988	1968	JUN	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	A	A	A	A	A	R	A	A	R
CHAPETON	1961	1986	1976	SEP	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	A	A	A	A	A	R	A	A	A
APTO OLAYA HERRERA	1941	1995	1965	NOV	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	R	R	A	R	A	A	A
APTO EL CARANO	1959	1995	1985	FEB	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	R	R	R	A	A	A	A
APTO BENITO SALAS	1969	1996	1976	NOV	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	R	R	R	R	A	A	A
APTO SANTIAGO VILA	1960	1995	1971	SEP	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A
BAJO CALIMA	1973	1996	1989	AGO	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	R	R	R	R	A	A	A
TRONERAS	1960	1978	1972	ABR	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	A	A	A	A	A	R	A	A	A
OSPINA PEREZ	1956	1991	1971	ENE	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	R
MIGUEL VALENCIA	1956	1990	1986	AGO	R	A	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	R	A	R	A	A	A	A
CENICAFE	1957	1990	1977	NOV	R	A	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	R	A	R	R	A	A	A
TULIO OSPINA	1969	1995	1971	MAR	R	A	R	R	R	A	R	A	R	A	R	R	R	R	A	R	A	R	A	A	A	A
MANUEL MEJIA	1955	1991	1966	JUL	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	R
APTO CAMILO DAZA	1953	1995	1965	JUL	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	A	A	R	R	R	R	A	A	A
APTO MATECANA	1959	1995	1970	MAR	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	R	R	R	R	A	A	A
APTO OTU	1960	1995	1983	NOV	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	R	R	A	R	A	A	A
OBONUCO	1956	1996	1972	MAY	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	R	R	R	R	A	A	A
AGRONOMIA	1956	1990	1971	JUN	A	A	R	R	A	A	A	A	A	R	R	R	R	A	A	R	A	R	A	R	A	R
ISLA DEL SANTUARIO	1957	1996	1975	NOV	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	R
NARANJAL	1962	1990	1978	JUL	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	A	A	A	A	A	R	A	A	A

TABLA 3. ANÁLISIS DE HOMOGENEIDAD - PRUEBAS ESTADÍSTICAS

SERIES DE PRECIPITACIÓN

SERIE	AI	AF	APC	MPC	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
APTO SESQUICENTENA	1959	1993	1965	NOV	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	R
CABRERA	1958	1993	1984	FEB	R	A	R	R	R	R	R	R	R	A	R	R	R	R	A	R	R	R	A	R	A	R
SAHAGUN	1958	1991	1966	OCT	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	R
CAUCASIA	1959	1990	1966	AGO	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R
ARJONA	1958	1991	1975	FEB	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A	R	A	A	A	R	A	R
POLONUEVO	1959	1986	1970	OCT	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	R
RAMIRQUI	1957	1991	1967	OCT	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	R	A	A	A	A	A	R	A	R	A	R
ALMEIDA	1959	1991	1964	ABR	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	R	A	A	R	R	A	A	R	A	R
SIBUNDOY	1958	1993	1970	ABR	R	A	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	R
PALMIRA ICA	1930	1987	1952	MAY	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	R
BERTHA	1952	1990	1970	NOV	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	R
REGADERA N 1	1956	1985	1970	ENE	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	R
BLONAY	1951	1991	1971	OCT	A	R	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	R
RISARALDA	1961	1995	1983	AGO	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	R
JORGE VILLAMIL	1954	1991	1960	OCT	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	R
TIBU	1957	1995	1969	ENE	R	A	R	R	A	A	A	A	R	R	R	R	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
REPRESA DEL NEUSA	1956	1996	1975	AGO	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	R
APTO BUENAVENTURA	1961	1996	1977	FEB	R	R	R	R	A	A	A	A	R	A	R	R	A	A	A	A	A	A	R	A	A	A
CARMEN DE BOLIVAR	1953	1995	1971	JUL	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	R
BOCAGRANDE	1951	1985	1966	MAR	R	A	R	R	A	A	A	A	R	A	R	R	A	A	A	A	A	A	R	A	A	A
HERACLIO URIBE	1957	1990	1968	OCT	R	A	R	R	A	A	A	A	R	A	R	R	A	A	A	R	A	A	A	R	A	R
CHAPETON	1957	1987	1964	ABR	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	R
OBS MET NACIONAL	1900	1993	1945	SEP	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	M
APTO SANTAGUEDA	1972	1989	1978	FEB	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	R
APTO OLAYA HERRERA	1941	1996	1946	FEB	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	A	A	A	A	A	A	R	A	A	A
APTO EL CARANO	1947	1995	1968	ABR	A	R	R	R	A	A	A	A	A	A	R	R	R	R	A	R	R	R	A	R	A	R
APTO SANTIAGO VILA	1960	1995	1977	FEB	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	R
BAJO CALIMA	1945	1996	1961	ENE	R	A	R	R	A	A	A	A	R	R	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	R
OSPINA PEREZ	1951	1997	1976	AGO	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	R
MIGUEL VALENCIA	1956	1990	1975	MAY	A	A	R	R	A	A	A	A	A	A	R	R	A	A	A	A	A	A	A	R	A	R

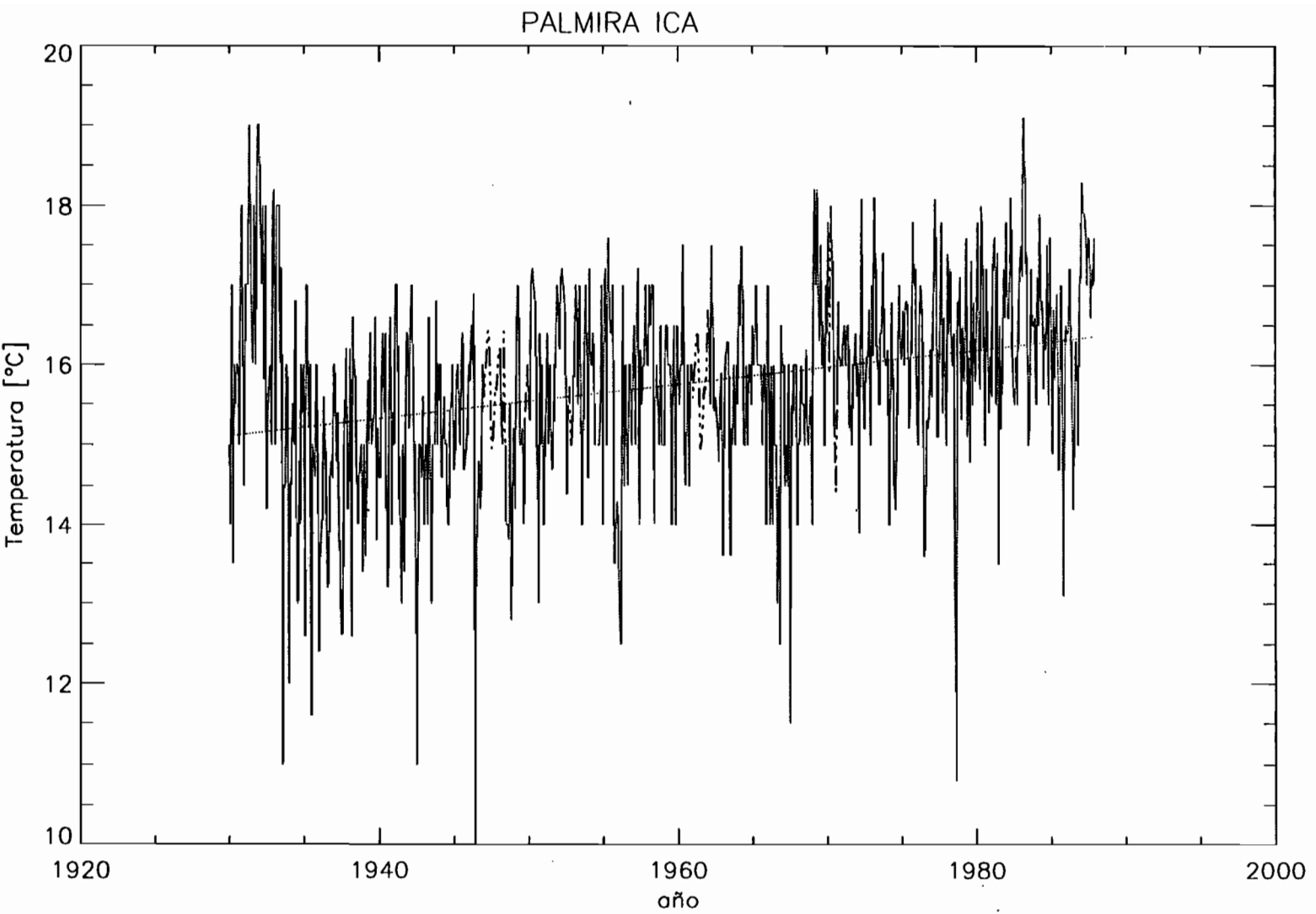


Fig. 1
Serie mensual de temperaturas mínimas en Palmira (Valle del Cauca). Se aprecia la evidente tendencia del ajuste lineal.

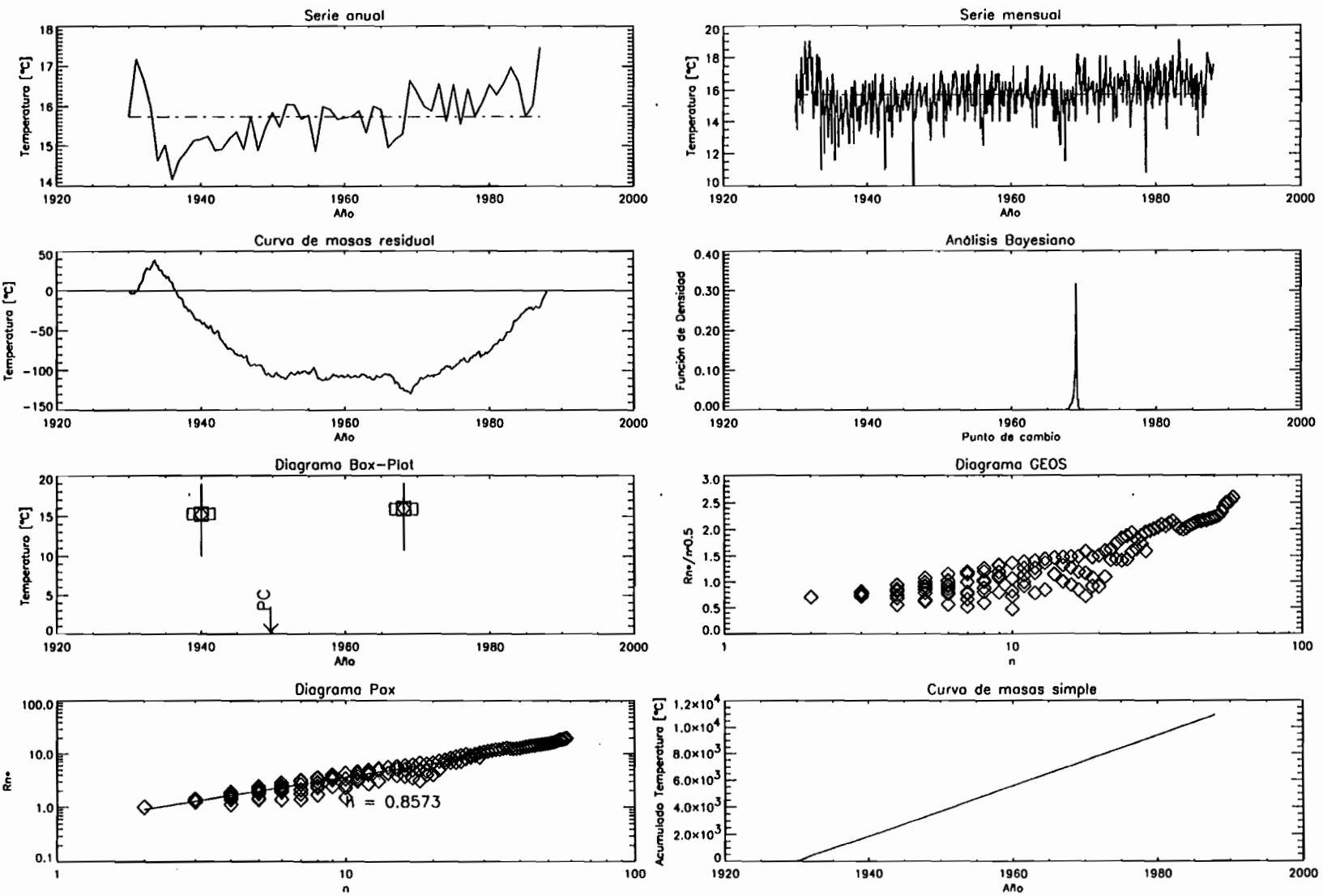


Fig.2
Diversos gráficos de pruebas efectuadas en los análisis exploratorio y confirmatorio para la serie de la Figural, en la detección de puntos de cambio, cambios en la medida y la varianza y no-homogeneidad.

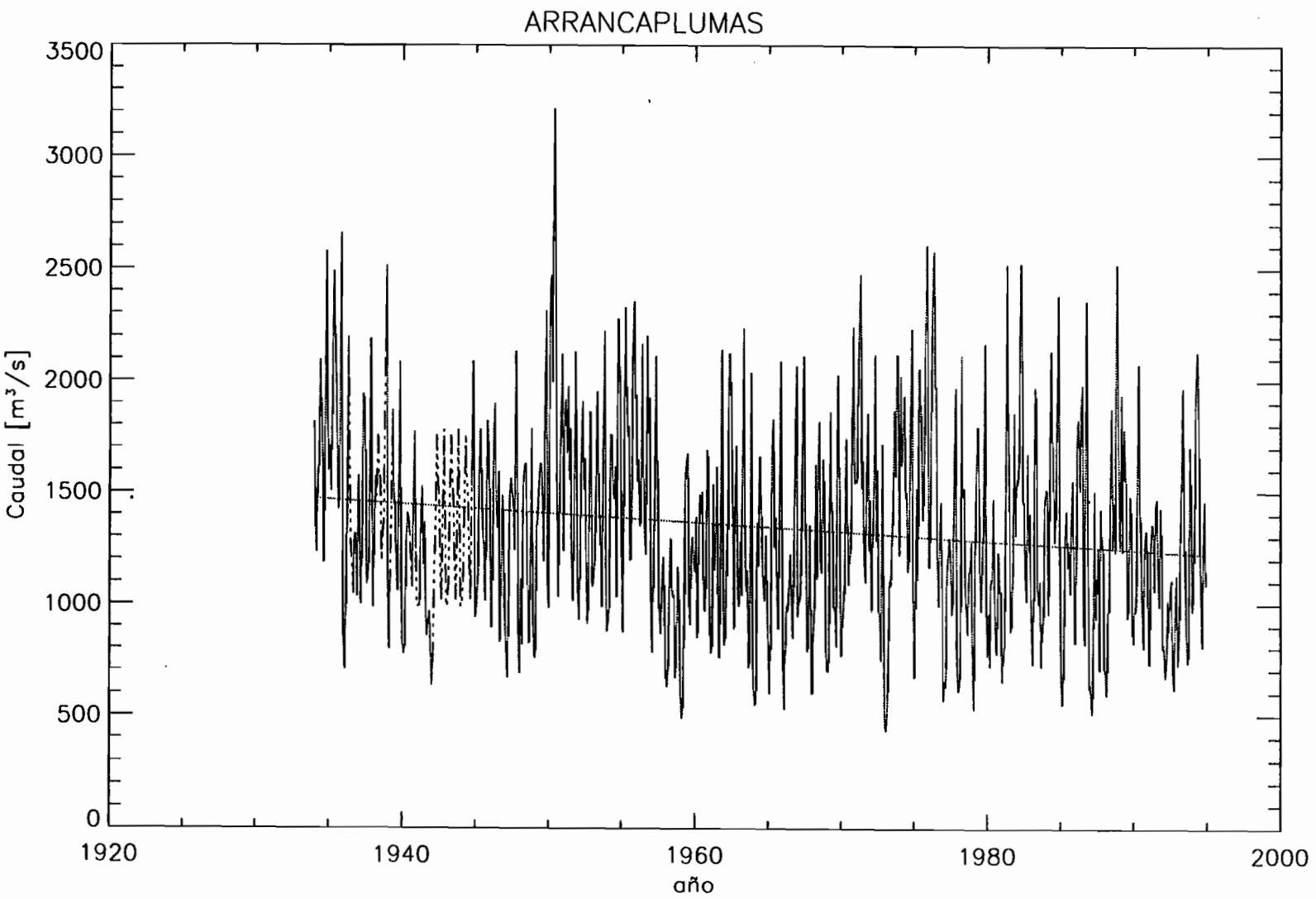


Fig. 3
Serie de caudales promedios mensuales del río Magdalena en la estación Arrancaplumas. Nótese la leve tendencia decreciente.

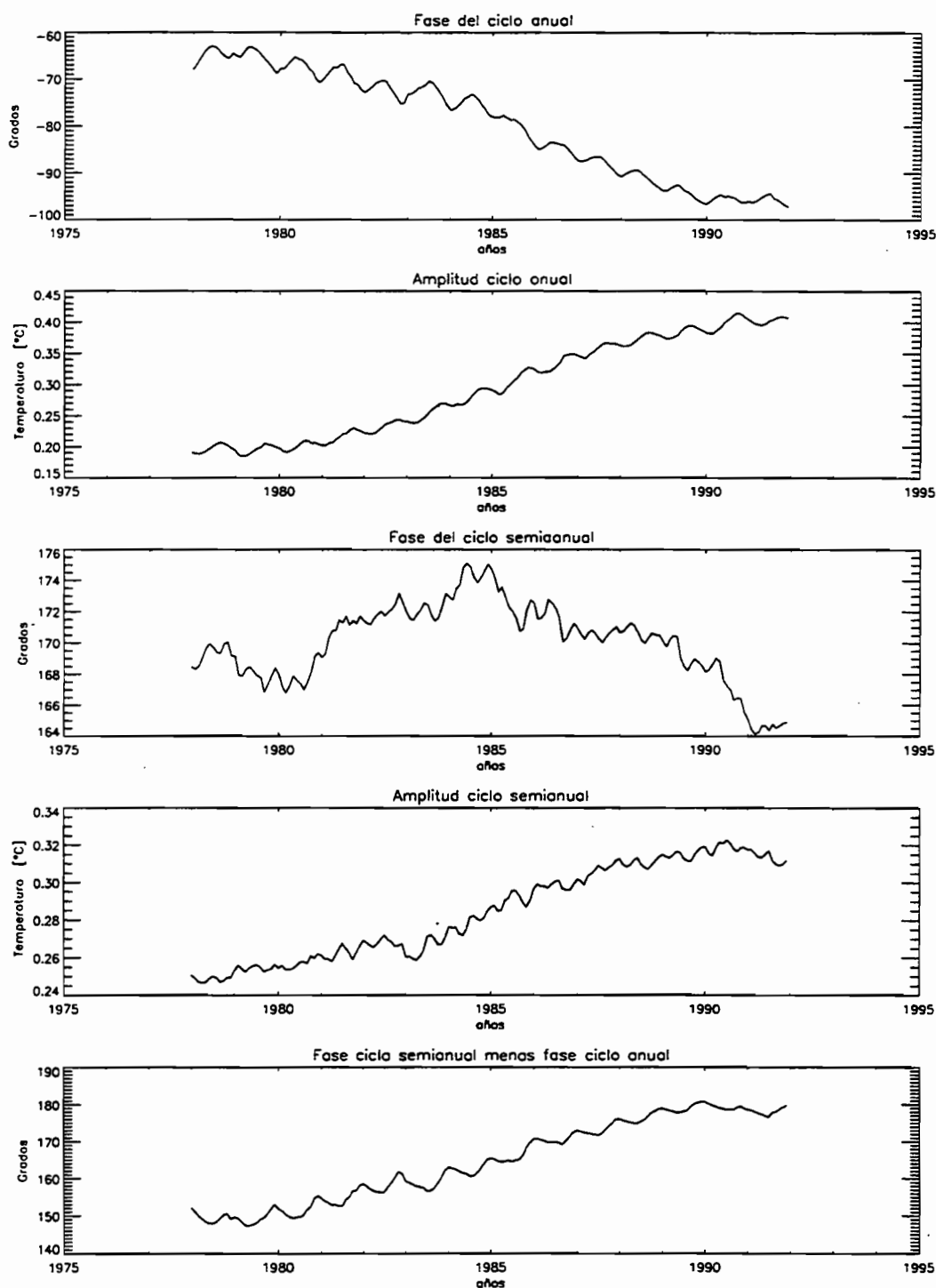


Fig. 4

Diagramas de evolución de la fase y amplitud de los ciclos anual y semianual y superposición de los mismos, para las temperaturas mínimas en Ospina Pérez.

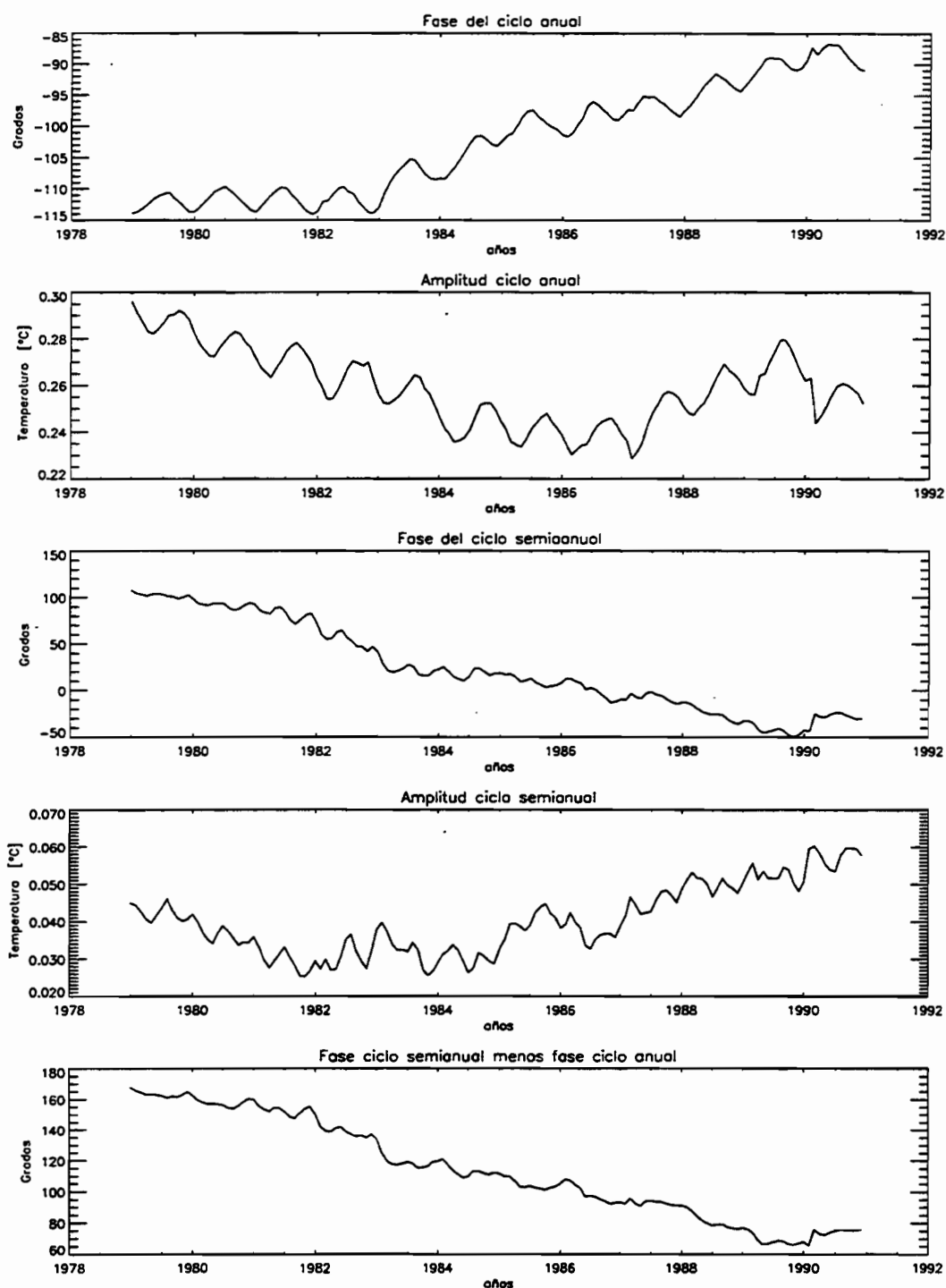


Fig. 5
Simila a la figura 4 para la serie de temperatura mínima en Cenicafé.

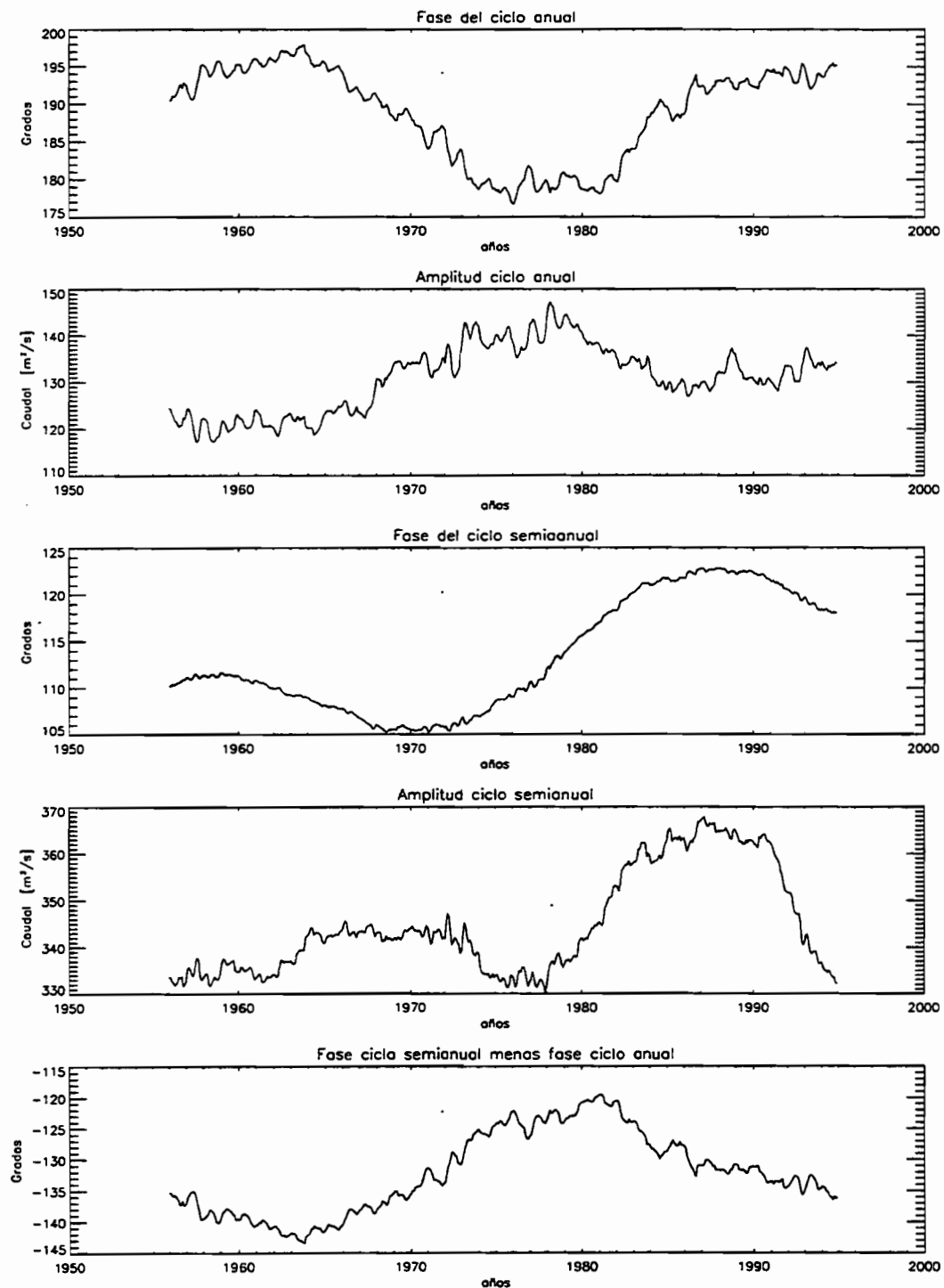


Fig. 6
Similar a la figura 4 para la serie de caudales medios mensuales del río Magdalena en Arrancaplumas.

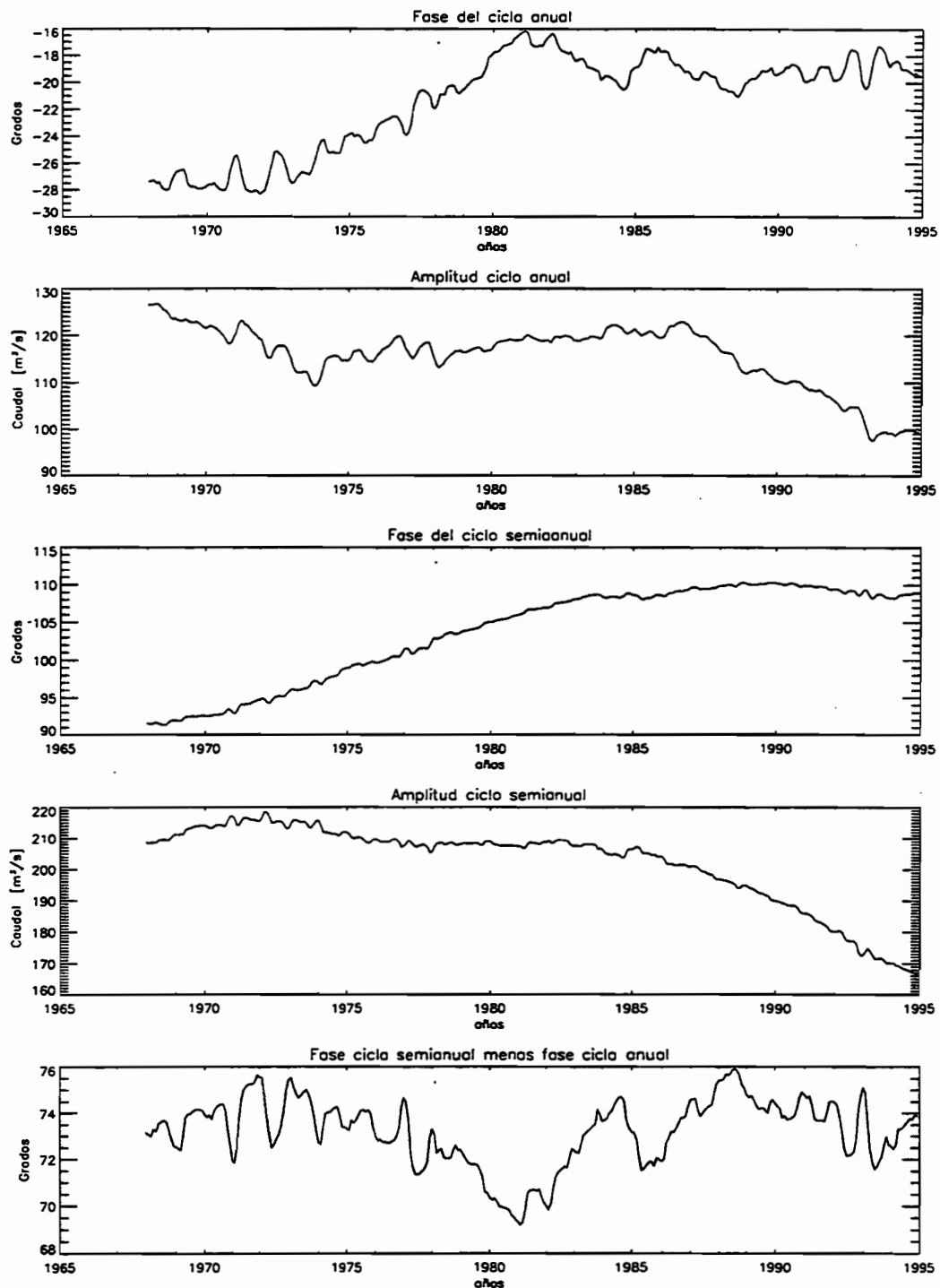


Fig. 7
Similar a la figura 4 para la serie de caudales del río Cauca en La Virginia.

RECONOCIMIENTOS. Este trabajo fué realizado gracias al apoyo de la Unidad de Planeación Minero-Energética (UPME) del Ministerio de Minas y Energía de Colombia.

BIBLIOGRAFIA

- Chu, P-S., Z-P. Yu, y S. Hastenrath. (1994). Detecting climatic change concurrent with deforestation in the Amazon basin: Which way has it gone?, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 75, 579-583.
- Hense, A., Krahe, P. y H. Flohn. (1988). Recent fluctuations of tropospheric temperature and water vapor content in the tropics, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 38, 215-227.
- Kendall, M. y A. Stuart. (1979). *The advanced theory of Statistics. Vol. 2. Inference and relationship*, Ch. Griffin and Co. Ltd.
- Lins, W. y P. J. Michaels. (1994). Increasing U. S. streamflow linked to greenhouse forcing, *EOS*, 75, No. 25.
- Miller, A. J., D. R. Cayan, T. P. Barnett, N. E. Graham, y J. M. Oberhuber. (1994). The 1976-1977 climate shift of the Pacific Ocean, *Oceanography*, 7, No.1.
- Percival, D., y A. Walden. (1993). *Spectral Analysis for Physical Applications*, Cambridge University Press, 583 p.
- Peterson, T. C., V. S. Goltubev, y P. Ya. Groisman. (1995) Pan evaporation in the United States and Former Soviet Union", Sometido a *Nature*.
- Pettitt, A. N. (1979). A non-parametric approach to the change-point problem, *Appl. Statis.*, 28, 126-135.
- Salas, J. D., R. A. Smith, G. Tabios, y J. Heo. (1992). *Statistical Computer Techniques in Hydrology and Water Resources*, Colorado State University, Fort Collins.
- Smith, R. A., G. Poveda, O. J. Mesa, C. A. Pérez y D. Ruíz. (1996). En búsqueda de señales de cambio climático en Colombia, *Memorias IV Congreso Colombiano de Meteorología*, Bogotá, IDEAM, 200-208.
- Thomson, D. J. (1995). The seasons, global temperature, and precession, *Science*, 268, 59-68.
- WMO. (1995). World Meteorological Organization, *WMO Statement on the Global Climate in 1994*, WMO Report No. 826, Geneva, 1995.

“PRONÓSTICO DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR POR SATÉLITE Y SU APLICACIÓN A LOS RECURSOS COSTEROS”

1 José Garcés Vargas

RESUMEN

Se relacionan tres series de tiempo de temperatura superficial del mar correspondiente a las latitudes 00°30', 01°30' y 02°30' sur a lo largo de la misma longitud (81°30' oeste) e índices oceánicos (Niño 1+2, Niño 3, Niño 4 y Niño 3.4) provenientes del satélite con valores in situ de temperatura superficial del mar de la estación costera de Manta y valores de venta de redes de camarón de un establecimiento de La Libertad, estableciéndose correlaciones en forma normal como en anomalías, para luego escoger los mejores resultados y así establecer modelos de regresión lineal y múltiple para el pronóstico de temperatura superficial del mar y venta de redes, así como sus similitudes y diferencias.

INTRODUCCIÓN

El Ecuador tiene por lo menos 15 años coordinando programas de prevención climática, organizando el trabajo de diversas instituciones gubernamentales y universidades para poder beneficiarse de las condiciones “anormales” o atenuar de algún modo los efectos adversos, pero ha tenido problemas con el acceso a información global, superados últimamente con el uso de Internet; entre esas instituciones tenemos a la Escuela Superior Politécnica del Litoral (ESPOL), el Instituto Oceanográfico de la Armada (INOCAR), el Instituto Nacional de Pesca (INP), el Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI) y el Centro de Levantamiento Integrado de Recursos Naturales por Sensores Remotos (CLIRSEN).

Estos programas de prevención climática son de vital importancia para el Ecuador ya que al prever situaciones anómalas se podrá tomar las acciones necesarias para precautelar la producción de fuentes de divisas tan importantes como son las obtenidas por las pesquerías y acuicultura, además de ello son el sustento diario de muchas familias que reciben algún tipo de beneficio ya sea directa o indirectamente.

ANTECEDENTES

Uno de los eventos que tal vez más se ha estudiado en oceanografía en los últimos 13 años, por las grandes secuelas económicas que ha dejado en diversas regiones del planeta es el evento “El Niño Oscilación-Sur” (ENSO) en donde se ha avanzado excepcionalmente logrando modelos océano-atmósfera, que permiten pronosticar con un grado de confiabilidad dicho evento con hasta un año de anticipación.

Es conocido que en nuestro país se cultiva el camarón a lo largo de costa, concentrándose la gran mayoría en la zona del Golfo de Guayaquil; una de las especies más cultivadas es el *Penaeus Vannamei*.

En el Ecuador la producción de camarón se encuentra repartida en dos sectores, el pesquero (industrial y artesanal) y el camaronero, siendo este último el más representativo en cuanto a exportaciones y por tanto de generación de divisas para el país.

Las variaciones climáticas ya sean naturales o artificiales afectan de manera directa el aprovisionamiento y calidad de postlarvas, siendo estas variaciones las causas de que la industria del camarón se vea perjudicada o beneficiada, como un ejemplo evidente podemos mencionar el evento ENSO.

Es por demás sabido que los laboratorios de larvas necesitan de la hembra ovada (grávida) para poder abastecerse de larvas para su posterior comercialización.

El país necesita de trabajos que realcen el lazo entre el exceso y la deficiencia de postlarvas y los cambios climáticos para de esta manera poder realizar modelos de pronósticos que conllevarían a una mejor prevención de las pérdidas económicas.

Es muy importante saber la cantidad de larvas de camarón que se encuentran disponibles, por ejemplo en un año, para determinar las medidas que se deberían de adoptar para optimizar los costos de producción; de ellos dependería la rentabilidad de la industria.

Debido a lo importante que es conocer el número de hembras ovadas que se encuentran disponibles (se establecería la cantidad de larvas), y ya que no existe ningún registro directo de dicho parámetro, es necesario utilizar índices que nos permitan inferir de alguna manera el comportamiento del parámetro que se desea estudiar, en este caso se utilizó una serie de tiempo de venta de redes utilizada en la captura de estas hembras ovadas como un indicador de su disponibilidad. Esta serie de tiempo se utilizará para comprobar si la cantidad de hembras ovadas reacciona a los cambios de temperatura superficial que se dan a lo largo del tiempo.

El objetivo general es el obtener modelos lineales para poder pronosticar la temperatura superficial del mar por ejemplo en un evento tipo "El Niño" en base a valores proporcionados por satélite y valores In Situ, utilizando técnicas estadísticas.

Como objetivo secundario esta optimizar la producción de un laboratorio de larvas aplicando modelos de regresión lineal obtenidos, basados en la premisa de una alta correlación entre la temperatura superficial del mar y la disponibilidad de las camaronas ovadas (grávida).

Observed Surface Oceanic and Atmospheric Variability in the whole Tropical Pacific at the ENSO Time Scale

Thierry Delcroix

Groupe SURTROPAC
ORSTOM Center, Nouméa
New Caledonia

Two to three decades of data within 1961-1995 are examined over the whole tropical Pacific to determine the dominant spatial features and time scales of Sea Surface Temperature (SST), Sea Surface Salinity (SSS), 0/450 dbar dynamic height anomalies (η , an alias for sea level), zonal (τ^x) and meridional (τ^y) wind stress, wind stress curl (curl τ), and precipitation (P). Low-pass time filter is used to extract fluctuations at periods greater than one year. An Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis is performed on the filtered time series to extract the ENSO (El Niño Southern Oscillation) related variations. At ENSO time scale, the SST changes are predominant in the eastern-central basin, contrasting with the SSS, τ^x , curl(τ) and P changes which are predominant in the western-central basin, whereas the η changes occur in the east and in the west. In the equatorial band, where the ENSO signal is dominant, the El Niño (La Niña) events are concerned (1) in the east and center, with warmer (colder) than average SST and a sea level increase (decrease), and (2) in the west, with fresher (saltier) than average SSS, westerly (easterly) wind anomalies, above (below) average rainfall limited to the east of about 150°E, and a sea level decrease (increase). Much smaller ENSO changes occur away from the equatorial band except in the convergence zones for SSS, P, and τ^y changes, and in two patches symmetrical about the equator and centered around 7°N and 7°S in the western basin for curl(τ). The ENSO-related η changes are schematically concerned with two types of movements appearing somewhat like zonal and meridional “seesaws”. The zonal “seesaw”, in near-equilibrium with τ^x , concerns chiefly the equatorial band: it is characterized by anomalously low (high) sea level in the west lagging by about half a year behind anomalously high (low) sea level in the east during El Niño (La Niña). Interestingly, the η changes extend off the equator in the west reflecting the role of ENSO-related changes in curl(τ). The meridional “seesaw”, which lags by about one year behind the Southern Oscillation Index, consists of out-of-phase variations between the regions situated north and south of about 5°N, with the main changes happening in the western-central equatorial basin. The double “seesaws” result in a longitudinal mean η rise (drop) within about 5°N-20°S up to the mature phase of El Niño (La Niña), partly compensated by a longitudinal mean η drop (rise) within about 5°N-20°N. This presentation offers a novel and concise observational basis for testing ENSO-related theoretical studies and model simulations.

UN ANALISIS DE LA ESTRUCTURA TERMAL DE LA ESTACION COSTERA LA LIBERTAD Y SU RELACION CON LOS EVENTOS ENOS.

¹Eduardo Zambrano Q.

El Instituto Oceanográfico de la Armada (INOCAR) mantiene desde 1990 hasta la fecha una estación costera a 10 millas náuticas frente a las costa del puerto de La Libertad (Península de Santa Elena), en la que se efectúa un muestreo de toda la columna de agua desde la superficie hasta los 100 m de profundidad, cada 15 o 20 días.

El conocimiento de la estructura térmica de un lugar tiene importancia para varios tipos de estudios, como son aquellos relacionados con los cambios climáticos y la distribución de la fauna y flora del lugar.

Del análisis preliminar se ha podido observar que la distribución de las isotermas responde a la presencia de los eventos ENOS; como se conoce durante un episodio ENOS la costa del Ecuador es visitada por ondas ecuatoriales, las cuales a su paso producen una elevación del nivel medio del mar y una profundización de las isotermas. Por lo que se considera que esta distribución de las isotermas guarda relación con la ocurrencia de los eventos ENOS frente a nuestras costas.

Por otro lado se pretende determinar la relación existente entre el nivel del mar y la profundización de las isotermas (termoclina), dado que la información de nivel del mar se la obtiene de manera continua y desde la costa, siendo mas simple su obtención con respecto a la estructura térmica en una estación ubicada a 10 mn mar afuera, se podría a partir del nivel del mar inferir cual sería la probable estructura termal que tenga dicha estación. Para este efecto se simplificará la distribución térmica de la estación costera de La Libertad seleccionando aquellas isotermas que se la considere importante para este efecto.

¹ Instituto Oceanográfico de la Armada. Av. 25 de Julio Base Naval Sur, Casilla 5940 Guayaquil - Ecuador. E-Mail inocar@inocar.mil.ec. Fax:485166

ENSO Signals on Sea-surface Salinity in the Eastern Tropical Pacific Ocean

Christian Hénin
Programme ECOP (Etudes Climatiques de l'Océan Pacifique)
ORSTOM BP A 5
98848 Noumea New Caledonia

INTRODUCTION

Beyond the various oceanographic parameters measured in the eastern tropical Pacific, sea surface salinity (SSS) data are analyzed to assess the regional impacts of El Niño-Southern Oscillation (ENSO) events.

Focus is made on the large contrast (Fig 1) in sea surface salinity between to area:

- a) at the extreme eastern part of the Inter Tropical convergence zone of the wind (ITCZ), the Panama Gulf north of the equator there is a net freshwater input for the ocean from atmosphere. In addition to low salinity waters due to an excess of precipitation over evaporation the North Equatorial Counter Current (NECC) carries eastward low salinity waters. The salinity is lower than 33.0 psu (practical salinity unit).
- b) south of the equator, evaporation largely dominates resulting in high sea surface salinity carried westward by the South Equatorial Current (SEC) which constitute the northern branch of the large anticyclonic subtropical gyre. The salinity is larger than 36.0 psu near Tahiti.

Between these two water masses of salinity characteristics largely different, the equatorial upwelling usually prevail. The signature of upwelling is well seen on SST which decreases significantly at the equator mainly during the august to november period. The waters from below, colder and saltier, are raised to the surface and spread north and south of it. The largest salinity contrast at sea surface is well seen north of the equator between the salty upwelled waters and the low salinity waters of the Gulf of Panama but need to be detected with improved techniques of measurement.

BASIC MONITORING

The monitoring of the SSS in addition to the SST monitoring is of primary importance because sea-surface salinity reflects the hydroclimatic conditions of the region. It is a prominent parameter in oceanic studies and its distribution may condition and/or reflect mass and heat exchanges between the ocean and the atmosphere. The global circulation models need accurate data of salinity distribution in region of large spatial and temporal contrasts in oceanic parameters.. Unfortunately while large improvements were made in the temperature monitoring (XBT, IR satellite imagery, instrumented moorings), salinity remains poorly monitored over the oceans.

However, SURTROPAC Group based at ORSTOM center (Noumea / New-Caledonia) started routinely observations from commercial vessels in the western Pacific in 1969. The network growth and covered a large part of the tropical Pacific crossing equator at several

longitudes since 1974, the eastern line between Panama (Central America) and Papeete (French Polynesia). Despite of large difficulties to sample sea water with meteorological bucket (every 6 hours) and to measure salinity of the samples at the lab in ORSTOM center at Noumea few months later, this effort represents the most significant SSS data set for oceanographic large scale studies in the Pacific ocean.

SEASONAL AND INTERANNUAL SSS VARIABILITY IN THE EASTERN PACIFIC

Despite of the low time-space coverage a gridded SSS product (10° longitude, 2° latitude, 1 month) allowed to perform a SSS mean distribution (Fig 1) and SSS deviation (Fig 2) to estimate its variability which is maximum in the region of Panama Gulf. In the eastern Pacific studies from Donguy and Henin (1980) and Delcroix and Henin (1991) emphasized the seasonal and the interannual variability along the track Panama to Tahiti. They described for the first time the impact of ENSO on the distribution of sea surface salinity

Seasonal variability

Figure 3 shows the mean annual and the seasonal salinity cycle along the track relative to the latitude. (left) : seasonal cycle of SSS along the eastern track (right) : mean year for SSS is calculated for each track using the monthly gridded values but omitting the ENSO years. The standard deviation over the 12 months which measure the seasonal variability reaches 0.38 near Panama. North of the equator there is a strong SSS signal with a minimum occurring in February-March, concomitant with the peak of near equatorial rainfall associated with the southernmost annual position of ITCZ (Hastenrath and Lamb, 1977). The contribution of salt advection is not easy to estimate. However we note that the minimum SSS coincide with the February to May reversal period of the South Equatorial Current (SEC) which reduces the usual import of high salinity water from the region of Peru (Halpern, 1987). South of the equator no particular SSS signal is detected except near Tahiti.

Interannual variability

The Empirical Orthogonal Function method (EOF) has been used to bring out SSS variations on the Tahiti to Panama line. The first EOF function account mostly for the seasonal variability while the second EOF function (Fig 4) account for 21% of the total variance and mainly depicts the interannual variability. The time function is not correlated with the Southern Oscillation Index (SOI) although it separates the 1976-1977 and 1982-1983 ENSO events from the remaining time series. The associated space function indicates maximum SSS decreases at the equator and within $8-12^\circ\text{S}$ while maximum SSS increase is observed near Tahiti at 18°S . This increase of SSS in the central south Pacific is the consequence of the equatorward shift of the South Pacific Zone Convergence Zone (SPCZ) which concerns the western and central south Pacific ocean. Opposite SSS interannual variability is thus observed on this shipping line between the eastern equatorial Pacific and the central south Pacific.. The lack of ENSO-related SSS signal in 1986-1987 suggests that a moderate El Nino event is not sufficient to affect the SSS field along the eastern track.

THERMOSALINOGRAPH NETWORK

Due to the difficulty of sea water sampling from meteorological bucket, ORSTOM developed a Thermosalinograph (TSG) network on commercial vessels which measure accurately the sea surface temperature and salinity at a high rate of sampling along the shipping route. A median value over 20 measurements is recorded every 5 minutes. The accuracy is considerably improved (0.02 psu for the TSG technique instead of 0.2 psu with bucket technique).

First results concern the western Pacific with the description of the zonal displacements of sharp salinity front at the eastern end of the « Warm Pool ». It has been proposed to name « Fresh Pool » the low salinity area which float over saltier waters and is separated from adjacent saltier waters by sharp salinity fronts (Fig 5) (Hénin et al, 1997). Only TSG systems may detect such fine surface structures.

The TSG network is in developpement on a «Tour du Monde» shipping line which crosses the three tropical oceans (France-Panama-Tahiti-Noumea-Australia-Indonesia-Red Sea-Mediterranean Sea). On the Panama to Tahiti transect the thermosalinographs recorded very sharp fronts between the Panama Gulf and the South Pacific tropical waters. Main front has been observed near 2°N. Other fronts are observed near 10-12°S. Figure 6 presents the temperature and salinity records obtained on the CGM RIMBAUD, the PROVIDENCE and CGM RONSARD during experimental voyages. A large change is seen on the temperature record due to the absence of upwelling in october 1997 during the present El Nino event.

Two ships only are actually monitoring the Panama to Tahiti line, a complete voyage around the world lasting 3 months. It is hoped that this line will be sampled regularly with approximately 6 to 8 voyages per year, providing interesting data on SSS variability in the eastern Pacific. However the southern hemisphere portion is far away from the coastlines of South America. The SSS variability of the eastern south hemisphere is therefore very poorly known until a meridional line (between California and Peru for instance) is selected to do TSG measurements.

We actually prepare the real-time transmission of SSS data from TSG allowing a better monitoring of the SSS variability, component of the international Ship of Opportunity Program (SOOP) in the framework of CLIVAR (Climate Variability and Prediction Program)

References:

- Delcroix T. and C.Hénin, 1991 : Seasonal and interannual variations of sea surface salinity in the tropical Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 96, 22135-22150
- Donguy JR, C Henin, 1980 : Surface conditions in the eastern equatorial Pacific related to the Intertropical Convergence Zone of the Winds (ITCZ). *Deep Sea Research*. Vol 27A, pp 693-714.
- Halpern D., 1987, Observations of annual and El Nino thermal and flow variations at 0°,110°W and 0°,95°W during 1980-1985. *J. Geophys. Res.*, 92 (C8) 8197-8212.
- Hastenrath S. and P.J. Lamb, 1977, *Climate Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans*, 97 charts, University of Wisconsin Press, Madison

Hénin C, Y. duPenhoat, M.Ioualalen, 1997, Observations of Sea Surface Salinity in the Western Pacific fresh Pool: Large-scale changes during 1992-1995 *J.Geophys. Res.* (in press)

CLIMATE PREDICTION IN THE TROPICS

STEFAN HASTENRATH

DEPARTMENT OF ATMOSPHERIC AND OCEANIC SCIENCES

UNIVERSITY OF WISCONSIN, MADISON

A review is given of the current status of long-range forecasting in the low latitudes. Promising leads have developed in the seasonal forecasting for certain target regions of the tropics. Three types of approaches are of interest: (1) Empirical methods based on the combination of general circulation diagnostics and statistical techniques; (2) Numerical modeling, itself requiring also a diagnostic understanding from empirical analyses; and (3) Purely statistical techniques. Regional targets include Indian monsoon, Nile and Ethiopia, Eastern Africa, Southern Africa, Sahel, Nordeste, North Atlantic Storms, Northwest Pacific Storms, Australia, and El Niño and Southern Oscillation. Forecasts in real time are now being issued for various regions, mostly from methods combining general circulation diagnostics with statistics. Numerical modeling is being applied in real-time climate prediction to Sahel and Nordeste, but remarkably no real-time seasonal forecast from numerical modeling has as yet been issued for the Indian monsoon. Purely statistical techniques, as well as numerical modeling by four different groups, are used in the real-time forecasting of El Niño and the Southern Oscillation (SO). Except for limited domains of tropics, the SO accounts for only a small fraction of the interannual rainfall variability. Instead, the success of real-time climate prediction hinges critically on the diagnostic understanding of the anomalies in the regional circulation setting which cause the rainfall departures.

Some rules of good conduct are essential: (a) document and publish the method; (b) clearly distinguish between the "dependent" dataset (or "training period") from which the method was developed, and the "independent" dataset (or "verification period") reserved to ascertain the forecast performance; (c) describe the forecast performance by standard measures such as explained variance, root-mean-square error, absolute error, bias; (d) verify the real-time forecasts.

From the recent experience it seems most fruitful to pursue all three lines of approach. Remarkable spontaneous initiatives in diagnostic monitoring and prediction have been undertaken in various parts of the World, including documentation of methods and verification of performance. Publication of real-time forecasts in a recently established forecast forum stimulates the professional interaction. The cultivation of the essential databases in real time, including further improvement of quality control and timely availability, may be the most important communal task at this stage.

References:

- Hastenrath, S., 1995: Recent advances in tropical climate prediction. *J. Climate*, 8, 1519-1532.
 Hastenrath, S., 1995: *Climate dynamics of the tropics*. Kluwer, Dordrecht, Boston, London, second printing, 488 pp.

 Stefan Hastenrath

Department of Atmospheric and Oceanic Sciences

University of Wisconsin-Madison phone: 608-262-3659

1225 West Dayton Street fax: 608-262-0166

MADISON WI 53706, USA

E-mail: barafu@macc.wisc.edu

Estudio del Comportamiento de Ondas lineales Barotrópicas en la Atmósfera Tropical y el Litoral Ecuatoriano-Colombiano en un Período Determinado

TNFG-UN Rodney Martínez Güingla (Armada del Ecuador)

Facultad de Oceanografía Física, Escuela Naval "Almirante Padilla", Cartagena de Indias, Colombia

Resumen. Usando series de tiempo de promedios diarios de presión atmosférica, temperatura ambiental, temperatura superficial y nivel medio del mar en los años 1994-1995 en cinco estaciones costeras de Ecuador y Colombia y una estación en las Islas Galápagos (Ecuador) se aplicaron las técnicas del análisis espectral para determinar las oscilaciones existentes en el océano y la atmósfera. Se obtuvieron con altos niveles de coherencia, cinco modos predominantes en la atmósfera tropical: la oscilación de 37 días, muy próxima a la oscilación de Madden-Julian (1972), un modo de tres semanas con características de la "autooscilación" de 21 días, Murakami, 1974 y que es de naturaleza planetaria, una tercera oscilación de 17 días, de características muy similares a la onda Kelvin ecuatorial detectada en el Pacífico central, Gill y Wunsh, 1971.. El cuarto modo corresponde a la oscilación de 9 días correspondiente a las oscilaciones de la zona de convergencia intertropical y finalmente una onda mixta de Rossby de 4 días, Weisberg et al., 1976. En el océano fueron detectadas una onda Kelvin ecuatorial de 50 días, una oscilación de 28 días, la señal de 21 días muy relacionada con la oscilación atmosférica, un modo de 14.7 días con alta coherencia y gran energía en el espectro. Finalmente una oscilación de 9 días que sugiere características de una onda Kelvin ecuatorial del primer periodo baroclínico de 9 días, Wallace, 1971. Se detectó en los espectros de temperatura superficial del mar la presencia de oscilaciones que podrían tener naturaleza de ondas internas con periodos de 30, 18,5 y 10 días. Fueron caracterizadas las ondas estacionales más predominantes determinándose los niveles más altos de energía en la estación húmeda con la clara modulación producida por la oscilación de 9 días correspondiente a la zona de convergencia intertropical.

1. Introducción

Las definiciones teóricas y analíticas de las ondas tropicales ha sido ampliamente estudiadas, una completa y detallada descripción es dada por Adrian Gill, (1982), en donde se habla de los resultados alcanzados en materia de los trópicos, enfatizando aspectos como los de la guía de onda ecuatorial, las ondas planetarias y el movimiento cuasi-geostrófico, movimientos baroclínicos cercanos al Ecuador, circulación tropical en la atmósfera y corrientes tropicales oceánicas, entre otros.

Para 1989, Stephen Chiswell y Roger Lukas, mediante el experimento NORPAX, efectuado entre Hawai a Tahití, determinaron espectros de nivel del mar y corriente en el Pacífico Central Ecuatorial. Se encontraron picos centrados en periodos aproximados de 10 días. La dispersión zonal mostró que estos picos eran causados por ondas de gravedad de Rossby.

En 1990, Benjamin S Giese y D.E Harrison, describieron la respuesta al pulso oceánico Kelvin en un evento idealizado de estrés de vientos del oeste, usando resultados de la teoría lineal, tan bien como un modelo de circulación general de 27 niveles.

En 1994 Jiansheng Zou y Mojib Latif publicaron su trabajo, derivado de anomalías de alturas del nivel del mar, obtenidas por satélite (altimetría-GEOSAT). Su trabajo permitió identificar 4 modos (90 días, 6 meses, 1 y 3-4 años) correspondiente este último a un fenómeno ENSO en el Pacífico tropical.

En Junio de 1995, William S. Kessler, Michael Mc Phaden y Klaus Weickmann determinaron ondas Kelvin con un período de 30-90 días. Las ondas Kelvin que fueron observadas fueron forzadas al oeste de la línea internacional de la fecha y se propagaron a velocidad de 2,4 m/s, con alta coherencia zonal sobre unos 10.000 Km.

En Septiembre de 1995, Shoshiro Minobe y Kensuke Takeuchi, publicaron su estudio que analizaba la conducta de ondas ecuatoriales de período anual y su rol en las variaciones oceánicas, es decir el desplazamiento del nivel del mar, corriente zonal y temperatura superficial del mar a lo largo del Ecuador en el Pacífico.

Más recientemente, en Diciembre de 1995, Jean Philippe Boulanger y Christophe Menkes determinaron que un potencialmente importante mecanismo del fenómeno ENSO, comúnmente conocido como un oscilador de acción retardada, involucra ondas Kelvin y Rossby y sus reflexiones en la frontera oeste del Pacífico.

La ausencia de estudios en la región litoral de Ecuador y Colombia motivó caracterizar más focalizadamente la variabilidad atmosférica y oceánica en esta región del Pacífico para correlacionarla con las teorías existentes para el Pacífico Central y Occidental.

2. Área de estudio y datos obtenidos

Se utilizaron series de tiempo con promedios diarios de temperatura superficial del mar, temperatura ambiental, presión atmosférica y nivel medio del mar para los años 1994-1995. Los datos obtenidos corresponden a 3 estaciones meteorológicas y mareográficas en el litoral ecuatoriano: Esmeraldas (Lat 0°56,25'N-Long: 79°56,7'W), Manta (Lat: 0°55,0'S-Long: 80°42,5'W), La Libertad (Lat: 2°15'S-Long:: 81°27'W); una estación ubicada en la isla Baltra del Archipiélago de Galápagos (Lat: 0°05'S-Long:: 90°23,3'W) y dos estaciones ubicadas en Colombia, Tumaco (Lat: 1°45'N-Long: 78°47,5'W) y Buenaventura (Lat: 3°55'N-Long: 77°00'W).

"UBICACION GEOGRAFICA DE ESTACIONES "

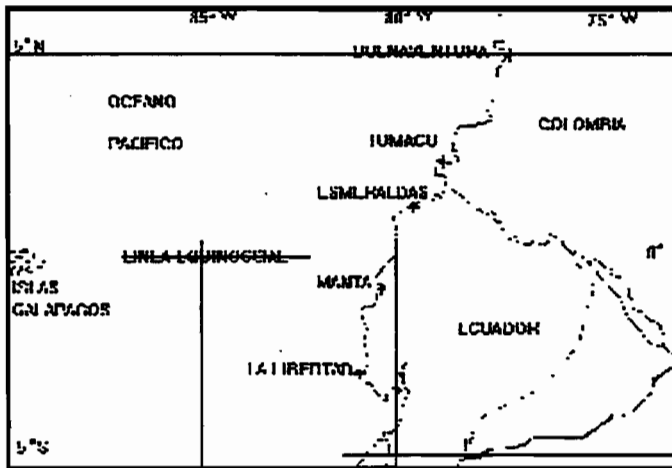


Figura 1

3. Metodología

Las series de tiempo fueron analizadas individualmente, se verificó en primera instancia, los datos faltantes. Por la escasa cantidad de datos inexistentes, fueron interpoladas mediante el polinomio de interpolación cúbica (cubic spline).

El intervalo de muestreo para las series fue de 1 día, la frecuencia de muestreo 1, de tal forma que las frecuencias altas (ondas capilares, de ultragravedad, infragravedad) y marea fueron filtradas en el muestreo.

La frecuencia Nyquist, para todas las series de datos fue de 0.5 ciclos/día ($T=2$ días).

Las series de datos completas, fueron procesadas estadísticamente, para comprobar su distribución de frecuencias, y tener la referencia de los indicadores estadísticos (media, mediana, desviación standard y varianza).

Los espectros de energía o autoespectros fueron calculados usando el método del periodograma promedio de Welch (1986). La serie de tiempo fue dividida en secciones cada una de la cuales fue normalizada y removida la tendencia lineal, posteriormente se les aplicó una ventana "hanning", del tamaño de las secciones para la eliminación de lóbulos laterales. Las magnitudes elevadas al cuadrado de la transformada discreta de Fourier de las distintas secciones fueron promediadas para formar el autoespectro, el número de secciones traslapadas para el promedio dieron los grados de libertad para establecer un intervalo de confianza de 95%.

Todos los espectros fueron, calculados utilizando 230 grados de libertad, de tal manera de alcanzar la estabilidad estadística, sacrificando al mínimo la resolución de la señal. Las variaciones producidas al variar al incrementar los grados de libertad, fueron evidentes en cuanto a la amplitud de los espectros en tanto que las variaciones en frecuencia fueron imperceptibles. El número de grados de libertad tuvo que ser incrementado en razón de la relativamente pequeña longitud de los registros.

Los espectros cruzados se calcularon utilizando el mismo método antes mencionado para el cálculo de los autoespectros para las dos series de tiempo a relacionar, luego los autoespectros, fueron multiplicados y promediados para formar el espectro cruzado.

Para la coherencia, en base a los autoespectros y el espectro cruzado, se calculó la función de coherencia, dividiendo el cuadrado del espectro cruzado para el producto de los autoespectros.

Posterior a la obtención de todos los espectros, en cada una de las fases de la investigación, se efectuó la selección de los picos de interés, que cumplieron con la estabilidad estadística impuesta (intervalo de confianza del 95%). Estos picos, fueron analizados, sobre los

espectros de densidad espectral, se determinaron, las frecuencias, los períodos y la proporción de energía (varianza en el espectro) que contiene cada una de las frecuencias estadísticamente significativas y que por los procesos anteriores (ventanas espectrales y filtraje en el muestreo), están por sobre la influencia del ruido en los procesos analizados. Fueron analizados los espectros de transferencia en amplitud y fase, para determinar el nivel de respuesta a los impulsos entre señales y con el espectro cruzado, se estableció la correlación estadística de las frecuencias significativas.

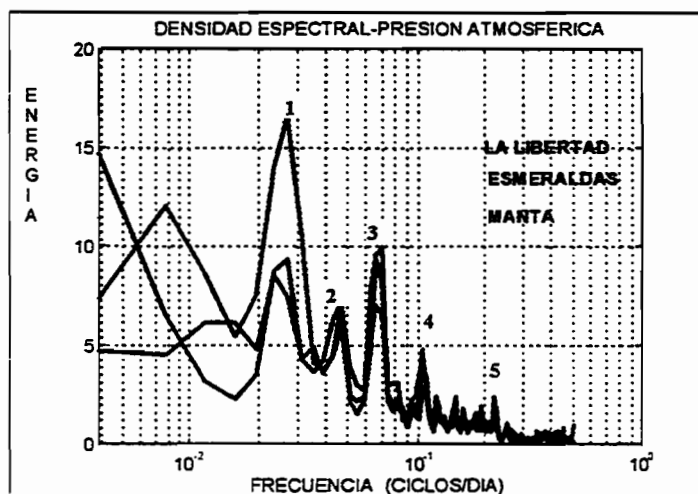
Como aspecto adicional de la investigación, se realizó un análisis estacional de las series de tiempo, es decir el procesamiento espectral de los parámetros conformando series sintéticas uniendo los datos solo para la estación húmeda o invernal y lo propio para la estación de verano. Con el estudio espectral de estas series se confrontaron los resultados de las frecuencias y el comportamiento de la onda del Este (fluctuaciones de la zona de convergencia intertropical).

4. Resultados

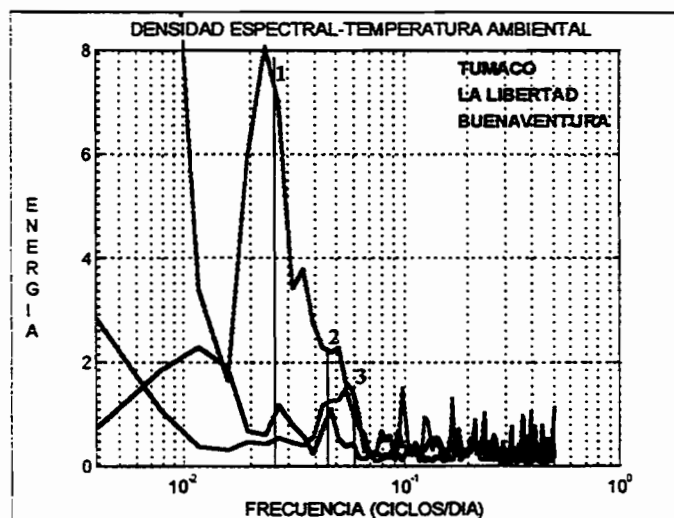
4.1 Análisis espectral de parámetros atmosféricos.- El procesamiento de las series de tiempo de PRESIÓN ATMOSFÉRICA y TEMPERATURA AMBIENTAL, determinó, en los espectros la presencia de picos significativos, con el 95 % de confianza (Fig. 2). Las frecuencias, períodos y coherencias fueron obtenidos de la comparación de los espectros de densidad espectral o autoespectros, de las estaciones en estudio. Con los espectros cruzados entre las estaciones, se validaron las frecuencias en las cuales existía correlación entre estaciones. Estas frecuencias luego fueron evaluadas en coherencia para determinar el nivel de correlación en cada banda de frecuencia. Finalmente se fijaron como frecuencias finales, las detalladas en la tabla 1.

TABLA 1

PICO	FRECUENCIA (CICLOS/DÍA)	PERIODO (DÍAS)	COHERENCIA
1	0.027	37	0.95
2	0.047	21	0.875
3	0.058	17.24	0.9
4	0.110	9	0.875
5	0.225	4	0.7

Fig. 2 (Energía en $\text{mb}^2 \times \text{día}$)

Para complementar los resultados de los espectros de energía en presión atmosférica, es necesario interrelacionarlos con los espectros obtenidos para la temperatura ambiental mostrados en la Figura. 3

Fig. 3 (Energía en $^{\circ}\text{C}^2 \times \text{día}$)

PICO	FRECUENCIA (CICLOS/DÍA)	PERIODO (DÍAS)	COHERENCIA
1	0.027	37	0.575
2	0.047	21	0.38
3	0.058	17.24	0.575

TABLA 2

La tabla 2 resume el análisis espectral de las series de tiempo de temperatura ambiental, las estaciones consideradas, amplían el estudio hasta Tumaco y Buenaventura, comparándolas con La Libertad. Se encontraron tres frecuencias significativas con el 95% de confianza, el espectro cruzado entre las estaciones muestra la mayor energía en estas frecuencias, evidenciando correlación estadística, sinembargo la coherencia a diferencia de la presión

atmosférica, decrece substancialmente, tomando en cuenta que el ruido en la señal va en perjuicio del nivel de coherencia y la temperatura ambiental está sujeta a fluctuaciones locales y a variaciones de otros parámetros que no están involucrados en el estudio como son la humedad relativa, radiación solar y el viento. Las tres frecuencias, aparecen también en el espectro de presión atmosférica, evidenciando, que se trata de ondas que se propagan en la atmósfera modulando la presión y la temperatura con las mismas características.

4.2 Análisis espectral de parámetros oceanográficos.- El análisis del nivel medio del mar contempló dos fases, en la primera, se hizo el análisis espectral entre estaciones costeras, con el fin de encontrar las ondas que llegan a todas las estaciones y como difiere su intensidad con la distancia, a fin de poder suponer en primera aproximación, si su propagación es a lo largo de la costa o viene del océano propagándose ecuatorialmente. La segunda fase estableció el análisis espectral, de todas las estaciones costeras comparadas con la estación oceánica, Isla Baltra en el Archipiélago de Las Galápagos ($0^{\circ}05'S$ - $90^{\circ}23.3'W$), con la intención de establecer, la ocurrencia de ondas que son de naturaleza puramente oceánica y que al llegar al continente, empiezan su recorrido paralela a la costa, a partir de la línea ecuatorial.

Los espectros de nivel medio del mar, se muestran en la Fig. 4, los picos identificados se especifican en la tabla 3.

PICO	FRECUENCIA (CICLOS/DÍA)	PERIODO (DÍAS)	COHERENCIA (EST.COSTA)	COHERENCIA (BALTRA)
1	0.020	50	0.55	0.11
2	0.035	28	0.40	0.37
3	0.0475	21	0.20	0.34
4	0.068	14.7	0.73	0.82
5	0.11	9	0.38	0.45

TABLA 3

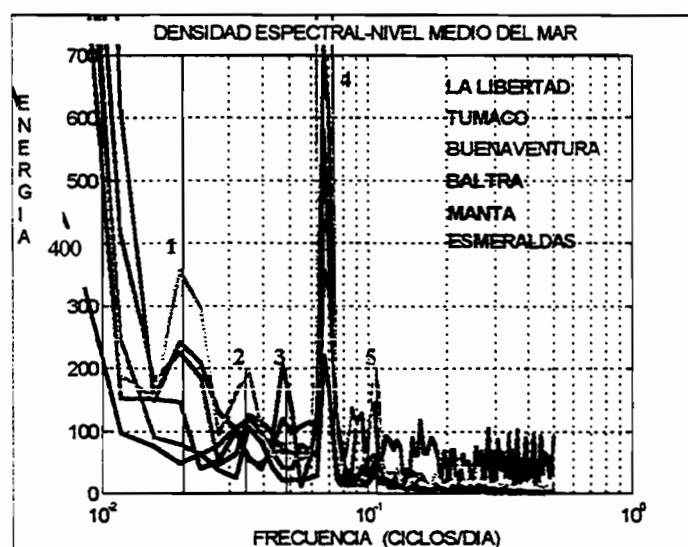


Fig. 4

De entre las frecuencias significativas aunque el comportamiento entre estaciones costeras es muy similar, la coherencia de las ondas detectadas fue muy baja excepto en la frecuencia

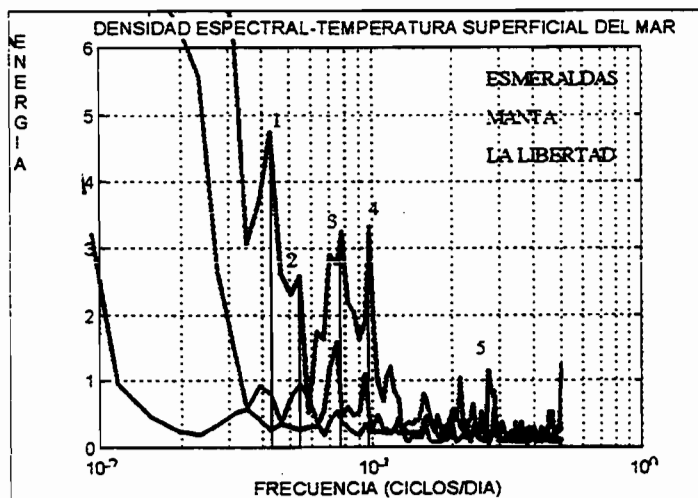
de 0.068 ciclos/día ($T=14.7$ días) y con menos intensidad en la frecuencia de 0.02 ciclos/día ($T=50$ días), en el espectro de energía existe una coincidencia del primer pulso en todas las estaciones, con amplitudes variables, los espectros cruzados indicaron una definida correlación entre estaciones en esta frecuencia y la coherencia es alta (0.73-0.82), tanto para las correlaciones entre estaciones costeras, como para las efectuadas con Baltra. Esto es un indicativo de la presencia predominante de esta onda en toda el área de estudio. Al el análisis espectral con Baltra, este pulso se mantiene en frecuencia, pero, su amplitud de energía es la menor de todas. Es notoria la gran cantidad de energía en esta frecuencia en la estación de Buenaventura. La segunda frecuencia tiene una coherencia de 0.55 siendo más acentuada entre estaciones costeras y extremadamente baja entre Baltra y el continente, indicando que la influencia de esta señal es mucho menor en esta estación.

Los espectros de energía para temperatura superficial del mar, se muestran en la figura 5, las frecuencias significativas detectadas se detallan en la tabla 4.

PICO	FRECUENCIA (CICLOS/DÍA)	PERIODO (DÍAS)	COHERENCIA
1	0.0325	30	0.5
2	0.054	18.51	0.4
3	0.068	14.7	0.3
4	0.096	10.41	0.66
5	0.275	3.63	0.52

TABLA 4

El análisis espectral para la temperatura superficial del mar se efectuó entre tres estaciones, Esmeraldas, Manta y La Libertad. El espectro de energía muestra más frecuencias que el de nivel medio del mar, los espectros cruzados entre las estaciones, permitieron seleccionar los picos detallados en la tabla 4-3. Los niveles de coherencia sin embargo, son bajos, excepto para la frecuencia de $T=10.41$ días. La temperatura superficial es un parámetro más sensible a la influencia de factores locales externos que introducen ruido al sistema, sin embargo, el pico de los 14.7 días, persiste en el espectro pero con coherencia baja (0.3). Cabe anotar que aún cuando no haya plena coincidencia de los períodos entre nivel medio y temperatura superficial del mar, es imposible desconocer, la estructura armónica de las señales no coincidentes ($T=30$ días, $T=18.5$ días, $T=10.41$ días, $T=3.63$ días), lo cual podría

Fig. 5 (Energía en $^{\circ}\text{C}^2 \times \text{día}$)

sugerir la presencia de ondas internas que se desplazan a esta frecuencia y extienden su influencia a la superficie, la cual se siente térmicamente, pero sin la energía suficiente para alterar la superficie del mar.

5. Conclusiones

Los espectros de la atmósfera sugieren la presencia de 5 modos predominantes que en su conjunto imprimen al sistema el 23.07 % de la energía. Estos fueron identificados mediante la aproximación de los cálculos y estudios comparados como: onda de Kelvin ecuatorial atmosférica de 37 días de período, muy próxima a la oscilación Madden-Julian (1972) 40-50 días detectada en la atmósfera tropical. Se evidenció la presencia de una oscilación de 21 días, que no se ajusta a los patrones de ondas conocidos, esta onda de acuerdo a los estudios de GARP (Global Atmospheric Research Program), 1983 tiene naturaleza planetaria, sus orígenes no son conocidos en la actualidad, se le denomina la autooscilación de 2-3 semanas. Ha sido evidenciada en el Océano Índico y en el Pacífico tropical, toma ese nombre ya que es una onda en la que el sistema océano-atmósfera oscila en esa frecuencia (Murakami, 1974), entrega al sistema el 3.7 % de energía. Estas dos oscilaciones, modulan tanto la presión atmosférica como la temperatura ambiental en el área de estudio reforzando el concepto de la influencia de estas señales en el comportamiento atmosférico. La tercera onda se identificó como una onda Kelvin ecuatorial de 17.24 días, los resultados obtenidos coinciden con los estudios hechos por Gill y Wunsch, 1971 en el Pacífico central. Esta oscilación al igual que las anteriores es muy coherente con las de temperatura en la atmósfera, aunque para todos los casos los niveles de coherencia en los espectros de temperatura fueron notablemente bajos en comparación a la alta coherencia de la presión atmosférica, lo cual refuerza la idea de que como parámetro integral en la vertical, contiene la información de la atmósfera y tiene menos influencia de factores locales que en cambio afectan considerablemente a los espectros de temperatura.

La cuarta onda detectada es una oscilación de 9 días, que le entrega al sistema el 2.53 % de energía, sin embargo su influencia no llega a incidir en la temperatura, posiblemente por su frecuencia mayor. La última señal detectada fue la onda mezclada Planetaria-Gravedad de 4 días, los parámetros obtenidos coinciden plenamente con los encontrados por Weisberg et al, 1979. Su influencia igualmente se limita a la presión atmosférica y no es evidente en cuanto a la temperatura.

En cuanto a las ondas en el océano fueron identificados mediante los espectros, cinco señales de interés. La primera es una onda Kelvin ecuatorial de 50 días de período que entrega al sistema el 1.9 % de energía. La presencia de esta onda en los espectros de Baltra (islas Galápagos), da consistencia a su naturaleza puramente oceánica, que no es generada por la interacción onda-continente. La segunda onda, fue identificada como una onda de Poincaré ecuatorial u onda de gravedad ecuatorial de modo 1, con período de 28 días aparece en el espectro de Baltra, su aporte de energía es 0.93 %. La tercera señal de 21 días corresponde a una onda Kelvin ecuatorial típica del primer modo Baroclínico (Weisberg, 1976), que tiene naturaleza más bien continental y no aparece en el océano abierto pero que de alguna manera podría guardar relación con la onda de 21 días atmosférica con una buena aproximación a la onda Kelvin. Entrega al sistema el 0.5 % de energía. La cuarta onda detectada, es la que más energía le imprime al sistema, 3.8%. Tiene

la coherencia más alta de todas y su presencia en los espectros de nivel medio del mar es predominante, se identificó como una onda de Poincaré ecuatorial de modo 1 de período 14.7 días. El comportamiento de la amplitud de la señal entre las estaciones, sugiere, la probable influencia de la batimetría del fondo. La estación de Buenaventura registra, un pico extremadamente grande de energía que rompe con el patrón de decaimiento de la señal por el radio de deformación de Rossby lo cual sugiere la influencia de parámetros locales o cierta resonancia con el área local producida por la posición del mareógrafo, lo cual introduciría ruido al sistema.

La quinta señal significativa fue identificada como una onda Kelvin ecuatorial del primer modo baroclínico de período 9 días, de acuerdo a los estudios hechos por Wallace, 1971. Su influencia es perceptible en todas las estaciones, aunque su energía es mínima, 0.42 %.

Los espectros comparados de energía comparados muestran la clara influencia del continente sobre las ondas. Al desplazarse a través de la guía de onda ecuatorial, las ondas encuentran el continente y su señal es desviada, siguiendo la línea de costa, esto genera una interferencia constructiva en los espectros de nivel del mar entre las ondas incidentes y las refractadas que viajan transversalmente. Las señales que no alcanzan a figurar en los espectros de Baltra sugieren la idea de que en el continente, por la interacción de las ondas incidentes y la plataforma, se produzcan señales que modulen las originales y formen ondas continentales con características propias, que se propaguen a lo largo de la costa.

El análisis de los espectros de temperatura superficial del mar, ayuda a validar la existencia de las señales de 28 días, la de 14.7 días, pero permite observar la presencia de señales importantes que no aparecen en los espectros de nivel medio del mar, como son la onda Kelvin ecuatorial, de 30 días, la oscilación de 18.51 días, la onda Rossby de gravedad de 10.41 días y finalmente la onda de Rossby del modo baroclínico 2. La no aparición de estas ondas en los espectros de nivel del mar sugieren la posibilidad de que la fuente de propagación de estas ondas, no es la variabilidad de la superficie del mar por forzantes típicos de la atmósfera como el viento, sino más bien la relación que podrían tener con ondas internas que viajan ecuatorialmente en las inmediaciones de la termoclina.

Agradecimientos.

INSTITUTO OCEANOGRÁFICO DE LA ARMADA DEL ECUADOR

CENTRO DE INVESTIGACIONES OCEANOGRÁFICAS E HIDROGRÁFICAS (Armada de Colombia)

INSTITUTO DE HIDROLOGÍA, METEOROLOGÍA Y ESTUDIOS AMBIENTALES (República de Colombia)

FACULTAD DE OCEANOGRAFIA FISICA (ESCUELA NAVAL DE CADETES "ALMIRANTE PADILLA")

SERGUEI ANATOLIEVICH LONIN, Ingeniero Oceanólogo PhD y Director de la Investigación.

ORLANDO MALAVER CALDERON, Capitán de Fragata, Oceanógrafo Físico, Decano de la Facultad de Oceanografía Física de la Escuela Naval "Almirante Padilla".

CARLOS ANDRADE AMAYA, Capitán de Fragata, Oceanógrafo Físico MS, Subdirector científico CIOH.

ALFONSO MASCARENHAS Jr., Oceanógrafo Físico PhD, Instituto de Investigaciones Oceanológicas Universidad Autónoma de Baja California.

LUIZ BRUNER DE MIRANDA, Oceanógrafo Físico PhD, Instituto Oceanográfico de la USP (Brasil).

CARLOS TORRES G. , Oceanógrafo Físico MS, Instituto de Investigaciones Oceanológicas de Ensenada-Nuevo México.

OFICINA DE INTERNET ESCUELA NAVAL "ALMIRANTE PADILLA".

Referencias Bibliográficas

- ANDRADE, Carlos.** Notas de clase. Naval Postgraduate School, 1984, 1-65 p.
- BRIGHAM, J.G.** Some Technics for time series Analysis, 1993, 272-300 p.
- BOLANGER, Jean y Menkes Cristhophe.** Propagation and reflection of long equatorial waves in the Pacific Ocean during the 1992-1993 El Niño, *Journal of geophysical Research*, Vol 100, 1995, 25041-25059 p.
- CHISWELL, Sthepen y Lukas Roger,** Rossby Gravity Waves in the Central Equatorial Pacific Ocean During the NORPAX Hawaii to Tahiti Shuttle Experiment, *Journal of Geophysical Research*, Vol 94, 1989, 2091-2098 p.
- COOLEY, J.W y Tukey, J.W,** An algorithm for machine calculation of complex Fourier series, *Maths Computations*, 1965, 297-301 p.
- CUSHMAN, R. y Benoit.** Introduction to Geophysical Fluid Dynamics. Prentice Hall, 1994, 250-284 p.
- FRANCO, Alberto Dos Santos.** Análise Espectral Continua e Discreta. Instituto de Pesca tecnológica, 1982, 1-126 p.
- GIESE, Benjamín y Harrison D.** Aspects of the Kelvin Response to Episodic Wind Forcing, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, 7289-7312 p.
- GILL, Adrian y Turner J.,** A comparison of seasonal thermocline models with observation, *Deep Sea Research*, Vol 23, 1976, 391-401 p.
- GILL, Adrian.** Atmosphere-Ocean dynamics, Academic Press, Inc, 1982, 429-454 p.
- GARP, (Global Atmosphere Research Program),** Dinámica de la Atmósfera, Nubosidad e Intercambio de Calor, GARP, 1983, Vol 7, 56-59 p.
- HUGHES, C.W.** Rossby Waves in the Southern Ocean: A comparison of TOPEX/POSEIDON Altimetry with Model Predictions, *Journal of Geophysical Research*, Vol 100, 1995 15933-15950 p.
- HSU, Hwei P.** Análisis de Fourier. Fondo Educativo Interamericano, SA, 1974, 125-150 p.
- INOCAR, (Armada del Ecuador),** Descripción Oceanográfica del mar ecuatoriano, *Boletín Informativo*, 1986, 25-34 p.
- KESSLER, William y McPhaden Michael.** Forcing of intraseasonal Kelvin waves in the equatorial Pacific, *Journal of geophysical Research*, Vol 100, 1995, 10613-10631 p.
- MADDEN, Roland y Julian P.,** Description of Global Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40-50 Day Period. National Center of Atmospheric Research, 1972, 702-708 p.
- MASCARENHAS, A.S.** Ondas de Gravedad Superficie e Internas. Facultad de Oceanografía Física Escuela Naval, 1996, 172-197 p.
- McPHADEN, Michael,** Comment on "Rossby Gravity Waves in the Central Equatorial Pacific Ocean During the NORPAX Hawaii to Tahiti Shuttle Experiment", *Journal of Geophysical Research*, Vol 95, 1990, 805-806 p.
- MINOBE, Shoshiro y Takeuchi Kensuke.** Annual period equatorial waves in the Pacific Ocean, *Journal of Geophysical Research*, Vol 100, 1995, 18379-18392 p.
- MOLER, Cleve, Little Jhon y Bangert Steve,** PC-MATLAB for MS-DOS Personal Computers, Version 3.1-PC, 1987, 2-10-2-79 p.
- MURAKAMI, T, Ho, F,** On the Prepared Period of Upper Wind Factor During the Summer Monsoon, *Journal of Atmosphere Science*, 1974 Vol. 31 116-132p.
- PHILANDER, George,** El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation, Academic Press, Inc, 1990, 9-56, 58-78 p.
- PICKARD, George-Pond Stephen.** Introductory Dynamical Oceanography. Redwood Burn Ltd, 1983, 215-223 p.

- PONTE, Rui, Equatorial Kelvin Waves Embedded in Mean Flow, with Application to the Deep Jets, *Journal of Geophysical Research*, Vol 93, 1988, 13941-13946 p.
- PROEHL, Jeffrey. On the Numerical Dispersion Relation of equatorial waves, *Journal of Geophysical Research*, Vol 96, 1991, 16929-16934 p.
- RIPA, P. Y Carrasco Ana, Ray Theory and the Scattering of Topographic Rossby Waves by an abrupt Change of Shelf Width and Coastline, *Journal of Geophysical Research*, Vol 98, 1993, 22693-22705 p.
- THORNTON, E.B . Analysis of Air Ocean Time Series. Naval Postgraduate School Monterey, California, 1984, 1-65 p.
- WALLACE, J. M. Y V. E. Kousky, Observational evidence of Kelvin waves in the tropical stratosphere, *Journal of Atmospheric Science*, Vol 25, 1971, 900-907 p.
- WEISBERG, Robert y Stanley P. Hayes. Upper Ocean Variability on the equator in the Pacific at 170°W. *Journal of Geophysical Research* Vol. 100, 1995, 20485-20498 p.
- WEISBERG, R. H y Miller, L, Velocity observations in the equatorial thermocline during GATE, *Deep Sea Research*, Vol. 26, 1979, 217-242.
- WEISBERG, R.H., Horgan, A. Y Colin, C, Equatorial trapped Rossby-gravity wave propagation in the Gulf of Guinea, *Journal of Marine Research*, Vol. 37, 67-86 p.
- WELCH, H, Averaged Periodogram method, *Matlab user's Manual*, 1986, 125-129p.
- WHITE, Warren, Slow El Niño-Southern Oscillation boundary waves, *Journal of geophysical Research*, Vol 99, 1994, 22737-22751 p.
- WHITE, Warren y Saur, T, The source of annual baroclinic waves in the eastern subtropical North Pacific, *Journal of Geophysical Research*, Vol 11, 1969, 1452-1462 p.
- WUNSCH, C. y Gill A.E, Observations of equatorially trapped waves in Pacific sea level variations. *Deep sea Research*, Vol. 23 1976, 371-390 p.
- WYRTKI, K, Teleconnections in the equatorial Pacific Ocean, *Science* 180, 1963, 66-68 p.
- ZOU, Jiansheng y Latif Mojib, Modes of ocean variability in the tropical Pacific derived from Geosat altimetry, *Journal of Geophysical Research*, Vol 99, 9963-9975 p.

INTENSIFICACIÓN DE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA MERIDIONAL EN LA REGIÓN SUBTROPICAL DE AMÉRICA DEL SUR INFERIDA A PARTIR DE REGISTROS DENDROCLIMATOLÓGICOS

VILLALBA, R.^{1,3}, GRAU, H.R.², BONINSEGNA, J.A.³ y RIPALTA, A.³

¹ Tree-Ring Laboratory, Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, P.O. Box. 1000, Palisades, NY 10964 USA, e-mail: ricardo@ldeo.columbia.edu

² Department of Geography, University of Colorado at Boulder, Campus Box 260, CO 80309, USA,

³ Laboratorio de Dendrocronología, IANIGLA, C.C. 330, 5500 Mendoza, Argentina.

Resumen El principal objetivo de este estudio es demostrar la aplicabilidad de los registros dendrocronológicos para caracterizar las variaciones climáticas, que durante los últimos dos siglos han afectado la región subtropical montana de América del Sur, al este de los Andes. Cronologías de ancho de anillos derivadas a partir del nogal criollo (*Juglans australis*) y cedro tucumano (*Cedrela lilloi*) han sido usadas para estimar las variaciones regionales de la temperatura y la precipitación desde el año 1800, aproximadamente. Las series de anchos de anillos con respuesta a la precipitación muestran, al igual que los datos instrumentales, un incremento sostenido en las precipitaciones de la región montana subtropical desde aproximadamente 1950, el cual es totalmente anómalo en el contexto histórico de los últimos 200 años. El gradiente de presión atmosférica entre las regiones tropical y subtropical de América del Sur, medido por la diferencia de presión entre Cuiabá (15° S) y Reconquista (29° S), se ha intensificado progresivamente a partir de 1950. Esta intensificación del gradiente de presión, en combinación con un aumento de las temperaturas en el subtrópico, parece haber inducido una migración latitudinal de la celda continental de baja presión sobre América del Sur, con el consiguiente aumento de las precipitaciones y la reducción del período seco anual en el subtrópico montano. Los patrones espaciales de correlación entre el ancho de anillos y la temperatura del mar, indican que el incremento en las precipitaciones también respondería a un aumento sostenido de la temperatura en el océano Atlántico Sur, desde aproximadamente 1950. Estos resultados dan cuenta de la gran potencialidad de los registros dendrocronológicos para reconstruir las variaciones climáticas en el subtrópico y establecer sus relaciones con los cambios en la circulación atmosférica a nivel continental.

INTENSIFICATION OF MERIDIONAL CIRCULATION IN THE SOUTH AMERICAN SUBTROPICS INFERRED FROM TREE-RING RECORDS

Abstract The main goal of this study is to show the use of tree-ring records to properly characterize the climatic changes which have affected the South American subtropics during the past two centuries. Tree-ring width chronologies from nogal criollo (*Juglans australis*) and cedro tucumano (*Cedrela lilloi*) have been used to estimate regional changes in temperature and precipitation since A.D. 1800. Similar to instrumental records, precipitation-sensitive chronologies indicate a steady increase of precipitation in the subtropics starting around 1950. This precipitation increase is unprecedented in the 200-year long tree-ring records. The mean sea-level pressure (MSLP) gradient between the tropics and subtropics, measured as the differences in MSLP between Cuiabá (15° S) and Reconquista (29° S), shows a continuous increase since about 1950. This intensification of the pressure gradient, together with an increase in temperatures at the subtropics, appears to have induced a southward shift of the continental low pressure cell over South America. This southward displacement of the low pressure cell may have increased precipitation and reduced the extent of the dry season in the subtropics. Spatial correlation patterns between tree rings and sea-surface temperatures (SST) indicate that subtropical precipitation changes may also be related to a steady increase in SST in the South Atlantic during the past four decades. These results consistently show the large potential of tree-ring records to reconstruct climatic variations in the subtropics and to establish the relationships between regional climate and large-scale climatic forcings.

1. INTRODUCCIÓN

Los estudios dendrocronológicos en las regiones tropicales y subtropicales son muy escasos (Boninsegna y Villalba 1996). Esto se debe principalmente a que la mayoría de los árboles tropicales no forman bandas de crecimiento, o cuando estas bandas están presentes en el leño, su formación no responde a un ciclo anual (más de una banda puede formarse por año, por ejemplo, en respuesta a cortos períodos húmedos a lo largo del ciclo anual). Ocasionalmente, estas bandas de crecimiento son parciales, formándose solo en algunos sectores del tronco. La ausencia de estacionalidad térmica, propia de las regiones tropicales, pareciera ser la causa de la falta de bandas de crecimiento bien demarcadas en la mayoría de los árboles que crecen en estas regiones (Jacoby 1989, Worbes 1995). No obstante, existen regiones tropicales y subtropicales que experimentan una moderada estacionalidad en temperatura, y más comúnmente, una fuerte estacionalidad en las precipitaciones. Este tipo de estacionalidad climática que ocurre en las regiones tropicales puede inducir algún período de dormancia en el crecimiento y la formación de anillos anuales bien definidos.

La región montana subtropical del noroeste argentino (20 a 28°S) experimenta una marcada estacionalidad en las precipitaciones (80% de la precipitación ocurre en verano), así como una moderada estacionalidad en la temperatura. Anillos de crecimiento claramente demarcados han sido identificados en dos especies de la selva subtropical de montaña del noroeste argentino: nogal criollo (*Juglans australis* Griseb.) y cedro tucumano (*Cedrela lilloi* C.DC), las cuales fueron empleadas para elaborar las primeras cronologías de anillos de árboles en la región subtropical andina de América del Sur (Villalba et al., 1986, 1987, 1992). La mayoría de las cronologías cubren los últimos 150-200 años, pero algunas de ellas alcanzan 300 años de extensión. En este estudio, las cronologías subtropicales son empleadas para caracterizar las variaciones climáticas que han ocurrido recientemente en el noroeste argentino en el contexto de los últimos dos siglos. Así por ejemplo, los registros dendrocronológicos indican que el aumento reciente de las precipitaciones es un fenómeno totalmente anómalo en el contexto de los últimos 200 años. Estos cambios climáticos en la vertiente oriental de la región montana subtropical estarían asociados a un desplazamiento latitudinal de la celda de baja presión sobre América del Sur, muy posiblemente en respuesta a un mayor aumento de la temperatura en latitudes medias en relación a los trópicos. El patrón espacial de correlación entre la precipitación del subtrópico montano y la temperatura de superficie del Océano Atlántico, también indicaría que el aumento sostenido en la precipitación podría responder a un incremento reciente de la temperatura en el Atlántico Sur.

2. DESARROLLO DE LAS CRONOLOGÍAS DE ANCHO DE ANILLOS

Los estudios dendrocronológicos en la Selva de Montaña del noroeste argentino (22-28°S, Figura 1) se iniciaron en los comienzos de la década de 1980, como parte de un programa nacional destinado a extender geográficamente la red de cronologías de ancho de anillos existente en el extremo sur de América del Sur (Villalba et al. 1986, 1987, 1992). Del conjunto de especies leñosas de la región, dos árboles, el nogal criollo (*Juglans*

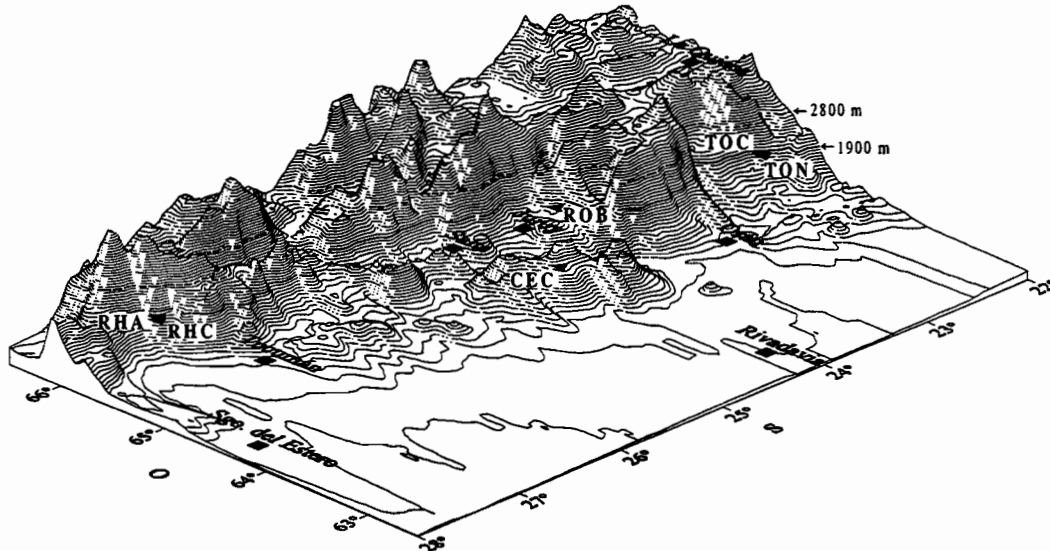


Figura 1.- Block diagrama del noroeste de Argentina en el cual se indica la posición topográfica de las cronologías de ancho de anillos (triángulos) y las estaciones meteorológicas (rectángulos) empleadas en este estudio. Las isolíneas de 1900 m (línea sólida gruesa) y 2800 m (línea punteada gruesa) corresponden aproximadamente al límite superior del bosque continuo y discontinuo (o en manchones), respectivamente. Los nombres completos de los sitios identificados con 3 letras en esta figura, están listados en la Tabla 1.

australis Griseb.) y cedro tucumano (*Cedrela lilloi* C.DC), fueron seleccionadas por presentar buenas características dendrocronológicas. Estas especies poseen anillos de crecimiento claramente demarcados, buena uniformidad circular y ejemplares con una longevidad mayor de 200 años. Asimismo, el porcentaje de anillos ausentes en estas dos especies es relativamente bajo. En el campo, las muestras leñosas fueron tomadas con barrenos de incremento, que no producen ninguna alteración en el crecimiento de los árboles muestreados.

Tabla 1.- Sitios de muestreo

Código	Nombre del sitio	Especie	Lat. S	Long. W	Elevación (m)	Pendiente (°)	Exposic.	Característ. del sitio
TON	Los Toldos	<i>Juglans australis</i>	22°19'	64°40'	1875	14	E	seco/mésico
TOC	Los Toldos	<i>Cedrela lilloi</i>	22°19'	64°41'	2025	26	E-SE	seco
ROB	Río Bolsas	<i>Juglans australis</i>	23°55'	65°19'	1850	23	S-SW	mésico
CEC	Cerro Chañar	<i>Cedrela lilloi</i>	24°36'	64°35'	1700	18	SE	seco
RHA	Río Horqueta	<i>Juglans australis</i>	27°10'	65°53'	1800	16	SE	húmedo
RHC	Río Horqueta	<i>Cedrela lilloi</i>	27°10'	65°52'	1650	18	S-SE	húmedo

Las cronologías de ancho de anillos fueron elaboradas siguiendo los procedimientos comúnmente aplicados en dendrocronología. En el laboratorio, las muestras fueron montadas sobre regletas de madera y pulidas muy prolijamente con lijas de granos progresivamente más finos. Los anillos de crecimiento fueron correctamente datados al año de formación y finalmente medidos con una precisión de 0.01 mm. Las series de ancho de anillos resultantes fueron estandarizadas para reducir a un mínimo aquellas tendencias en el crecimiento que no son comunes a todos los árboles (Fritts 1976, Cook 1985). Las series estandarizadas fueron promediadas para obtener una cronología en cada uno de los sitios

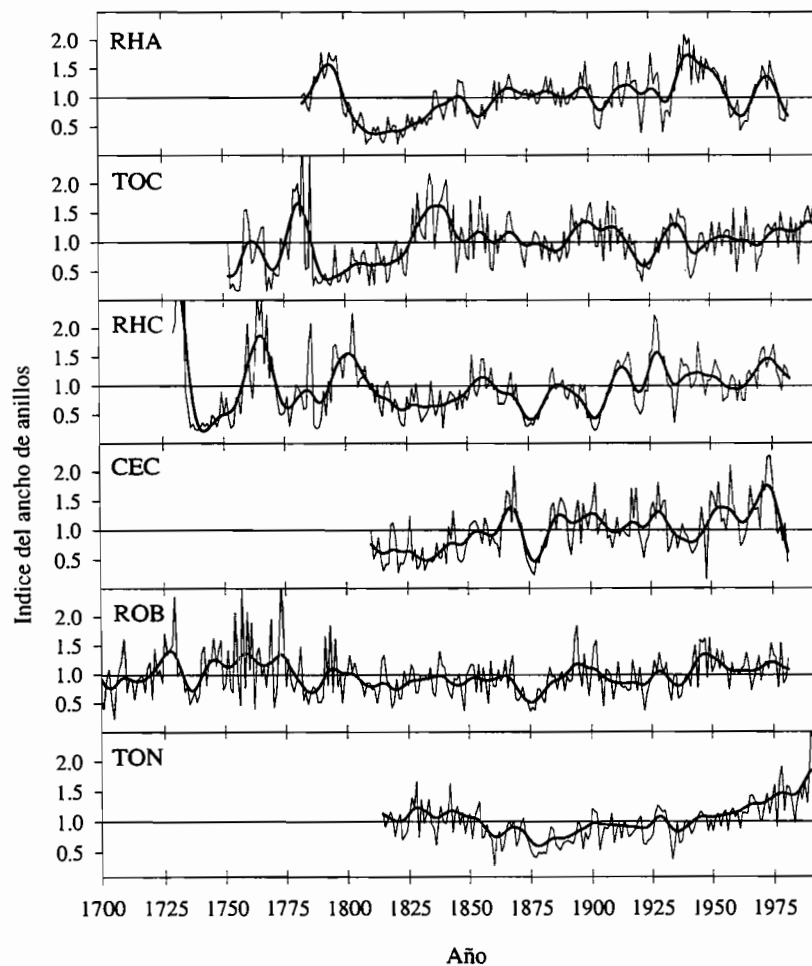


Figura 2.- Cronologías de ancho de anillos desarrolladas a partir de ejemplares de nogal criollo (RHA, ROB, TON) y cedro tucumano (TOC, RHC, CEC) creciendo en la Selva Subtropical de Montaña del noroeste argentino. El nombre completo de los sitios de muestreo se incluye en la Tabla 1. Con el objeto de resaltar las variaciones del crecimiento en escala de décadas, las cronologías también fueron graficadas en una versión suavizada que resulta de tratar los valores anuales de los índices de anchos de anillos con una función spline de 15 años (Cook y Peters, 1981).

muestreados. En consecuencia, cada cronología constituye una serie temporal que representa las variaciones anuales en el crecimiento radial de los árboles de una especie, en un sitio en particular, a través del tiempo. Mayores detalles sobre los métodos empleados para desarrollar las cronologías se encuentran en Villalba et al. (1992, 1997). Hasta el presente se han elaborado 15 cronologías de ancho de anillos en la región montana subtropical argentina. Para este estudio se seleccionaron 6 cronologías, cuyos anillos de crecimiento reflejan claramente las variaciones anuales en el clima regional (Figura 2).

3. RELACIONES ENTRE EL CLIMA Y EL CRECIMIENTO RADIAL

Las variaciones en el espesor de anillos fueron comparadas con registros locales de temperatura y precipitación para determinar, en cada uno de los sitios muestrados, qué variables climáticas estaban más fuertemente relacionadas con el crecimiento de los árboles. Un método simple de comparación es el de la función de correlación (Blasing et al. 1984), que consiste en correlacionar las variaciones en el espesor de los anillos de crecimiento de una cronología con las variaciones climáticas mensuales. Los totales de precipitación mensual fueron tomados de Bianchi y Yañez (1992), y las temperaturas medias mensuales de diferentes publicaciones del Servicio Meteorológico Nacional de Argentina y otras fuentes.

Dada las grandes diferencias ambientales a lo largo de la selva de montaña, se observa una gran variabilidad en la respuesta de los árboles a las fluctuaciones climáticas (Figura 3). Sin embargo, dos tipos principales de funciones de correlación fueron claramente identificadas. En sectores húmedos próximos al límite superior del bosque, las variaciones en la temperatura de verano están fuertemente relacionadas con el crecimiento de los árboles (Figura 3). Así por ejemplo, en el sitio del Río Horqueta, a 1800 m de altura y con precipitaciones cercanas a los 3000 mm, el crecimiento del nogal criollo está fuertemente influenciado por las temperaturas de verano. El registro de temperatura más próximo a Río Horqueta es el de la ciudad de Tucumán, localizada al pie de las sierras, 1400 m por debajo del sitio de muestreo (Figura 1). No obstante, las variaciones anuales en el espesor de los anillos de crecimiento en Río Horqueta están significativamente correlacionadas con la temperatura de Noviembre a Enero de Tucumán ($r = 0.51$, $n = 90$, $p < 0.001$). Para la región subtropical andina del norte argentino, la cronología de Río Horqueta muestra que las temperaturas de verano al comienzo del siglo XIX fueron más bajas que en ningún otro momento durante los últimos 200 años (Figura 4). Luego del importante calentamiento que ocurrió entre 1930 y 1950, las temperaturas disminuyeron con un mínimo alrededor de 1960.

Por el contrario, en aquellos ambientes más secos de la selva de montaña, el crecimiento arbóreo responde a los cambios estacionales y/o anuales en la precipitación (Figura 3). En Los Toldos, con precipitaciones cercanas a los 1300 mm, el crecimiento del nogal criollo responde a las fluctuaciones anuales en la precipitación, particularmente durante el intervalo más seco del año que se extiende desde Abril hasta Diciembre, cuando comienza el período lluvioso (Figura 5). La cronología de Los Toldos, así como otras provenientes de los ambientes más secos de la Selva de Montaña, muestran que el crecimiento de los árboles fue persistentemente reducido entre 1850 y 1900, relativamente uniforme hasta 1935 y con una marcada tendencia positiva a partir de 1940 (Figura 5). Esta tendencia positiva en el

crecimiento refleja un aumento en las precipitaciones regionales a partir de 1940. En La Quiaca, a 3440 m de altura, las precipitaciones durante el invierno y la primavera (Abril a Diciembre) han aumentado en forma sostenida desde aproximadamente 1940. Esta tendencia positiva en las precipitaciones es aún más evidente en Jujuy, a 1260 m de altura, donde las precipitaciones durante la estación seca (Marzo a Diciembre) se han casi duplicado a partir de mediados de 1970 (Figura 5). Los registros dendrocronológicos indican que este aumento reciente de las precipitaciones en la región subtropical andina de América del Sur, es totalmente anómalo en el contexto de los últimos 200 años.

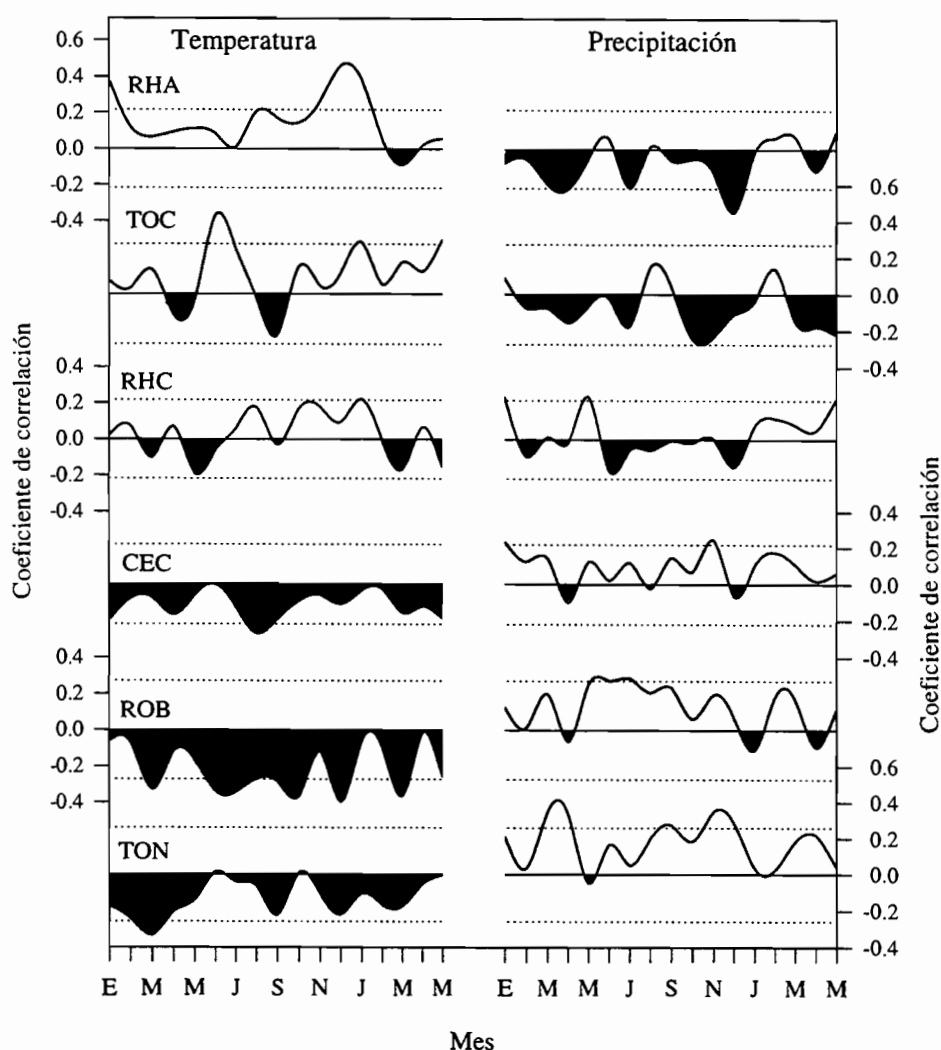


Figura 3.- Funciones de correlación que muestran las relaciones existentes entre el crecimiento del nogal criollo (RHA, ROB, TON) y el cedro tucumano (TOC, RHC, CEC) con las variaciones mensuales de la temperatura y la precipitación en la Selva subtropical de Montaña del noroeste argentino. Correlaciones positivas indican una relación directa entre el ancho de los anillos y las variables climáticas (anillos más anchos corresponden a años con temperatura o precipitación sobre el valor medio). Las líneas de puntos representan el nivel de significancia del 95%.

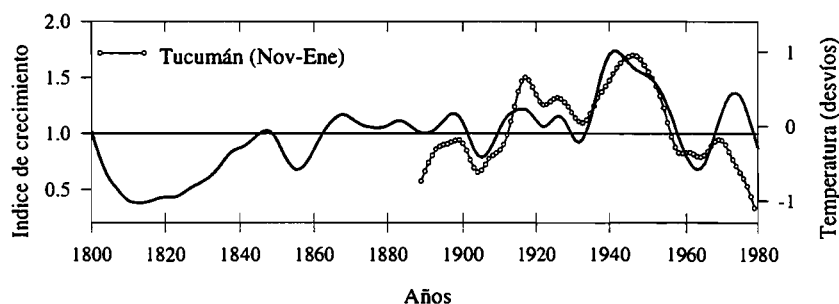


Figura 4.- Comparación de las fluctuaciones en la temperatura estival de Tucumán (440 m) con el crecimiento del nogal criollo en Río Horqueta (1850 m). Los anillos de árboles indican que las temperaturas más bajas durante los últimos 200 años se registraron a comienzos del siglo XIX.

4. CAMBIOS EN LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA Y LA PRECIPITACIÓN EN LA REGIÓN MONTANA SUBTROPICAL

Existe una fuerte variación estacional en la circulación troposférica (250 mb) sobre la región subtropical de América del Sur. La circulación es básicamente meridional durante el verano, pero predominantemente zonal en el invierno (Rao et al., 1996). El flujo de circulación meridional es inducido por el calentamiento de la superficie, y el calor latente liberado por la condensación del vapor de agua a lo largo de la columna troposférica. Este calentamiento produce una celda de circulación térmica que moviliza, a nivel de superficie, masas de aire húmedas desde la región tropical Amazónica y el gran pantanal Boliviano, hacia el noroeste de Argentina. La variación estacional, tanto en la intensidad como en la

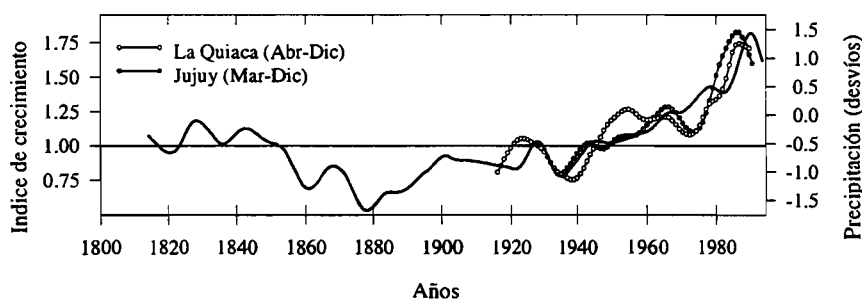


Figura 5.- Comparación de las fluctuaciones de la precipitación en La Quiaca (3440 m) y Jujuy (1260 m) con el crecimiento del nogal criollo en Los Toldos (1875 m). Nótese el prolongado período de bajo crecimiento entre 1850 y 1900.

posición latitudinal de la celda de baja presión sobre el continente, está relacionada con la distribución espacial y temporal de la precipitación (Prohaska 1976; Kousky and Kagano 1981). Cuando la baja continental comienza su expansión hacia el sur, a fines de primavera-comienzos de verano, la advección de masas de aire húmedo se intensifica, dando inicio a la estación húmeda en la zona montana subtropical de los Andes (20-27°S). La duración de este período húmedo decrece hacia el sur y hacia el oeste, reduciéndose solamente al mes de Enero en algunas localidades andinas al sur de los 27° S (Prohaska 1976).

El sostenido aumento de la precipitación desde aproximadamente 1950, observado en los registros instrumentales e inferido a partir de los anillos de los árboles, podría responder a un desplazamiento progresivo hacia el sur de la depresión térmica continental, y la consiguiente intensificación de la circulación meridional sobre la región subtropical, al este de los Andes. La intensificación del transporte de masas de aire húmedo sobre la región subtropical debería reflejarse en el gradiente de presión entre la región baja tropical de Brazil y norte de Bolivia, donde las masas húmedas se originan, y el subtrópico, donde ocurre la precipitación. En general, el desplazamiento progresivo hacia el sur de la celda de baja presión continental, respondería a un aumento de la presión atmosférica en bajas latitudes, simultaneamente con una disminución de la presión en latitudes medias de América del Sur. A su vez, este desplazamiento hacia el sur de la celda de baja presión continental, podría haber sido facilitado por los cambios diferenciales de temperatura entre la región subtropical, donde se ha observado una tendencia positiva durante las últimas décadas, y la región tropical de América del Sur, donde no hay una tendencia positiva, o inclusive, es negativa en algunas áreas (Nicholls et al., 1995).

El análisis de las tendencias en la presión atmosférica de superficie, empleando aquellas estaciones con registros extensos (período 1900-1993) en América del Sur, muestra un paulatino aumento en la presión atmosférica de aquellas estaciones localizadas en la región tropical (Quixemarobim y Cuiabá), en contraposición con un paulatino descenso de la presión en aquellas estaciones ubicadas en la región subtropical, al este de los Andes (Salta, Asunción, Córdoba y Reconquista). El aumento reciente de las precipitaciones en la región subtropical andina podría responder a este aumento en el gradiente de presión entre las regiones tropicales y subtropicales de América del Sur (Villalba et al., 1997). Las diferencias en las presiones anuales normalizadas entre las estaciones de Cuiabá (15°S) y Reconquista (29°S), que representarían un índice del transporte de humedad entre las regiones tropicales y subtropicales de América del Sur, están significativamente correlacionadas con las variaciones anuales en el crecimiento de los árboles con respuesta a la precipitación ($r = 0.79$, $n = 93$, $p < 0.001$). Los registros dendrocronológicos sensibles a la precipitación (Los Toldos y Cerro El Chañar) coinciden en señalar la década de 1870, como el período con las más escasas precipitaciones durante los últimos 200 años (Figura 6). Coincidente con las severas sequías en la década de 1870, el gradiente de presión entre las regiones tropicales y subtropicales de América del Sur, debería haber alcanzado su mínimo.

El gradiente meridional de la temperatura del mar a lo largo del Atlántico determina la posición de la Zona de Convergencia Intertropical, la que a su vez afecta la precipitación de las regiones aledañas (Hastenrath 1995). Basado en los registros de la temperatura del océano Atlántico durante el intervalo 1951-1990, Wagner (1996) notó para los meses del verano austral, un sostenido aumento de las temperaturas del Atlántico Sur en contraposición con una tendencia al enfriamiento en el Atlántico Norte. Como consecuencia de la intensifi-

cación del gradiente de temperatura entre los océanos Atlántico Norte y Atlántico Sur, la Zona de Convergencia Intertropical se habría desplazado progresivamente hacia el sur durante el período 1951-1990, con el consiguiente aumento de las precipitaciones estivales en algunas regiones de América del Sur (Wagner 1996).

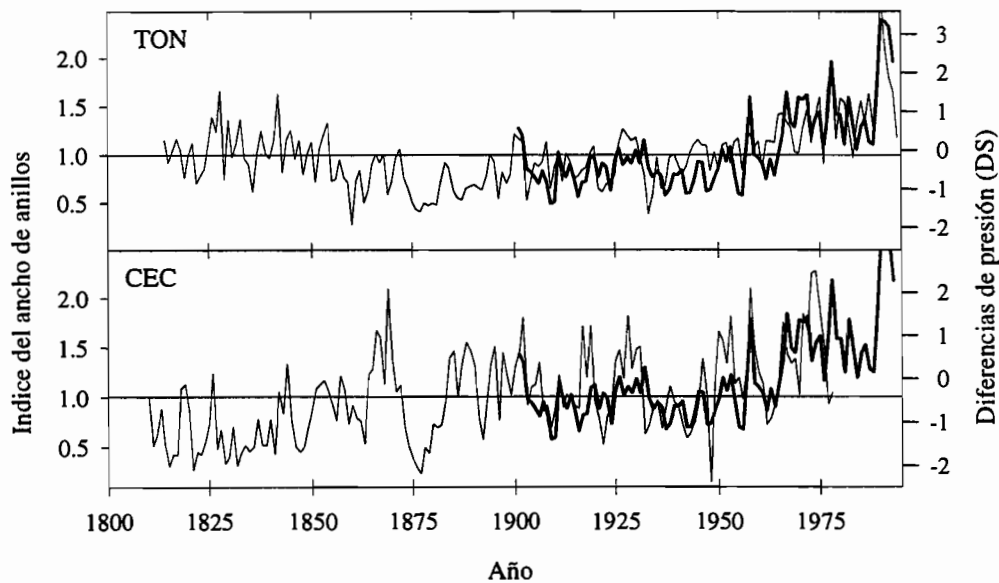


Figura 6.- Comparación del gradiente de presión entre las regiones tropical y subtropical de América de Sur (línea gruesa), definido como la diferencia de presión entre Cuiabá (15° S) y Reconquista (29° S), con las variaciones en el espesor de los anillos de crecimiento de dos cronologías (línea delgada), con respuesta a la precipitación, en la región subtropical montana del noroeste argentino.

Con el fin de establecer si existe alguna conexión entre los cambios observados en la precipitación y en las temperaturas del mar, se procedió a calcular los campos espaciales de correlación entre las temperaturas del mar y las variaciones en la precipitación de la región del subtrópico montano. Los campos de correlación, basados en grillas de 5° de latitud por 5° de longitud, fueron calculados para el Océano Atlántico y el sector del Océano Pacífico que va desde los 180° O hasta la costa occidental de las Américas (Figura 7). Los datos de temperatura del mar fueron tomados de Kaplan et al. (1997).

La Figura 7a muestra el campo de correlación entre la cronología de Los Toldos y las temperaturas del mar, desde Abril a Diciembre, calculado en base al intervalo común 1856-1993 (137 años). Las variaciones anuales en el crecimiento de los árboles están positivamente correlacionadas con las temperaturas del Atlántico Sur, particularmente entre los 10 y los 30°S, y negativamente relacionadas con las temperaturas del Atlántico Norte,

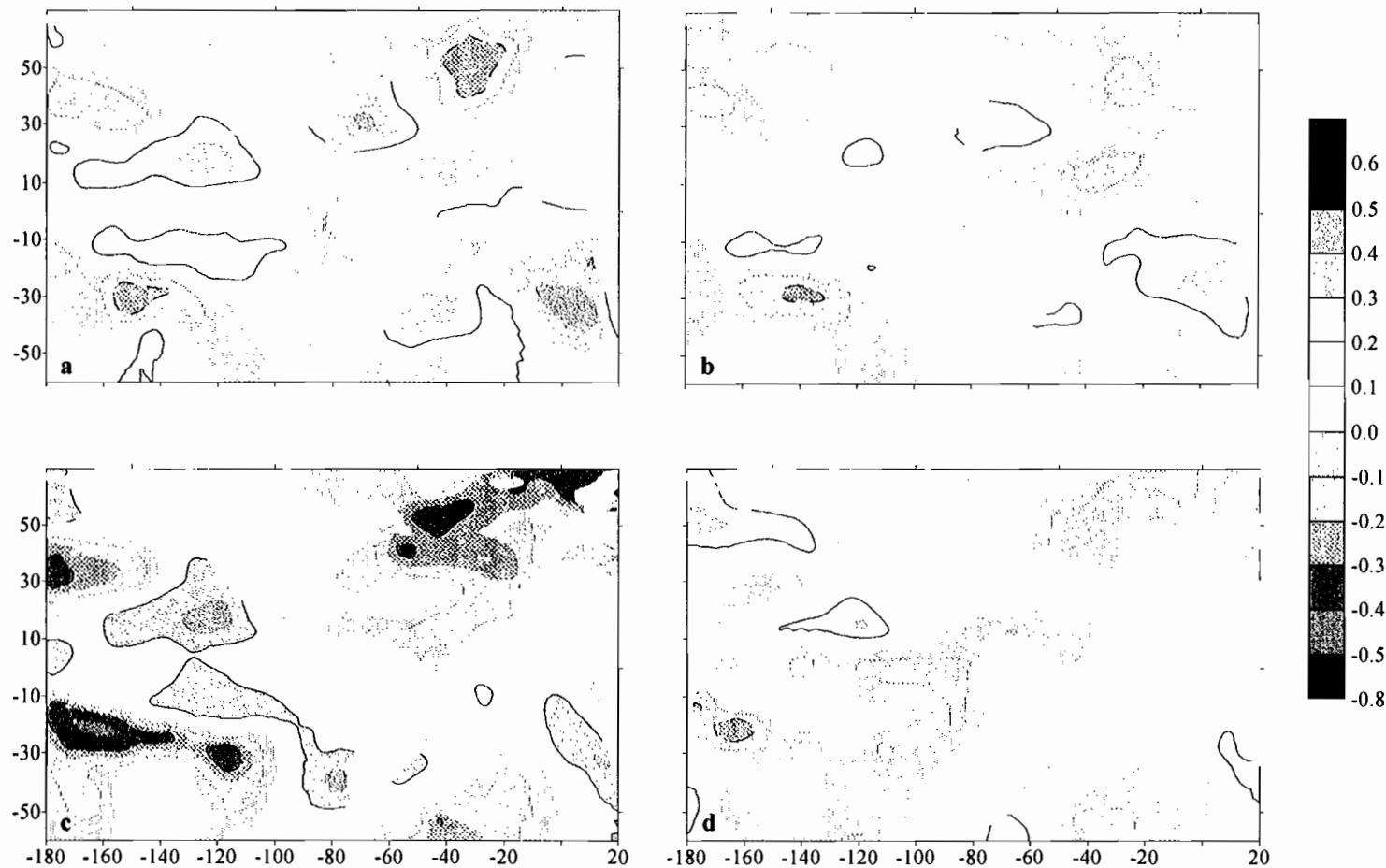


Figura 7.- Patrones espaciales de correlación entre las temperaturas de superficie del mar (Abril a Diciembre), en grillas de 5° de latitud x 5° de longitud, con las variaciones en el espesor de los anillos de árboles de la cronología de Los Toldos (triángulos) durante el intervalo 1857-1991 usando las series originales (a) y pre-blaqueadas (sin autocorrelación) (b). Para comparar con los datos instrumentales, se han incluido en la figura los patrones espaciales de correlación entre las temperaturas del mar y las precipitaciones de Jujuy (c) durante el intervalo 1935-1990, y La Quiaca (d) para el intervalo 1904-1990. La posición geográfica de las estaciones meteorológicas se indica con puntos blancos. Las líneas negras continuas y no continuas indican las áreas oceánicas significativamente correlacionadas en forma positiva y negativa, respectivamente, con las precipitaciones en la región subtropical montana de América del Sur.

con excepción de la región sobre la costa de América del Norte entre los 20 y 40°N de latitud. En comparación con el Océano Atlántico, el campo de correlación sobre el Pacífico es más débil. Dada la fuerte tendencia positiva presente en el registro de ancho de anillos, el campo de correlación fue calculado nuevamente luego de remover las autocorrelaciones presentes, tanto en las series dendrocronológicas como en las temperaturas del mar (Figura 7b). El patrón espacial resultante es esencialmente el mismo; correlaciones positivas con las temperaturas en el Atlántico Sur y negativas con el Atlántico Norte. Finalmente, los campos de correlación fueron calculados empleando los registros instrumentales de precipitación desde Abril hasta Diciembre de las estaciones de Jujuy y La Quiaca, para los intervalos 1935-1990 y 1904-1990, respectivamente. El patrón espacial de correlación para la estación de Jujuy (Figura 7c) es similar al que resulta de emplear los anillos de árboles. La mayor diferencia con el campo de anillos de árboles está dada por una asociación más fuerte entre la precipitación en Jujuy y las temperaturas en el Océano Pacífico. Aún cuando las correlaciones entre la precipitación en La Quiaca con las temperaturas del mar son generalmente no significativas, se mantienen positivas sobre todo el Atlántico Sur (Figura 7d). Estas diferencias en los campos de correlación podrían obedecer a factores reales impuestos por los diferentes tipos de registros (anillos de crecimiento *versus* registros instrumentales), diferencias en los intervalos de comparación entre los registros de precipitación y el de anillos de árboles con las temperaturas del mar, diferencias en la altura sobre los Andes para los diferentes registros de precipitación (Jujuy a 1260 m, la cronología de Los Toldos a 1875 m, y La Quiaca a 3440 m), y diferencias en la localización geográfica de los sitios. La estación meteorológica de La Quiaca está ubicada en un valle interandino, en la sombra de lluvia creada por la Sierra de Santa Victoria (Figura 1).

En base a un análisis de componentes principales del registro de precipitación de 29 estaciones meteorológicas a lo largo de Bolivia, Ronchail (1995) notó que el principal modo de variación temporal de la precipitación se caracteriza por un aumento sostenido en las precipitaciones desde mediados de 1960. Este modo de variación pluridecenal es más marcado en la región de los llanos Bolivianos, en contacto directo con el subtrópico argentino. Ronchail (1995) atribuye esta tendencia positiva en las precipitaciones a las variaciones decádicas y al comportamiento dipolar de las temperaturas en el océano Atlántico extratropical. Precipitaciones abundantes en Bolivia responderían a una combinación de temperaturas de la superficie de mar bajas en el Atlántico Norte y elevadas en el Atlántico Sur. Los patrones de correlación presentados en la Figura 7, estarían indicando, que los cambios en el patrón dipolar del océano Atlántico también afectan las fluctuaciones de la precipitación en el subtrópico montano del noroeste de Argentina.

5. CONCLUSIONES

El principal objetivo de este estudio es demostrar la enorme potencialidad que tienen los registros dendrocronológicos para inferir cambios climáticos en las región subtropical de América del Sur. Partiendo de la simple colección de muestras de barreno, se elaboran cronologías de ancho de anillos, que permiten caracterizar las variaciones pasadas de la temperatura y la precipitación con un alto grado de confiabilidad. A su vez, y dada la extensión temporal de las series dendrocronológicas, éstas pueden proveer una visión

completa de los cambios climáticos que han acontecido en el subtrópico durante los últimos 200-300 años, o más. Este tipo de perspectiva temporal es imposible de lograr a partir de los registros instrumentales, los que en las regiones tropicales y subtropicales de América del Sur son generalmente cortos, fragmentarios, y no homogéneos.

Para la región subtropical montana del noroeste de Argentina, los registros dendrocronológicos capturan un alto porcentaje de la información contenida en las series instrumentales, tanto de temperatura como de precipitación (Figuras 4 y 5). Asimismo, las series de ancho de anillos muestran una fuerte relación con el gradiente de presión entre las regiones tropicales y subtropicales de América del Sur (Figura 6) y con las temperaturas del mar, particularmente con las del Océano Atlántico Sur (Figura 7). La larga perspectiva temporal provista por los registros dendrocronológicos, nos lleva a considerar que el incremento sostenido de las precipitaciones durante las últimas 4 décadas en la región montana subtropical es un fenómeno climático completamente anómalo en el contexto de los últimos 200 años. Forzantes climáticos de tipo continental (la migración hacia el sur de la celda de baja presión sobre América del Sur) como oceánicos (el calentamiento diferencial del Atlántico Norte y Sur) podrían estar asociados con los cambios climáticos observados.

Los géneros *Juglans* y *Cedrela* están ampliamente distribuidos en las regiones tropicales de América Central y del Sur (Manning 1960, Pennington 1981). Las especies de estos dos géneros, que crecen en regiones tropicales con una marcada estacionalidad en las precipitaciones, tienen un alto potencial para el desarrollo de registros dendrocronológicos en los trópicos. Estos registros representan una herramienta sumamente útil y práctica para acrecentar nuestro conocimiento en relación al funcionamiento del sistema climático en diferentes escalas temporales. La confección de cronologías de anillos de árboles, extensas y bien replicadas, en la región tropical de América constituye uno de los mayores desafíos en el campo de la dendroclimatología moderna.

5. BIBLIOGRAFÍA

- BIANCHI, A.R., y YAÑEZ, C., (1992). *Las precipitaciones en el noroeste argentino*, INTA, Est. Exp. Reg. Agrop., Salta, p. 383.
- BLASING, T.J., SOLOMON, A.M., y DUVICK, D.N., (1984). Response functions revisited. *Tree-Ring Bulletin* 44, 1-15.
- BONINSEGNA, J.A., y VILLALBA, R., (1996). Dendroclimatology in the Southern Hemisphere: Review and prospects. En: *Tree Rings, Environment and Humanity*, editado por J.S. Dean, D.M. Meko, and T.W. Swetnam. *Radiocarbon*, pp. 127-141.
- COOK, E.R., (1985). *A time series analysis approach to tree-ring standardization*. Ph.D. dissertation, University of Arizona, 171 pp.
- COOK, E.R., y PETERS, K., (1981) The smoothing spline: a new approach to standardizing forest interior ring-width series for dendroclimatic studies. *Tree-Ring Bulletin* 41, 45-53.
- FRITTS, H.C., (1976). *Tree rings and climate*, Academic Press, London.
- HASTENRATH, S., (1995). *Climate Dynamics of the Tropics*, 2da.ed. Kluwer. Academic., Norwell, Mass.

- JACOBY, G.C., (1989). Overview of tree-ring analysis in tropical regions. *IAWA Bull.* 10: 99-108.
- KAPLAN, A., CANE, M.A., KUSHNIR, Y., BLUMENTHAL, B., y RAJAGOPALAN, B., (1996). Analyses of global sea surface temperature 1856-1991. *Journal of Geophysical Research* 101, 22599-22617.
- NICHOLLS, N., GRUZA, G.V., JOUZEL, J., KARL, T.R., OGALLO, L.A., y PARKER, D.E., (1996). Observed climate variability and change, en Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N, Kattenberg, A., and Maskell, K. (eds.), *Climate Change 1995, The science of climate change*, Cambridge University Press, pp. 130-192.
- KOUSKY, V.E., KAGANO, M.T., (1981) A climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon region. *Acta Amazônica* 11, 743-758.
- MANNING, W.E., (1960). The genus *Juglans* in South America and the West Indies. *Brittonia* 12, 1-26.
- PENNINGTON, T.D., (1981). A monograph of Neotropical Meliaceae. *Flora Neotropica Monograph*, No. 28, pp. 421.
- PROHASKA, F., (1976). The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. En: Schwerdtfeger W (ed) *Climates of Central and South America. World Survey of Climatology*, Vol. 12: 13-112.
- RAO, V.B., CAVALCANTI, I.F.A., y HADA, K., (1996). Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America, *Journal of Geophysical Research*, 101, 26539-26551.
- RONCHAIL, J., (1995). Variabilidad interanual de las precipitaciones en Bolivia. *Bull. Inst. Fr.Études Andines*, 24, 369-378.
- STOKES, M.A., y SMILEY, T.L., (1968). *An introduction to tree-ring dating*, University of Chicago Press, Chicago, Illinois, USA.
- VILLALBA, R., BONINSEGNA, J.A., y HOLMES, R.L., (1986). *Cedrela angustifolia* and *Juglans australis*: Two New Tropical Species Useful in Dendrochronology. *Tree-Ring Bulletin.* 45, 25-36.
- VILLALBA, R., BONINSEGNA, J.A. y RIPALTA, A., (1987) Climate, site conditions and tree-growth in subtropical northwestern Argentina. *Canadian Journal of Forest Research* 17, 1527-1544.
- VILLALBA, R., HOLMES, R.L., y BONINSEGNA, J.A., (1992). Spatial patterns of climate and tree growth variations in subtropical northwestern Argentina. *Journal of Biogeography* 17, 631-649.
- VILLALBA, R., GRAU, H.R., BONINSEGNA, J.A., JACOBY, G.C., y RIPALTA, A. Tree-ring evidence for long-term precipitation changes in subtropical South America. Bajo consideración en *International Journal of Climatology*.
- WAGNER, R.G., (1996). Decadal-scale trends in mechanisms controlling meridional sea surface temperature gradients in the tropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 101, 16683-16694.
- WORBES, M., (1995). How to measure growth dynamics in tropical trees. A review. *IAWA Journal*, 16, 337-351.

UN REGISTRO DE 6000 AÑOS DE MANIFESTACIONES INTENSAS DEL FENÓMENO DE EL NIÑO EN SEDIMENTOS DE LAGUNAS DE LAS ISLAS GALÁPAGOS

Miriam STEINITZ-KANNAN¹Melanie A. RIEDINGER²William LAST³Mark BRENNER⁴Michael C. MILLER⁵

RESUMEN

Muchos de los modelos que se están desarrollando con el propósito de obtener un pronóstico efectivo del fenómeno de El Niño requieren datos históricos sobre el comportamiento del clima, y es especialmente importante para climatólogos el obtener datos de gran antigüedad. En los sedimentos de lagunas de las Islas Galápagos encontramos uno de los registros más antiguos y completos de la frecuencia con la que los eventos de más intensidad de El Niño han ocurrido. Las lluvias torrenciales que El Niño trae causan que la salinidad del agua en lagunas salobres de las islas baje considerablemente. Es posible detectar estos cambios en los sedimentos de las lagunas mediante análisis de mineralogía y geoquímica. Además una capa de agua dulce que se forma en la superficie de estas lagunas durante épocas de lluvia, causa que la composición de especies de algas microscópicas (diatomeas) cambie. Las diatomeas tienen paredes celulares de silicio que permite que la comunidad entera se preserve como fósil en los sedimentos. Un núcleo de sedimentos de 4.17 m obtenido en la laguna salobre del cráter de Bainbridge al sur-este de la Isla Santiago nos proporciona una historia detallada de dichas fluctuaciones en salinidad. Para este núcleo tenemos fechamiento radiocarbónico (AMS) extensivo con una fecha al fondo de 6170 ± 55 años. Describimos la estratigrafía compleja de este núcleo de sedimentos y los datos mineralógicos y geoquímicos que sugieren que la laguna se ha mantenido supersaturada con sales en toda su historia con varios periodos cortos de salinidad más baja que atribuimos a un aumento en la precipitación relacionado con ENSO. Tales periodos se caracterizan por 83 láminas delgadas (<2 mm) ricas en material orgánico que contienen especies de diatomeas indicadoras de menor salinidad. La mayoría de estas láminas se encuentran en los últimos 2500 años y son más frecuentes en los últimos 800-1000 años. Además del record de Bainbridge tenemos otros núcleos de sedimentos de Galápagos con una posible historia del fenómeno ENSO: Sedimentos de la laguna de Genovesa (6000 ± 50 años) muestran fluctuaciones en la cantidad de fósforo (proveniente del guano de los piqueros que anidan en el cráter) y de polen de *Bursera* (una planta que produce flores solamente cuando llueve). Sedimentos de la laguna de El Junco en la isla San Cristobal muestran fluctuaciones en especies de diatomeas que indican cambios en el nivel de la laguna durante los últimos 550 años (fechado mediante Pb - 210), y sedimentos de dos lagunas costeras en Isabela y Santiago muestran, con la presencia de diatomeas marinas y especies de foraminíferas, fluctuaciones en el nivel del mar.

Palabras claves: ENSO, El Niño, Ecuador, Paleolimnología, Galápagos, precipitación

-
1. Northern Kentucky University, Highland Heights, KY 41099-0400, USA, FAX 606-572-5639
Email Kannan @NKU.edu
 2. Northeastern Illinois University, Chicago, IL 60625, USA.
 3. University of Manitoba, Winnipeg, Canada R3T 2N2
 4. University of Florida, Gainesville, FL 32606, USA
 5. University of Cincinnati, Cincinnati, OH. 45221-0006, USA

ABSTRACT

Many of the models that are being developed to obtain more accurate predictions of the El Niño phenomenon require historical data on the behavior of climate. It is especially important for climatologists to obtain data of great antiquity. We find in sediment cores from lakes in the Galápagos Islands some of the oldest and most complete records of the frequency of the more intense El Niño events. The torrential rains that El Niño brings, cause the lowering of salinity of the surface water of saline lagoons of the islands. It is possible to detect these changes in the sediments by mineralogical and geochemical analyses. Also the composition of species of microscopic algae, mainly diatoms changes as a result of a layer of fresh water that is formed in the surface of these lagoons during times of rain. The diatoms have cell walls of Silica that allow the preservation of the whole community in the sediments. A 4.17 m core obtained in the saline lagoon of the crater of Bainbridge to the south-east of Santiago Island provides us with a detailed history of these fluctuations in salinity. This core has been extensively radiocarbon dated (AMS) with a date at the bottom of 6170 ± 55 years. We describe the complex stratigraphy of this core and the mineralogical and geochemical data. They suggest that the lagoon has stayed supersaturated with salts in all its history with several short periods of lower salinity that we attribute to increases in precipitation related to ENSO. Such periods are characterized by 83 thin bands (< 2 mm) each, rich in organic material and containing species of diatoms that indicate lower salinity. Most of these bands appear in the last 2500 years and are more frequent in the last 800-1000 years. Besides the record of Bainbridge we have other cores from Galápagos with a possible history of the ENSO phenomenon. A core of Genovesa crater lake (6000 ± 50 years) shows fluctuations in the amount of phosphorus (coming from the guano of the red-footed boobies that nest around the crater) and of pollen of *Bursera* (a plant that produces flowers only when it rains). A core of El Junco lake in island San Cristobal shows fluctuations in species of diatoms that indicate changes in lake level during the last 550 years (dated by means of Pb-210). Cores of two coastal lagoons in Isabela and Santiago show, by the presence of marine diatoms and foraminifera, possible fluctuations in sea level.

Key words: ENSO, El Niño, Ecuador, Paleolimnology, Galapagos, precipitation

INTRODUCCIÓN

Las islas Galapagos están situadas en una de las regiones del mundo donde la influencia del fenómeno ENSO (El Niño Southern Oscillation) es más fuerte. El fenómeno se caracteriza por la elevación de la temperatura superficial del mar (TSM), el descenso en profundidad de la termoclina, la elevación en el nivel del mar, y precipitaciones excepcionales dos o tres veces más fuertes que en los años no-Niño. Esto ha sido documentado detalladamente en particular durante el transcurso del evento excepcional de 1982-83 (Glynn, 1990; Naranjo 1985; Pourrut 1983). Durante El Niño 1982-83 la elevación en el nivel del oceano causó que el mar penetrara varias lagunas salobres en las playas de varias islas (Wyrki, 1985, Hayes 1985). Precipitaciones intensas asotaron los bordes litorales de las islas donde el clima normal varía de árido a muy seco. La excesiva pluviosidad causó daños o muerte a algunas plantas características de la zona, como el cactus gigante, pero también causó crecimiento exuberante de plantas anuales y de ciertas especies leñosas como *Bursera graveolens* (Luong & Toro, 1985). También aparecieron plantas nunca antes vistas en ciertas islas. Con la elevación de la TSM disminuyó la productividad del agua, y la falta de peces causó la desaparición de muchas aves marinas como piqueros, que ya sea migraron lejos de las islas o murieron.

Estos síntomas de El Niño dejan su marca en los sedimentos de las lagunas de las islas, y es posible mediante estudios de paleolimnología reconstruir la historia de la frecuencia con que ENSO ha ocurrido en el pasado. Cambios en salinidad y nivel del agua en lagunas ya sea causadas por la penetración de agua de mar durante mareas muy altas, o por un aumento en pluviosidad, pueden detectarse como cambios en la mineralogía y composición química de los sedimentos (Berlund 1986). Esto puede confirmarse con la presencia de fósiles de especies indicadoras como diatoméas o foraminíferas. Las diatomeas son algas microscópicas con paredes celulares de silicio. Cada especie está adaptada a un ambiente particular, y como se reproducen rápidamente, también responden rápidamente a cambios en su medio ambiente. Las diatomeas sirven para documentar cambios en el nivel del agua de lagunas, en la composición química del agua, temperatura o salinidad (Davis y Smol 1986; Smol et al. 1986; Fritz 1990; Brugan 1979; Davis and Anderson 1985; Davis 1987). Se han utilizado por ejemplo para documentar 2500 años de cambios en la laguna de Yambo en el Ecuador que posiblemente se relacionan al fenómeno de El Niño (Steinitz-Kannan et al. 1993). Las foraminíferas son protistas exclusivamente marinas. La presencia de estos fósiles de Carbonato de Calcio en los sedimentos demuestra intrusión del mar en las lagunas. Los cambios en la vegetación pueden detectarse en los sedimentos observando cambios en los fósiles de polen (Berlund 1986, Colinvaux y Schofield 1976a). La desaparición de las aves marinas deja su marca en los sedimentos en forma de una disminución en la cantidad de fosfato. El fosfato entra en ciertas laguna de Galápagos principalmente por medio del guano de las aves que anidan en sus alrededores (Goodman 1972).

Los registros que podemos obtener de los nucleos de sedimentos de lagunas son más antiguos y completos que los registros históricos (Quinn et al. 1987, Hamilton y García

1986) o arqueológicos (Wells 1987; Wells et al. 1987; Nials et al. 1979 a, b; Moseley et al. 1981). También sirven para extender la historia de ENSO que se ha obtenido mediante el estudio geomorfológico de playas (Marti et al. 1993) o el estudio de anillos de árboles o de crecimiento de corales o de moluscos o la acumulación de hielo en glaciares andinos (Bird 1987; Craig y Shimada 1986; Thompson et al. 1984, 1986; DeVries 1986, 1987; DeVries y Pearcy 1982; DeVries y Schrader 1981; Lough y Fritts 1985; Richardson 1973, 1978; Lemon y Churcher 1961; Campbell 1982; Martin et al. 1991). Los datos obtenidos pueden ayudar a climatólogos a obtener un pronóstico más satisfactorio del fenómeno ENSO.

MATERIALES Y METODOS

Núcleos de sedimentos fueron obtenidos entre el 6 de diciembre de 1991 y el 6 de enero de 1992 de las partes más profundas de las siguientes lagunas de Galápagos: La laguna del cráter del islote Bainbridge (al sureste de la Isla Santiago), una laguna salobre cerca de la playa Espumilla en la isla Santiago (denominada Sergio), Lagunas del Cementerio y Cactus Ridge cerca de Puerto Villamil en la isla Isabela y en la laguna de El Junco en San Cristóbal. Estas lagunas están indicadas en el mapa (Figura 1). Utilizamos para tomar los sedimentos dos tipos de muestreadores. Con un muestreador tipo Livingstone (Colinvaux et al. 1988) obtuvimos núcleos de sedimentos que se transportaron sellados en los tubos de aluminio del muestreador, a la Universidad de Northern Kentucky. Allí, después de tomar fotos de Rayos X, se abrieron los tubos para hacer la descripción detallada de la estratigrafía, y tomar muestras para análisis. Estos sedimentos se mantienen refrigerados y sellados en varias capas de plástico, en la Universidad de Northern Kentucky. Además en cada laguna obtuvimos núcleos de sedimentos superficiales con un "Mud-Water Interphase Sampler" (Fisher et al. 1992). Muestras de estos núcleos fueron tomadas en el campo para análisis de Pb-210, y geoquímica que se realizaron en la Universidad de Florida.

Para análisis de diatomeas tomamos muestras cada 1.6 cm. Estas muestras fueron tratadas con 30% H₂O₂ para destruir todo material orgánico. Se prepararon platinas permanentes utilizando el método cuantitativo de Battarbee (1986). La identificación y conteo de las diatomeas se realizó utilizando un microscopio Nykon con magnificación de hasta 1000X y las facilidades del herbario de diatomeas neotropicales de la Universidad de Northern Kentucky. Para análisis de mineralogía tomamos muestras cada 2 cm. Humedad, material orgánico y carbonato total se evaluaron por cambios en el peso al calentar las muestras a 80 °C, 500 °C, y 1000 °C, respectivamente (Dean 1974). Muestras para mineralogía fueron analizadas mediante difracción de rayos X (X-ray diffraction) en los laboratorios de geología de la Universidad de Manitoba. Para análisis geoquímicos se tomaron muestras cada 4 cm. Las muestras fueron digeridas con 1N HCl y analizadas para Ca, Mg, Na, K, Fe y P utilizando un instrumento "Jarrell-Ash Inductively Coupled Plasma" en la Universidad de Florida. Los fechamiento radiocarbónicos (ASM) fueron realizados por NSF-Arizona AMS Facility, Beta Analytic Inc. y la National Ocean Sciences AMS Facility.

Además de los núcleos de sedimentos obtenidos en 1991, tenemos acceso a datos y sedimentos obtenidos en 1968 en la laguna del cráter de la isla Genovesa por Dan Goodman y Paul Colinvaux. Dan Goodman en su tesis de doctorado (Goodman 1972) obtuvo una historia de 6000 años de cambios en la población de piqueros de patas rojas (*Sula sula*) basada en cambios en la cantidad de fosfatos en un núcleo de sedimentos de

esta laguna. Una colonia grande de estos pájaros anida en los manglares que rodean a la laguna. Nosotros hemos reinterpretado los datos de fosfato y fósiles de polen de *Bursera graveolens* dados en esta tesis como un posible registro del fenómeno de El Niño.

RESULTADOS Y DISCUSION

Hemos completado el análisis de los sedimentos de la laguna de Bainbridge. El estudio de las otras lagunas está en progreso y damos aquí solamente resultados preliminares.

Laguna de Bainbridge

El núcleo de sedimentos de la laguna de Bainbridge es de 4.17m. Se muestra la estratigrafía de estos sedimentos en la figura 2. La figura 3 indica la composición mineral de los sedimentos. La figura 4 indica la composición geoquímica y la figura 5 da los resultados del análisis de diatomeas en los primeros dos metros. Las figuras 3 y 4 indican también el fechamiento radiocarbónico (AMS) con una fecha al fondo de 6170 ± 55 años. La estratigrafía es compleja y consiste de láminas de sales: sulfato de cal (Gypsum), Cloruro de Sodio (halite) y carbonatos; láminas verde-oliva que contienen restos de algas azul-verdes (Cyanobacterias), feldespato de potasio, silicato de alúmina y espato calcáreo con magnesio. Hay además láminas delgadas (< 2 mm) que consisten de aragonito y prodolomito. Encontramos 83 láminas de color café oscuro, delgadas (< 2 mm) a lo largo de los sedimentos. Estas láminas son ricas en material orgánico y contienen también feldespato de potasio, plagioclase y arcilla que reflejan períodos de erosión. La mayor cantidad de P ($13 - > 30$ mg/g) se encuentran en los sedimentos más antiguos (~ 4800 AP) y coinciden con aumentos en la cantidad de hierro, posiblemente tenemos fosfatos de hierro. En los sedimentos predominan solamente 6 especies de diatomeas. *Nitzschia pura* refleja condiciones hipersalobres y es la especie más común. En las láminas café oscuro encontramos una mayor variedad de especies (*Amphora*, *Nitzschia communis*, *Mastogloia* y varias especies de *Navicula*), indicando períodos de menor salinidad.

Estos resultados indican que el nivel de la laguna ha fluctuado durante toda su historia. Períodos de alta salinidad y niveles de agua más bajos ocurren entre 6170 y ~ 5070 años AP, 4600- ~ 2400 AP, ~ 2000 - ~ 1680 AP, y ~ 812 AP al presente. En estos períodos los sedimentos consisten principalmente de Gypsum (Sulfato de cal), aragonito y sal (~ 300 mg/g Ca y 75-100 mg/g NA). Entre 2.1 a ~ 0.35 m (~ 2400 - ~ 812 AP) hay menos gypsum, y más espato calcáreo con magnesio y prodolomito. La pirita (marcasita) (FeS_2) representa 10-20% del material inorgánico, una indicación de meromixis que ocurre cuando hay niveles altos de agua. Entre los 0.35 – 0 m de profundidad los sedimentos consisten casi enteramente de gypsum y sal (halite), con menos carbonatos. Esto sugieren que la laguna se ha mantenido supersaturada con sales en toda su historia. Las 83 láminas café oscuras se encuentran a lo largo de los sedimentos y períodos cortos de salinidad más baja que atribuímos a un aumento en la precipitación relacionado representan varios con ENSO. Estas láminas son ricas en material orgánico y contienen especies de diatomeas indicadoras de menor salinidad. 56 de estas láminas se encuentran en los últimos 2500 años; 23 de ellas en los últimos 800-1000 años. 19 El Niños fuertes han ocurrido en los últimos 500 años (Quinn y Neal 1992) y posiblemente estas láminas representan estos eventos.

Laguna de Genovesa:

En la Figura 6 mostramos los cambios en la cantidad de fosfato y en la cantidad de fósiles de polen de *Bursera graveolens* en el núcleo de sedimentos de la laguna de Genovesa obtenido por Dan Goodman (1972). Este núcleo de sedimentos contiene una historia de un poco más de 5070 años. Goodman en su tesis presenta evidencia que la colonia de *Sula sula* ha anidado alrededor del cráter durante todo este período. Notamos en la figura que cuando el polen de *Bursera* es abundante, baja la cantidad de fosfato. Estos períodos deben representar fuertes eventos de El Niño, cuando las aves deben migrar lejos del cráter en busca de alimento, y así, se deposita menos guano. Notamos que estos períodos son mucho más frecuentes cerca de la superficie, en comparación con las partes más antiguas de los sedimentos. El fechado en este núcleo de sedimentos fue hecho en 1969, y no se obtuvieron fechas mediante AMS. Por lo tanto no podemos usar estos datos para obtener una historia muy detallada del fenómeno. Para eso necesitaremos regresar a tomar un núcleo de sedimentos fresco. Sin embargo la tendencia de tener el fenómeno del Niño con más frecuencia en el pasado reciente, es clara.

Laguna de El Junco, isla San Cristobal

La laguna de El Junco se diferencia de las otras lagunas de las islas por ser una laguna de agua dulce. El nivel del agua se mantiene solamente por agua de lluvia y por la intensa neblina que casi constantemente cubre a esta laguna reduciendo la evaporación. Se han publicado detallados estudios de esta laguna y núcleos de sedimentos han sido utilizados para reconstruir la historia del clima de las islas durante los últimos 12,000 años (Steinitz-Kannan et al 1983, Colinvaux 1984, 1969, Colinvaux y Schofield 1976a y 1976b). Estos estudios indican que el nivel de la laguna varía con las precipitaciones y que se ha mantenido relativamente alto durante el holoceno reciente. La acumulación de sedimentos en esta laguna es lenta, por lo que no podemos obtener la resolución que nos permita distinguir a El Niños individuales. Sin embargo, un núcleo de sedimentos superficiales que obtuvimos en 1991 que ha sido fechado mediante Pb-210 nos proporciona detalles del nivel de la laguna en los últimos 550 años (Figura 7). Encontramos un período entre los años 1500 y 1700 en que el nivel de la laguna estuvo muy bajo. La Figura 7 indica que durante este período la diatomea epifítica *Cymbella minuta* predominan sobre otras especies. Esta especie vive adherida a plantas o rocas en aguas poco profundas. Este período representa años de sequía y coincide con la “pequeña edad de hielo” (Little Ice Age) que se ha identificado en Europa y otras partes del mundo (Thompson 1986, Bradley y Jones 1992). Estos son los únicos datos que existen que indican que la pequeña edad de hielo afectó de al Ecuador, y que el efecto en Galápagos fue sequía, tal como el efecto de la edad hielo que terminó hace 10,000 años.

Lagunas salobres en la isla Santiago y de la isla Isabela:

En los núcleos de sedimentos de dos lagunas salobres encontramos evidencia de penetración del mar como resultado de mareas muy altas. Estos sedimentos son de una laguna salobre permanente que llamamos “Sergio” (en honor a Sergio Efraín Mora, capitán del barco Beagle III de la ECD) en la playa Espumilla de la isla Santiago y la

“Laguna del Cementerio”, cerca del cementerio de Puerto Villamil en Isabela. El Sr. Tupiza, representante de la Estación Charles Darwin en Isabela nos indica que durante el El Niño del 82-83, el agua de mar entró a la laguna del Cementerio. Hemos fechado solamente la parte más profunda de nuestros núcleos de sedimento. En Cementerio tenemos una historia de 910 ± 55 años, y en Sergio 445 ± 45 años. Un examen preliminar de porciones de sedimentos de estas dos lagunas revelan la presencia de fósiles de foraminíferas y de diatomeas marinas, evidencia de que el mar ha penetrado estas lagunas en varias ocasiones durante los últimos 500 años. Necesitamos todavía realizar un muestreo y fechado más detallado en estos sedimentos, para confirmar que se trata de registro de cambios en el nivel del mar a consecuencia de El Niño.

CONCLUSIÓN

Hemos comprobado con estos estudios que el fenómeno de El Niño deja su marca en los sedimentos de las lagunas de las islas Galápagos. El fenómeno ha sido más fuerte y frecuente en los pasados últimos 800 años, particularmente después de la “pequeña edad de hielo”. Se ha postulado que el impacto humano que está causando un calentamiento global también causa un aumento en la frecuencia del fenómeno de El Niño. Es posible que es esto lo que estamos observando en las lagunas de Galápagos.

AGRADECIMIENTO

Este trabajo fue financiado por la National Science Foundation, la National Geographic Society y la National Oceanic and Atmospheric Administration. Agradecemos a la Estación Charles Darwin y al Servicio de Parques de Galápagos por su ayuda logística en las islas. Por su ayuda en el trabajo de campo agradecemos a R. Kannan, Michael C. Miller, Lynda Carrasco y Geetha Kannan. Ming Jiang, Vicki Martin-Kier, Paula Rockwell y Anne Ross ayudaron con el muestreo de los sedimentos y preparación de las muestras.

BIBLIOGRAFIA

- Battarbee, R.W. 1986. Diatom analysis. In *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. B.E. Berlund Ed. . John Wiley and Sons, New York, p 527-570.
- Berglund, B.E. 1986. *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons. N. Y. 869 p.
- Bird, R. M. 1987. A postulated tsunami and its effect on cultural development in the Peruvian early horizon. *Am. Antiq.* 52(2):285-303.
- Brugan, R.B. 1979. A re-evaluation of the Araphidineae/ Centrales index as a indicator of lake trophic status. *Freshwater Biology* 9: 451-460.

Campbell, K.E., Jr. 1982. Late Pleistocene events along the coastal plain of northwestern South America.: G.T. Prance (ed.) *Biological Diversification in the Tropics*. Columbia University Press, New York. pp. 423-440.

Colinvaux, P.A. 1984. The Galápagos Climate: present and past. In "Key environments: Galápagos" Perry R. ed., Pergamon Press, 55-69

Colinvaux, P.A. & E. Schofield. 1976a. Historical ecology in the Galapagos Islands. I. A Holocene pollen record from El Junco Lake, Isla San Cristobal. *J. of Ecology* 64:986-1012

Colinvaux, P.A. & E. Schofield. 1976b. Historical ecology in the Galapagos Islands. II. Holocene spore record from EL Junco Lake, Isla San Cristobal. *J. of Ecology* 64: 1013-1026

Colinvaux, P.A., K. Olson, 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.

Colinvaux, P.A. 1969. Paleolimnological investigations in the Galapagos Archipelago. *Mitt. Internat. Verein. Limnol.* 17: 126-130.

Craig, A.K., and I. Shimada. 1986. El Niño flood deposits at Batan Grande, northern Peru. *Geoarchaeology* 1:29-38.

Davis, R.B. 1987. Paleolimnological diatom studies of acidification of lakes by acid rain: an application of Quaternary science. *Quaternary Science Reviews* 6:147-163.

Davis, R.B. and D.S. Anderson. 1985. Methods of pH calibration of sedimentary diatom remains for reconstructing history of pH in lakes. *Hydrobiologia* 120: 69

Davis, R.B. and J.P. Smol. 1986. The use of sedimentary remains of siliceous algae for inferring past chemistry of lake water problems, potential and research needs. *Diatoms and Lake Acidity*. J.P. Smol, R.W. Battarbee, R.B. Davis and J. Merilainen (eds.) Dr. W. Junk Publishers, Dordrecht.

Dean, W.E. 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology* 44: 242-248.

DeVries, T.J. 1986. The geology and paleontology of the tablazos in northwest Peru. Ph.D. dissertation. Ohio State University. 964 pp.

DeVries, T.J. 1987. A review of geological evidence for ancient El Niño activity in Peru. *Journal of Geophysical Research* 92:14471-14479.

DeVries, T.J. and W.G. Pearcy. 1982. Fish debris in sediments of the upwelling zone off central Peru: a late Quaternary record. *Deep Sea Res., Part A*, 28:87

DeVries, T.J. and H. Schrader. 1981. Variation of upwelling/ oceanic conditions during the latest Pleistocene through Holocene off the central Peruvian coast : a diatom record. *Mar. Micropaleontol.* 6:157-167.

Fisher, M. M., M. Brenner and K.R. Reddy . 1992. A simple, inexpensive piston corer for collecting undisturbed sediment/ water interface profiles. *Journal of Paleolimnology* 7: 157-161.

Fritz, S.C. 1990. Twentieth-century salinity and water-level fluctuations in Devils Lake, North Dakota: test of a diatom-based transfer function. *Limnol. Oceanogr.* 35(8):1771-1781

Glynn, P.W. 1990. Global ecological consequences of the 1982-83 El Niño- Southern Oscillation. Elsevier Oceanography Series, 52, Elsevier, New York 554pp.

Hamilton, L. and R.C. Garcia. 1986. El Niño-Southern Oscillation events and the associated midlatitude teleconnections. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 67:1354- 1361

Hayes S. P. 1985: Sea level and near surface temperature variability at the Galapagos Islands, 1979-83. En "El Niño en las islas Galápagos: el evento de 1982-83" Robinson y Del Pino ed., Fundación Charles Darwin para las islas Galápagos, Quito, 29-48

Lemon, R.R. H. and C.S. Churcher. 1961. Pleistocene geology and paleontology of the Talara region, northwest Peru. *Am. J. Sci.* 259(6): 410-429.

Lough, J.M. and H.C. Fritts. 1985. The Southern Oscillation and tree rings. 1600-1961. *J. Clim. Appl. Meteorol.* 24:952-966.

Luong T. & Toro, B. 1985: Cambios en la vegetación de las islas Galápagos durante "El Niño" 1982-83. En "El Niño en las islas Galápagos Del Pino ed., Fundación Charles Darwin para las islas Galápagos, Quito, 29-48

Martin, L., .M. Fournier, P. Mourguiart, A. Sifeddine, B. Turcq, M.L. Absy, and J.M. Flexor. 1993. Southern Oscillation signal in South American paleoclimatic data of the last 7000 years. *Quaternary Research* 39: 338-346..

Moseley, M.E., R.A. Feldman, and C.R. Ortloff. 1981. Living with crises: human perception of process and time, pp. 231-267 In: *Biotic Crises in Ecological and Evolutionary Time*, M. Nitecki, editor, Academic, Orlando, Florida.

Naranjo, P. 1985: El fenómeno El Niño y sus efectos en el clima del Ecuador. En "El Niño en las islas Galápagos: el evento de 1982-83" Robinson y Del Pino ed., Fundación Charles Darwin para las islas Galápagos, Quito, 29-48

Nials, F.L., E.R. Deeds, M.E. Moseley, S.G. Pozorski, T. Pozorski, and R.A. Feldman. 1979a. El Niño: the catastrophic flooding of coastal Peru. *I. Field Mus. Nat. Hist. Bull.* 50(7):4-14.

Nials, F.L., E.R. Deeds, M.E. Moseley, S.G. Pozorski, T. Pozorski, and R.A. Feldman. 1979b. El Niño: the catastrophic flooding of coastal Peru. I. Field Mus. Nat. Hist. Bull. 50(8):4-10.

Pourrut, Pierre. 1983. Los Climas del Ecuador- Fundamentos explicativos. In: Los Climas del Ecuador. Centro Ecuatoriano de Investigación Geográfica. Documentos de Investigación No. 4. I.P.G.H. - ORSTOM. pgs. 9-41.

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.

Quinn, W.H. and V.T. Neal. 1992. The historical record of El Niño events. Pp 623-628 IN Climate since A.D. 1550, R.S. Bradley and P.D. Jones, Ed. Routledge, London.

Richardson, J.B., III. 1973. The preceramic sequence and the Pleistocene and post-Pleistocene climate of northwest Peru, pp 73-89 in Human Variation, D.Lathrap, editor, University of Illinois Press.

Richardson, J.B., III. 1978. Early man on the Peruvian north coast, Early maritime exploitation and the Pleistocene and Holocene environment. pp. 274-289 Early Man in America from a Circum-Pacific Perspective, A. Bryan, editor, University of Alberta Press.

Smol, J.P., R.W. Battarbee, R.B. Davis, and J. Merilainen (eds). 1986. Diatoms and lake acidity. Reconstructing pH from siliceous algal remains in lake sediments. Dr. W. Junk. Dordrecht, The Netherlands. 307 pp.

Steinitz-Kannan, M., M. Nienaber, M. Riedinger and R. Kannan. 1993. The fossil diatoms of lake Yambo, Ecuador. A Possible Record of El Niño Events. Bull. Inst. fr. études andines. 22(1): 227-241.

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. V.1 p.61-105.

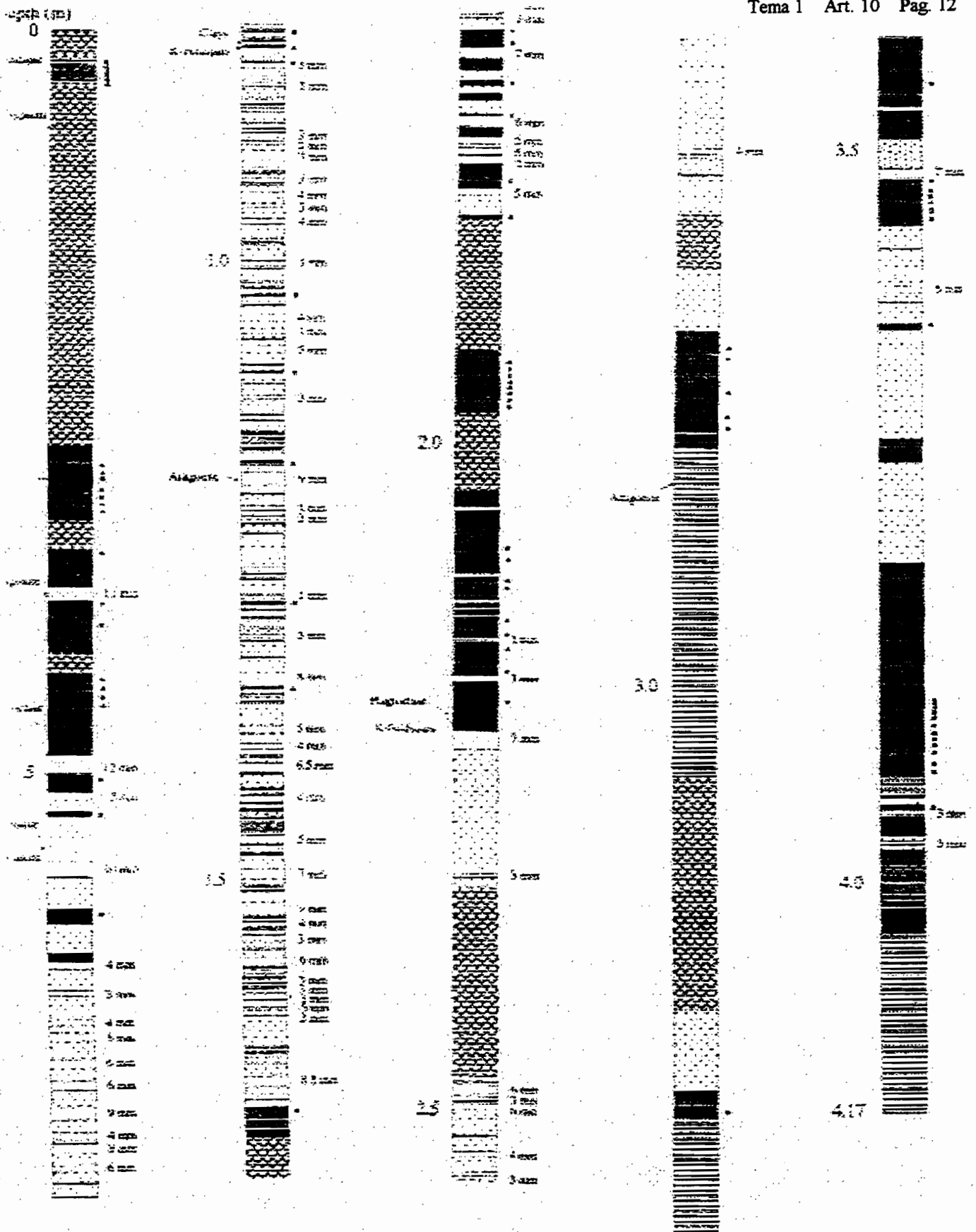
Thompson, L.G., E. Mosley-Thompson, and B. Arnao. 1984. El Niño-Southern Oscillation events recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice Cap, Peru. Science 223:50-53.

Thompson, L.G., E. Mosley-Thompson, W. Dansgaard, and P.M. Grootes. 1986. The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. Science 234:361-364.

Wells, L.E. 1987. An alluvial record of El Niño events from northern coastal Peru. Journal of Geophysical Research 92:14,463-14,470.

Wells, L.E., T.J. DeVries, and W.H. Quinn. 1987. Driftwood deposits of the 1618 tsunami, Northern coastal Peru. Geol. Soc. Am. Abstr. Programs 19(7):885.

Wyrski K. 1985: Pacific-wide sea level fluctuations during the 1982-83 El Niño. En "El Niño en las islas Galápagos: el evento de 1982-83" Robinson y Del Pino ed., Fundación Charles Darwin para las islas Galápagos, Quito, 29-48.



El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) y el Velo de Polvo Volcánico (VPV) [1500-2050]: Análisis (1500-1994) y Pronóstico (1994-2050).

Jorge Sánchez-Sesma
Instituto Mexicano de Tecnología del Agua
Paseo Cuauhnahuac 8532.,
Jiutepec, Morelos, CP 62500
México
jsanchez @tajin.imta.mx

RESUMEN

ENOS ha sido el el más interesante de los sucesos meteorológicas-oceánicos ocurridos en las últimas dos décadas. Además la reciente la ocurrencia de velo de polvo volcánico VPV, aunada a un aumento de micrisismicidad, previa a la intensificación de los eventos ENOS sugieren un participación importante de la litósfera. Por ello, puede considerarse que en los eventos del ENOS las capas de la geósfera involucradas son: atmósfera, hidrósfera y litósfera (ver figura 1). Numerosos grupos de investigación se encuentran dedicados al estudio de las interacciones entre esas capas con la intención de comprender los mecanismos y procesos que se presentan en las diferentes etapas del ENOS. Sin embargo las dudas continúan y hasta el momento no se cuenta con una base del conocimiento que permita entender y mucho menos pronosticar la aparición y evolución del ENOS.

Por otro lado, estudios recientes acerca del ENOS presentan resultados interesantes. La comparación de frecuencia e intensidad de los ENOS (Michaelson 1989) sugiere una correlación entre intensidad y la frecuencia de ocurrencia (ver figura 2). Este hecho también nos sugiere los periodos de tiempo con condiciones favorables para generar y aumentar ENOS de sucesos. Otros estudios detectan ciclos de largo plazo asociaron con ENOS, ver por ejemplo Anderson (1990), Fairbridge (1984) y Halfman y Johnson (1988).

Considerando tanto la posible conexión entre ENOS y VPV, como los ciclos de variaciones seculares de estos fenómenos; en este artículo se presenta un analisis espectral de la ocurrencia de ENOS y VPV (ver figura 3). Asimismo se presenta un modelo simple de la variación temporal de ambos fenómenos que permite pronosticar a largo plazo su ocurrencia. (ver figura 4).

Se debe remarcar que los resultados de la modelación temporal muestran que nos encontramos en un periodos de elevada actividad para la ocurrencia de ENOS y en un periodo de actividad moderada para la ocurrencia de VPV. El pronóstico para las actividades del ENOS (VPV) correspondientes a los próximos 50 años muestran periodos de actividad mayor como son: 1995-2020, 2040-2055 (2008-2012 y 2037-2045). Los resultados permiten estimar que la presencia de eventos de ENOS de intensidad y duración anómala continuará en por lo menos 10 años más.

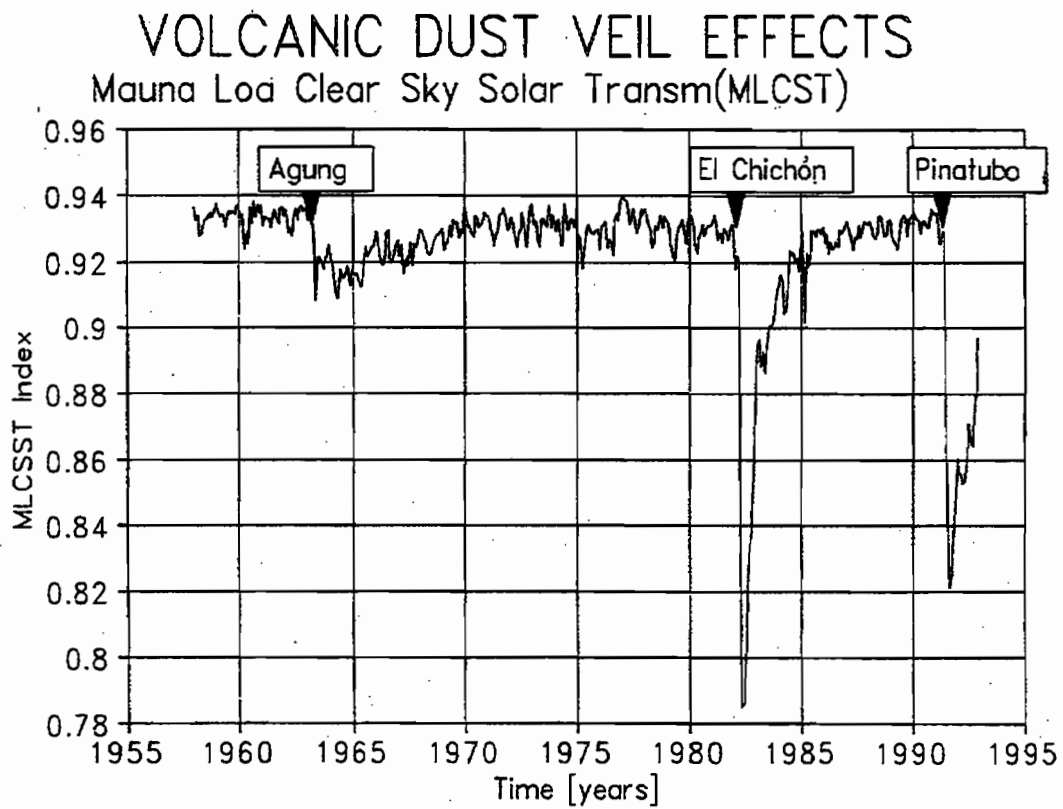


Figura 1

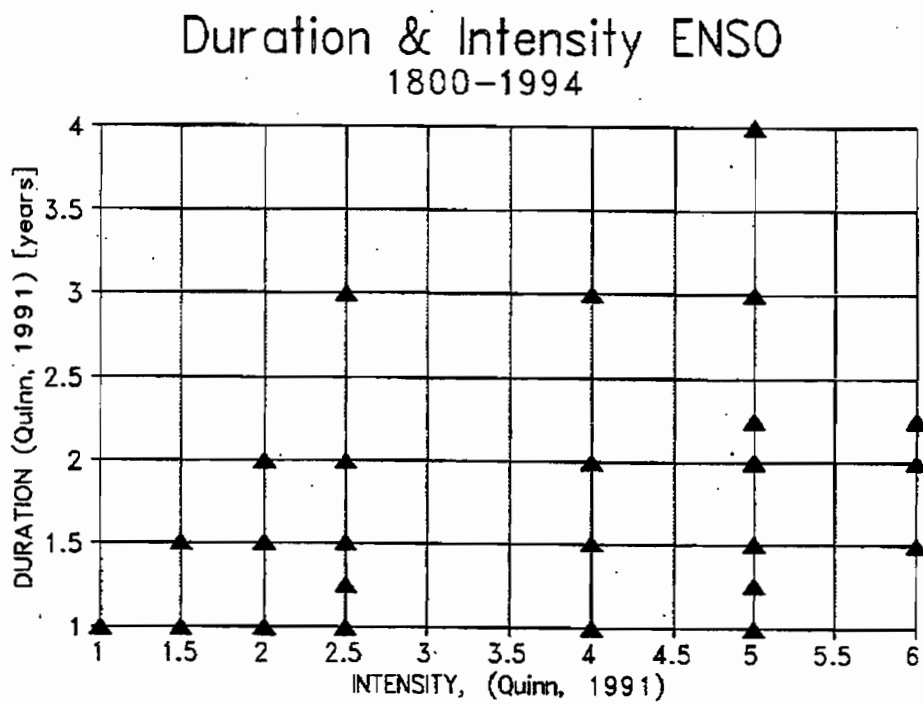


Figura 2

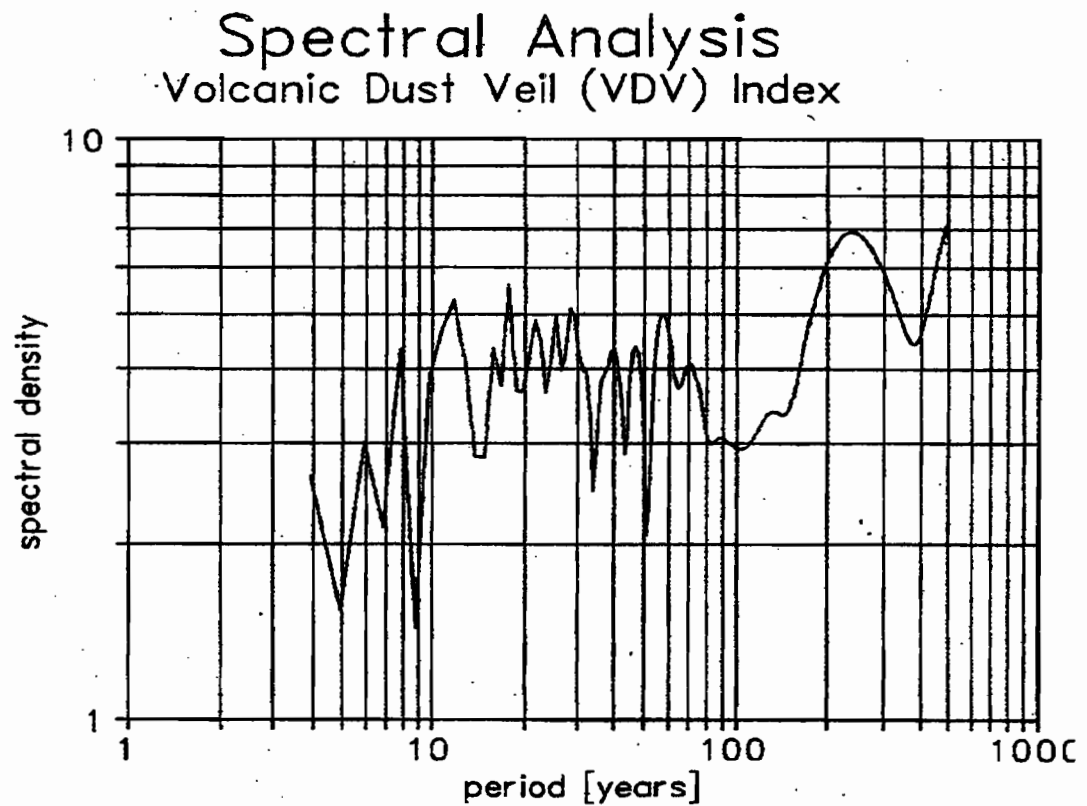


Figura 3

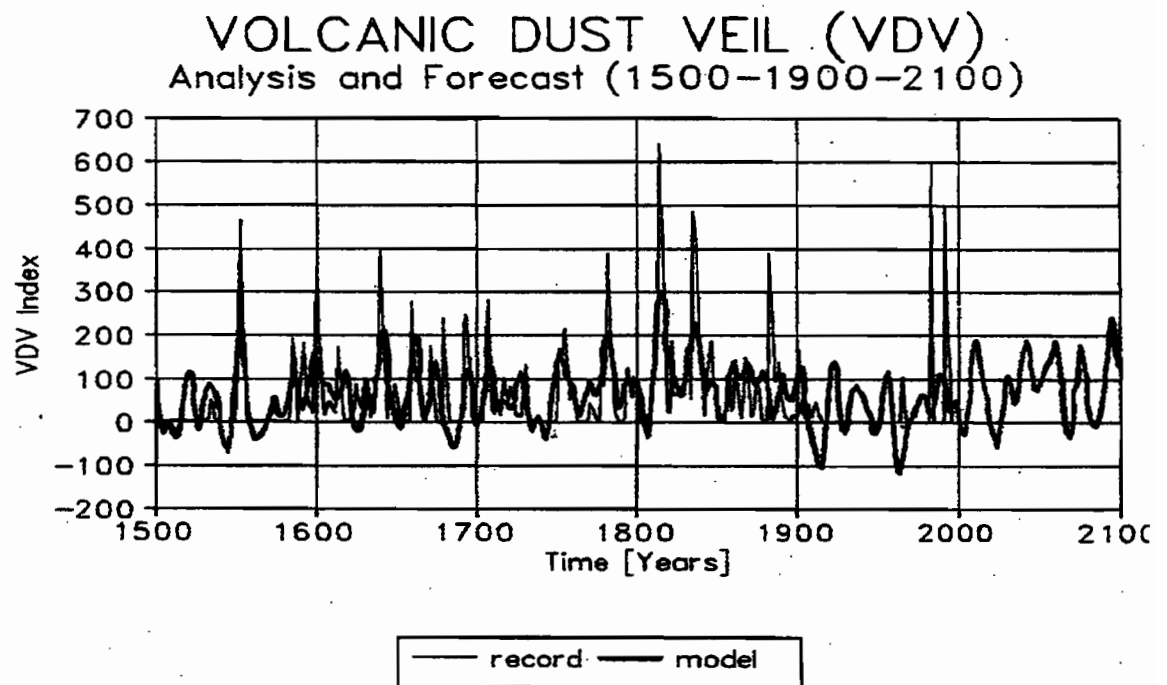


Figura 4.

CORRELATION OF HISTORICAL RECORDS OF EL NIÑO EVENTS BETWEEN CHILE, PERU AND ECUADOR (GALAPAGOS).

Luc ORTLIEB

ORSTOM, Programme PVC (Paleoclimatologie et Variabilité Climatique), UR 1,
Centre Ile de France, 32 Avenue Henri Varagnat, F 93143 Bondy Cedex, France

The study of the present and future climate evolution in southwestern South America cannot be envisaged without taking into consideration the occurrences of the ENSO phenomenon and their interactions with the interannual/decadal variability of the climate in the course of the last few centuries. The growing interest for the evolution of the global and regional climate, and for the mechanisms involved (e.g. natural versus anthropogenic causes of the global warming), justifies that some emphasis be given to the reconstruction of interannual climate variations during the past centuries, in an area for which written archives are relatively abundant. Besides, the Pacific coastal region of South America is without contest one of the key-areas for the study of long-term variations of the ENSO system. Considering the impacts of the El Niño phenomenon in Ecuador, Peru and Chile in modern times, the region appears as a privileged area for the elaboration of a historical sequence of ENSO events. It should be an appropriate area to try to determine, for instance, whether warmer episodes of the past were characterized by stronger and/or more frequent El Niño manifestations, or if the ENSO regime varied during the longer-term climate variations of the last centuries (Little Ice Age vs. XXth century).

On-going work of the PVC group of Orstom, in collaboration with a series of South American scientists, aims to produce a consolidated chronology of the regional El Niño events as they can be recorded by written documents concerning heavy rains and river floods in Peru and central Chile in the last few centuries. The present contribution addresses the problems of the correlation between the documentary records from these two « teleconnected » areas (northern Peru coast and central Chile) and between these two records with a third proxy record based on the oxygen isotope variations measured in Galapagos Islands coral, obtained by Dunbar et al. (1994).

The reconstructed Peruvian sequence of El Niño events corresponds to a revised version of the famous Quinn et al. (1987) series of historical events of the last four and a half centuries (Hocquenghem & Ortlieb, 1992; Ortlieb et al., 1995; Ortlieb et al., in prep.). The central Chile sequence combines a recent revision of the documentary historical data available for the period 1535-1900 (Ortlieb, 1994) and the time series relating ENSO with measured precipitation excess during the last 150 years (Ruttlant & Fuenzalida, 1991). As nowadays there is a good correlation between the manifestations of the El Niño phenomenon, and their intensities, in northern Peru and central Chile, it was expected that the record of past events may show the same kind of teleconnection. But this is not the case for a number of years between 1535 and 1850. The numerous discrepancies between these two historical sequences, particularly during the centuries XVI–XIX, thus lead to arise some questions about the methodological approach for documentary reconstructions, and pose the problem of a possible difference in the teleconnection system within the ENSO regime, during the Little Ice Age as referred to the present time.

In their study on the oxygen isotope composition of annual growth increments of coral reef from Galapagos, Dunbar et al. (1994) produced another kind of record of El Niño events, based on ocean paleotemperature variations during the period 1587-1953. In this proxy record, the warm events are associated to El Niño conditions. Dunbar et al. noted that there is a fair correlation with the Quinn et al. (1987) sequence, particularly if are included all the years that preceeded or followed those identified by Quinn et al. as El Niño years. Actually, the calendar calibration of the coral sequence is a crucial point that may explain that the precise year-to-year correlation is not so satisfactory, especially if the revised series of El Niño events from Peru is taken as reference. Another puzzling problem comes from the fact that the intensity of the temperature anomalies is poorly correlated with the strength of the historical events as recorded onshore, either in Peru or in Chile.

The difficulties met in the tentative correlation of the three reconstructed sequences confirm the author's view that too much confidence has been put, up to now, in the chronology of ENSO events as proposed by Quinn et al: 10 years ago. The historical ENSO record from the Pacific coast of South America still needs to be worked out and there is an urgent need for intensified investigations on the documentary records of climatic anomalies in southwestern America.

If the discrepancies observed in the three areas concerned in this work, during the Little Ice Age centuries, were confirmed, it may be concluded that the decadal/secular variability of the El Niño system is higher than previously thought and that significant variations did occur in the regional climate regime during the last few centuries.

Cited references

- DUNBAR et al. (1994). *Paleoceanography*,
 HOCQUENGHEM A-M & L ORTLIEB (1992) Eventos El Nino y lluvias anormales en la costa del Peru: siglos XVI-XIX. *Bulletin de l'Institut français d'Etudes Andines*, 21 (1): 197-278.
 ORTLIEB L., HOCQUENGHEM A.-M. & MINAYA A. (1995). Toward a revised historical chronology of El Niño events registered in western South America. XIV INQUA Congr. (Berlin, 1995), Abstr. vol., *Terra Nostra*, 2/95, p. 113.
 ORTLIEB L. (1994).- Las mayores precipitaciones históricas en Chile central y la cronología de eventos "ENSO" en los siglos XVI-XIX. *Rev. Chilena de Hist. Natur.*, 67 (3): 117-139.
 QUINN, W.H., NEALS, V.T. & ANTUNEZ DE MAYOLO, S., 1987 - El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *Jour. Geophys. Res.*, 93(C13): 14449-14461.
 RUTTLANT J & H FUENZALIDA (1991) Synoptic aspects of the Central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, 11: 63-76.



**ARMADA DEL ECUADOR
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO
Guayaquil**

- o -

**VARIACIONES MORFOLOGICAS DE LA LINEA DE COSTA EN EL ESTUARIO DEL
RIO CHONE PRODUCIDAS POR EL EVENTO ENSO.**

MS. Isabel Tutivén Ubilla

En este estudio, se consideran las variaciones físicas ocurridas en la línea de costa durante los eventos ENSOS de 1958, 1991. Para tal efecto se utilizaron cartas batimétricas de los años 1940, 1958, 1961, 1964, 1991, 1994 de las que se seleccionaron 6 transectas a lo largo del estuario, para nuestro estudio.

Claramente se observa que estos eventos tienden a acelerar los procesos de deformación de la línea de costa. Con la presencia de un evento ENSO, el nivel del mar se incrementa en hasta 4 Desviaciones Standars (Niño 1983), esto produce que la zona intermarial avance tierra adentro. Como consecuencia, las olas romperán mas adentro en la línea de costa de lo usual, destruyendo no solo todas las estructuras que se encuentren a su paso sino produciendo socavación de las bases de los acantilados inestables al Sur de Pta. Bellaca. Así tenemos en 1991, la punta donde se asienta Bahía, fue destruido en parte por la presencia de un ENSO.

Pero no sólo el incremento del nivel del mar afecta a la línea de costa, sino el aumento de la actividad plubiométrica que incrementa los caudales y la erosión de las laderas. En los últimos 20 años la acelerada deforestación ocurrida en las orillas del estuario (manglares) y en sus laderas, han acelerado los procesos de sedimentación hacia el borde interior de Bahía y dentro del Estuario mismo. El incremento inusual de precipitaciones propias de un ENSO, desgasta fácilmente las laderas desnudas que bordean el estuario y así incrementan el aporte de sedimentos hacia el Estuario. Esto se graba por la presencia de una presa en su cabecera la que impide la libre circulación entre mareas de aguas oceánicas y dulce.

Pero un evento ENSO afecta además a las camaroneras, que erróneamente asentadas dentro del estuario han quitado derecho al manglar para asentarse en la zona de inundación. Estas con sus muros no solo impiden la libre circulación, sino que saturan con aguas agotadas a las del estuario. Al aumentar el caudal del estuario a causa de las lluvias, y por el incremento del nivel del mar, se producen desbordes de los muros de las camaroneras. Pero no solo el aumento de flujos sino las características físicas de las aguas que entraran al Estuario afectara a las camaroneras. Estas serán mas cálidas y salinas de lo acostumbrado.

El valor diagnostico de temperaturas del suelo en la zona tropical

Ekkehard Jordan - Heinrich Heine Universität Düsseldorf

Introducción

Es globalmente aceptado que el intercambio calórico entre la carga energética tropical y el deficitario régimen polar, es el motor causante de la circulación atmosférica terrestre, factores que explican los sucesos climáticos. El calentamiento de los tropicos es la principal fuente del flujo energético en base al cual se ajusta el gradiente térmico de las regiones con climas templados. Una determinación representativa de las temperaturas como expresión del balance térmico en los tropicos y su extrapolación representan una clave para la medición de los ya considerados cambios ambientales y el calentamiento global de la atmósfera así como de la resultante dinamica de las corrientes térmicas y la expresión de sus consecuencias.

Estado actual de la temática

Desde que la publicación de Walter & Medina 1968 es conocida, la temperatura del suelo dentro de un rango determinado por lo general entre 70 y 80 cm de profundidad es válida como una constante térmica, en la cual las conocidas variaciones diarias de temperatura en los tropicos no interfieren. La medida de temperatura resultante, corresponde a la temperatura media anual del lugar o región de estudio.

Posterior análisis han afirmado, de manera equivocada, que la medida de la temperatura del suelo y su resultante temperatura media anual, podían representar las funciones de una estación climatológica armada y bien ubicada. De esta manera, por demás simple, basándose en las mediciones de la temperatura del suelo, se pretendió representar las gradientes térmicas para diferentes cotas altitudinales en las zonas montañosas tropicales. (Thouret 1983, Florez 1986).

Ya WINGER (1979) ha insinuado por sus amplios investigaciones de temperaturas de suelos en el „Kilimandscharo“ de Africa que aquí hay que trabajar con gran cuidado. Y especialmente mediciones de temperatura de suelos en los Andes bolivianos al principio de los años 80, realizadas por el mismo autor (JORDAN), también lo han demostrado porque se pudo averiguar bajo diferentes circunstancias locales a la misma altura y al mismo nivel encima del mar significativas divergencias respecto a la temperatura.

Investigaciones de campo realizadas, en forma conjunta con colegas y estudiantes de Popayan en los años 1990 y 1991, en un perfil del flanco occidental de la cordillera hasta el páramo y en ambos taludes de la cordillera central, nos llevaron a determinar que las variaciones de temperatura en localidades ubicadas a la misma altura, son de hasta 10 grados, pudiéndose demostrar que la precisa caracterización de las localidades permite encontrar y cuantificar los parámetros del terreno que influyen en los valores de la temperatura.

Estos factores se ordenan de acuerdo a su prioridad, en :

1. Pendiente y exposición
2. Estado de la vegetación

3. Diferencias causadas por la influencia de las corrientes dinámicas en las condiciones climáticas del terreno.
4. Condiciones de humedad
5. Color del suelo

Considerando estos parámetros, en un primer acercamiento, se a logrado determinar la presencia de divergencias en cuanto a la medición de la temperatura en localidades ubicadas a la misma altura y se a demostrado la validez metodológica que representan las mediciones de la temperatura del suelo en cuanto a la determinación y clasificación térmica microclimática local tanto en zonas de vegetación natural como para zonas de uso agrícola y la utilización de este parámetro de manera general en la determinación de condiciones climáticas favorables o desfavorables.

LAUER (1982) y colaboradores además han demostrado el uso para diferenciaciones ecoclimáticas en amplios campos de trabajo en Mexico y Bolivia. Aunque los métodos practicados y las evaluaciones estadísticas son más convincentes que el material de datos no se podía eliminar divergencias. La razón es que sólo han medido las temperaturas de suelo en una profundidad de 50 cm y allí todavía se nota por unos grados el efecto de la oscilación diaria de la temperatura y no se dejaron eliminar las divergencias en la evaluación de las mediciones a corto tiempo practicadas en la región de Kallawayá.

En los últimos años el autor mismo (JORDAN) en colaboración con diferentes instituciones y socios trata de aclarar la pregunta de las oscilaciones a largo plazo en los diferentes regiones de los Andes tropicales en un transcurso de año dado. Por eso se hizo mediciones, bajo condiciones extremas en los trópicos interiores, a bordes de glaciares, en el Santa Isabel en Colombia en unos 4.500 m de altitud y en el Huayana Potosí en los trópicos marginales en Bolivia en unos 4.800 m. De forma natural el rumbo de la temperatura está obviamente dependiente del desarrollo de la nubosidad en 5 y 30 cm. Es sorprendente que en los trópicos centrales y al margen de éstos se puede observar de forma evidente también hasta 1 m de profundidad los transcurros episódicos de unos días ricos en nubosidad y así pobres en radiación y episodios con pobreza de nubes y así radiación fuerte. Además en los trópicos marginales también se puede ver claramente las diferencias entre las estaciones secas y lluviosas como periodo de calor y frío con cambios de temperatura de por lo menos 3° C en 1 m de profundidad. Algo parecido también se puede reconocer en los trópicos interiores aunque con cambios inferiores, de más o menos 1 hasta 2 °C.

Pero hay que dementir la idea de SCHUBERT ya introducida por equivocación en la literatura, porque se ve claramente por los transcurros de las temperaturas de suelo que ya en los trópicos marginales las estaciones de radiación corresponden con el transcurso solar astronómico y la estación seca corresponde con el invierno astronómico y la estación lluviosa con el verano. Sólo para los trópicos interiores o llamados húmedos vale la idea que en la estación astronómica de verano, es decir durante el periodo lluvioso aparecen temperaturas más frías así que se puede hablar de invierno. Y sólo allí se puede averiguar que durante la estación astronómica de invierno, es decir en la estación seca o mejor dicho la de menos lluvia dominan las temperaturas más altas así que allí se habla de verano con razón.

Según los resultados dados por las figuras se debería emplear para futuros análisis del transcurso de temperatura de suelo, no influenciado por la temperatura de la superficie, mediciones

de temperatura de suelo coleccionadas por estaciones en una profundidad de 1,50 m que trabajan continuamente.

Debido a la relativa presición en cuanto a la identificabilidad y cuantificación de las limitaciones de la constante de temperatura del suelo, demostrando que el uso del método de la medición de temperatura del suelo es adecuado para los trópicos; los pronósticos globales de cambio climáticos causados por la ingerencia del hombre deben ser documentados con presición por medio de mediciones permanentes y presisas a realizarse a futuro, que reflejen los parámetros que se incrementan e influyen a nivel local. Es aquí donde, en la actualidad, la moderna técnica para el levantamiento electrónico de datos climáticos así como la telemetría nos ofrecen una considerable facilidad en la consecución de datos confiables para el registro de la temperatura del suelo.

Es de aspirar para el futuro, que bajo la consideración de los resultados alcanzados en los países tropicales andinos, se pueda establecer una red de distribución tridimensional para la medición de la temperatura del suelo, seleccionando localidades representativas de las variaciones características en los países tropicales de todos los continentes, para finalmente poder acceder a una sólida demostración cuantitativa y representativa de la controversial y discutida afirmación sobre el acelerado calentamiento de la atmosfera acaecido de los últimos años y estimado para los años por venir, superando las limitaciones que presenta la amplia variación en la fluctuación de la temperatura en las mediciones de estaciones meteorológicas convencionales y que conducen a menudo a dramáticas y especulativas declaraciones sobre el tema, debiendo estas alcanzar un status real y una adecuada dimensión.

Se debería hacer experimentos para concebir la influencia que el cambio de la humedad de suelo tiene en el rumbo de la temperatura de suelo, antes de interpretar la temperatura de suelos tropicales. Para eso, hasta ahora no existen resultados en los trópicos, ni bajo condiciones naturales ni bajo riego por lluvia. Estas influencias deberían ser de importancia para el comportamiento de la temperatura de suelo, especialmente en las regiones tropicales secas y las con cambio de humedad

Conclusión

Es inmentendible, luego de lo expuesto anteriormente, que no se le haya prestado suficiente atención a este fenómeno clave, de relativo fácil registro en los trópicos, debiendo haber sido parte de los registros de datos climáticos e investigaciones. O acaso esto se debe a la indiferencia mostrada por los interesados en una política ambiental especulativa o a aquellos partícipes de la actual tendencia del uso de modelos en la ciencia frente a la confrontación con resultados reales sobre los cambios climáticos globales ? !

Literatur:

- A. Florez: Relacion Altitudinal de la Temperatura del Suelo y del Aire en los Andes Centrales de Colombia. Colombia Geografica. XII, No 2 (1986) 5 - 38
- W. Lauer: Zur Ökoklimatologie der Kallawaya-Region (Bolivien). Erdkunde, Bd. 36, H.4, (1982) S. 223-247
- C. Schubert: Review of : „Die Gletscher der bolivianischen Anden“. Journal of South American Earth Sciences 1991/1992
- J.-C. Thouret: La Temperatura de los suelos: Temperatura Estabilizada en Profundidad y Correlaciones Térmicas y Pluviométricas. Studies on tropical andean Ecosystems, Vol.1, La Cordillera Central Colombiana - Transecto Parque los Nevados (1983) 142-149

- H. Walter, E. Medina: Die Bodentemperatur als ausschlaggebender Faktor für die Gliederung der subalpinen und alpinen Stufe in den Anden Venezuelas. Ber. Dtsch. Bot. Ges. 82 (1969) 275 - 281.
- M. Wininger: Bodentemperaturen und Niederschlag als Indikatoren einer klimatisch-ökologischen Gliederung tropischer Gebirgsräume - Methodische Aspekte und Anwendbarkeit diskutiert am Beispiel des Mt. Kenya (Ostafrika). Geomethodica 4 (1979) 121-150

ANNUAL CYCLE OF UPPER-AIR CIRCULATION AND CONVECTIVE ACTIVITY OVER THE TROPICAL AMERICAS

STEFAN HASTENRATH
DEPARTMENT OF ATMOSPHERIC AND OCEANIC SCIENCES
UNIVERSITY OF WISCONSIN, MADISON

Abstract

A combination of novel datasets, including satellite-derived outgoing longwave radiation (OLR) and highly reflective clouds (HRC), raingauge records, and upper-air analyses of the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) have been evaluated in context, to re-appraise the multi-year-mean convective activity and circulation and their annual-cycle variations over the tropical Americas. In austral summer, a maximum of 200 mb geopotential height, anticyclonic vortex in the wind field, and extremum of streamfunction are located over the western part of the Amazon basin, well to the west of the extremum of the velocity potential. To the North of that and the nucleus of the most intense convection and rainfall, the major upper-tropospheric divergence is found over Northern South America. From this outflow is primarily directed northward into an area of strongest convergence situated over the equatorward side of the North Atlantic surface high. In the evolution from austral to boreal summer, the high over western Amazonia vanishes, and the centers of strongest convection, upper-tropospheric velocity potential and divergence establish themselves in the realm of the Intertropical Convergence Zone over the eastern equatorial Pacific, with outflow directed mainly into a broad zone of upper-tropospheric convergence in the southern hemisphere. After the height of the boreal summer, the centers of convection and velocity potential develop again over southeastern Amazonia, and separately the upper-tropospheric high and weak anticyclone form again over the western portion of the Amazon basin.

References:

Hastenrath, S., 1997: Annual cycle of circulation and convective activity over the tropical Americas.

JGR-Atmospheres, 102, D4, 4267-4274.

Stefan Hastenrath

Department of Atmospheric and Oceanic Sciences

University of Wisconsin-Madison phone: 608-262-3659

1225 West Dayton Street fax : 608-262-0166

MADISON WI 53706, USA

E-mail: barafu@macc.wisc.edu

**SEMINARIO INTERNACIONAL SOBRE LAS CONSECUENCIAS
CLIMATICAS E HIDROLOGICAS DEL ENSO A ESCALA
REGIONAL Y LOCAL**

**CONSECUENCIAS REGIONALES
Y LOCALES DEL ENSO**

SEMINARIO INTERNACIONAL SOBRE LAS CONSECUENCIAS CLIMATICAS E HIDROLOGICAS DEL ENSO A ESCALA REGIONAL Y LOCAL

CONSECUENCIAS LOCALES DEL ENSO, SISTEMAS DE PREVISION Y MANEJO DE RECURSOS HIDRICOS EN EL ECUADOR

Moderador: German POVEDA y Pierre POURRUT

1. Eric CADIER (ORSTOM), Gustavo GOMEZ (INAMHI): Estudio de las inundaciones y sequías en el Ecuador: el proyecto INSEQ
2. José Luis SANTOS (ESPOL), Michael W. DOUGLAS, Malaquías PEÑA (Nat. Sev. Storm. Lab., Oklahoma USA): Observaciones Meteorológicas especiales durante ENOS 1997/98 en la parte norte de Sudamérica y posibilidades para mejorar la red.
3. Frederic ROSSEL (ORSTOM), Javier ROURA, Rodrigo POMBOSA, Raúl MEJIA, Gonzalo ONTANEDA (INAMHI): Caracterización, tipología y zonificación de las consecuencias pluviométricas de los ENSO en la Costa ecuatoriana.
4. Paola ALMEIDA(ESPOL): Regionalización del Ecuador basados en los efectos de El Niño
5. Frederic ROSSEL y Eric CADIER (ORSTOM): Relación entre las anomalías de ENSO y las anomalías pluviométricas. Se pueden hacer previsiones?
6. Humberto ENRIQUEZ y Antonio RODRIGUEZ (INAMHI): Sistema de previsión sinóptica en el Ecuador.
7. Pedro BASABE (PRECUPA), Fernando GARCIA, (INAMHI), Ali NEUMANN (PRECUPA), Roger CALVEZ (ORSTOM): Previsión y manejo de los escurrimientos en tiempo real.
8. Diego del ALCAZAR (INAMHI): Modelización hidrológica mediante herramientas de inteligencia artificial .
9. Edgar AYABACA, J.L. PERRIN (EMAAP-Q): Precipitaciones extremas y Fenómeno ENSO en el Distrito Metropolitano de Quito.
10. Felipe CISNEROS, (Cuenca) Zonificación Agroecológica del Austro Ecuatoriano: una herramienta para evaluar, enfrentar y dar soluciones a los efectos de El Niño oscilación del sur (ENSO) en la región.
11. Jorge CHAVEZ (INAMHI): Relación de la temperatura de la superficie del mar con las precipitaciones.
12. Edison HEREDIA: ¿Cómo definir las solicitaciones de diseño de obras en zonas afectadas por la anomalía de El Niño? Una propuesta de análisis regional de frecuencia de lluvias intensas en las zonas de influencia. (Sin presentación)

ESTUDIO DE LAS INUNDACIONES Y SEQUIAS EN EL ECUADOR: EL PROYECTO INSEQ

POR: ERIC CADIER Y GUSTAVO GÓMEZ

El proyecto INSEQ (inundaciones y sequías en Ecuador) propone utilizar lo mejor posible la información hidrometeorológica disponible en el Ecuador para optimizar el manejo de los recursos hídricos de este país y mitigar las consecuencias de sus irregularidades.

Se escogieron los dos problemas más graves en términos económicos y humanos para el Ecuador.

- La sequía crónica que rige en la zona Andina provoca restricciones en la alimentación hídrica de la principal central hidroeléctrica del país, lo que a su vez genera un incremento de la producción termoeléctrica y hasta cortes de energía eléctrica que suele ocurrir casi todos los años.
- La Costa ecuatoriana es la zona más afectada por inundaciones periódicas, lo que se debe a la debilidad del relieve que dificulta el drenaje de las aguas-luvia, por una parte y por otra parte a la concentración de las precipitaciones en pocos meses. Este problema se agrava cuando surge un evento "El Niño" que puede incrementar en forma considerable las precipitaciones.

El fenómeno "El Niño", sus consecuencias y su previsión se han vuelto naturalmente en uno de los principales objetivos del proyecto INSEQ y cabe decir que, felizmente se obtuvieron resultados innovadores y de gran utilidad práctica.

Es así como a partir de los valores anómalos de precipitaciones, TSM, y viento del mes actual (n), Rossel (1997) propuso ecuaciones que permiten predecir el total de las precipitaciones del mes que viene [mes (n+1)] con un coeficiente de determinación satisfactorio $r^2 = 0.6$.

Estas previsiones pueden ser utilizadas para prever los escurrimientos de los meses por venir lo que contribuirá en mejorar el manejo de los recursos hídricos, objetivo del proyecto INSEQ.

En la sección 2b se presentan varios resultados obtenidos en el Ecuador tanto por el proyecto INSEQ como por parte de otras instituciones ecuatorianas.

OBSERVACIONES METEOROLOGICAS ESPECIALES DURANTE ENOS 1997/98 EN LA PARTE NORTE DE SUDAMERICA Y POSIBILIDADES PARA MEJORAR LA RED

Michael W. Douglas y Malaquías Peña
National Severe Storms Laboratory
1313 Halley Circle
Norman, Oklahoma USA 73069
email: mdouglas@nssl.noaa.gov

José Luis Santos
Facultad de Ingeniería Marítima y Ciencias del Mar
Escuela Superior Politécnica del Litoral
Km 30.5. Vía Perimetral
Guayaquil, Ecuador
email: jlsantos@goliat.espol.edu.ec

RESUMEN

A partir de Mayo del presente año se han realizado observaciones meteorológicas especiales desde la parte sur de México hasta Perú, como parte de un estudio que investiga las causas de la variabilidad de la lluvia en Centro América. Una vez establecida la red de 12 globos pilotos, confirmamos el hecho de que el periodo escogido para hacer este estudio sería muy anómalo debido al fuerte evento de El Niño/Oscilación Sur (ENOS) que ya mostraba una considerable intensificación en Junio de 1997. A pesar de que el ENOS ha afectado los objetivos originales de este estudio, las observaciones atmosféricas especiales a lo largo de la costa noroeste de Sudamérica representan una oportunidad inmejorable para ayudar en la descripción de los cambios regionales de la circulación de los vientos sobre la costa del norte de Perú y Ecuador asociados con un evento ENOS de intensidad fuerte. Existe la posibilidad de aumentar la densidad de esta red de monitoreo meteorológico en la región durante la época de lluvias de Diciembre de 1997 a Mayo de 1998. A continuación discutimos los resultados preliminares obtenidos hasta el presente, los detalles asociados con el posible aumento del monitoreo, y la necesidad de obtener más colaboración para estudios sobre el evento de El Niño y su impacto sobre la región.

SPETIAL METEOROLOGICAL OBSERVATIONS DURING ENSO 1997/98 IN THE NORTHERN PART OF SOUTHAMERICA AND THE POSSIBILITIES TO IMPROVE THE NETWORK.

ABSTRACT

Since May of 1997, special meteorological observations have been made from the southern part of Mexico to Peru, as part of a research that studies the causes of rainfall variability in central America. Once the 12 pilot balloon-network was established, we confirmed the fact the chosen study period will be anomalous due to the presence of the strong El Niño/Southern Oscillation (ENSO) already present by June 1997. Despite that ENSO has affected the original objectives of this study, the special atmospheric observations along the northwestern coast of South America present an unique opportunity to help in the description of the regional changes in wind circulation on the coast of Ecuador and Peru during an strong ENSO event. There is the possibility to increase the density of the meteorological network during the rainy season from December 1997 to May 1998. In this paper we present the preliminary results obtained, describe the details associated with this possible increase in the current monitoring program, and the need to obtain further collaboration to El Niño studies and its impact on the region.

1. INTRODUCCIÓN

La red mundial para observaciones troposféricas (incluyendo radiosondas, globos pilotos, perfiladores de vientos, radares etc.) es considerablemente más escasa que la existente para observaciones meteorológicas en superficie (que por otro lado en determinadas regiones tampoco tiene la densidad suficiente para estudios sobre variabilidad climática local), lo que ha limitado la posibilidad de realizar análisis cuantitativos sobre la variabilidad atmosférica tridimensional durante eventos climáticos anómalos como El Niño/Oscilación Sur (ENOS), entre los pocos estudios existentes podemos mencionar a Gage y Reid (1987), quienes usaron 30 años de datos de radiosonda en estaciones ubicadas en la región del Pacífico tropical, y Oort y Yienger (1996) que analizaron datos de vientos de altura entre 1964 y 1989 provenientes de estaciones ubicadas en todo el mundo.

A finales de 1996 se recibieron fondos de la NOAA (específicamente del programa Pan American Climate Studies - PACS) para establecer una red de monitoreo atmosférico (PACS-SONET: PACS-Sounding Network) a lo largo del litoral Pacífico de Centro América y el noroeste de Sudamérica. El objetivo principal de esta red era determinar los cambios de la circulación troposférica que son responsables por la variabilidad de precipitación en Centro América durante la época de lluvia, aproximadamente de Mayo a Octubre. Este continua siendo uno de los objetivos de este proyecto, sin embargo, el desarrollo de las fuertes condiciones ENOS a mediados de 1997 ha complicado el programa original de observaciones. Las observaciones que se hagan este año no serán representativas de las condiciones durante la mayoría de los años. La extrapolación de los resultados de relaciones entre las variaciones en la lluvia y los cambios en la circulación de los vientos será poco aplicable para la mayoría de los años, cuando las condiciones a gran escala (como en este año) sean diferentes.

La red establecida durante el periodo Abril-Junio de 1997 se muestra en la figura 1. En la actualidad la red cubre un área mas grande de la que se pensó originalmente, esto en parte debido a que más instituciones de lo esperado han expresado su interés en participar. Todas las estaciones han hecho observaciones dos veces al día hasta finales de Octubre. A partir de Noviembre las estaciones en México han dejado de hacer sondeos, las demás estaciones están haciendo observaciones una vez al día con el fin de reducir los costos de operación. Originalmente el programa estaba diseñado para obtener 6 meses de observaciones de viento en altura, pero ahora pretendemos extenderlo a 18 meses e incluir una red especial de pluviómetros sobre Ecuador y Perú. Esto nos permitirá comparar una época de lluvia en Centro América durante un año de El Niño con otros años donde las temperaturas de la superficie del mar en el Pacífico del Este sean mas normales.



Figura 1.- Red de sondeos PACS durante el verano de 1997.

2. OBSERVACIONES INTERESANTES HASTA LA FECHA

A pesar del corto tiempo desde que empezamos a coleccionar datos, los sondeos ya nos han proporcionado algunos resultados, los más notables se mencionan a continuación:

Similaridad de los perfiles de vientos en las Galápagos entre un mes y otro

Los promedios mensuales meridionales (de norte a sur) de los perfiles de viento obtenidos en la estación de globo piloto en San Cristóbal nos muestran la persistencia del flujo de viento trans-ecuatorial a niveles bajos en la región (fig. 2). La diferencia en los perfiles de viento en los primeros 1000 m no es mucha. A niveles altos, los promedios de los perfiles mensuales muestran cambios complicados del perfil de viento con altura (fig. 3), lo cual sugiere una circulación tipo Hadley más compleja en el Pacífico del Este.

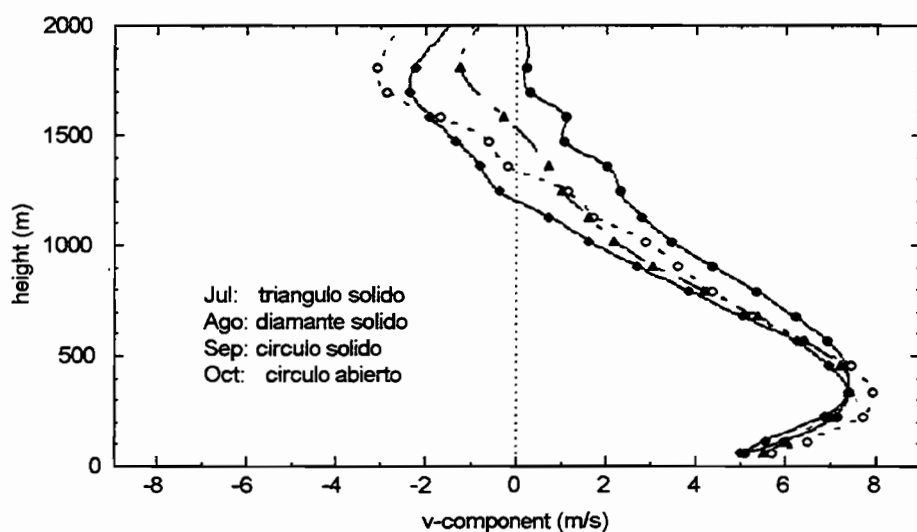


Figura 2.- Promedio mensual de vientos meridionales en San Cristóbal a menos de 2000m.

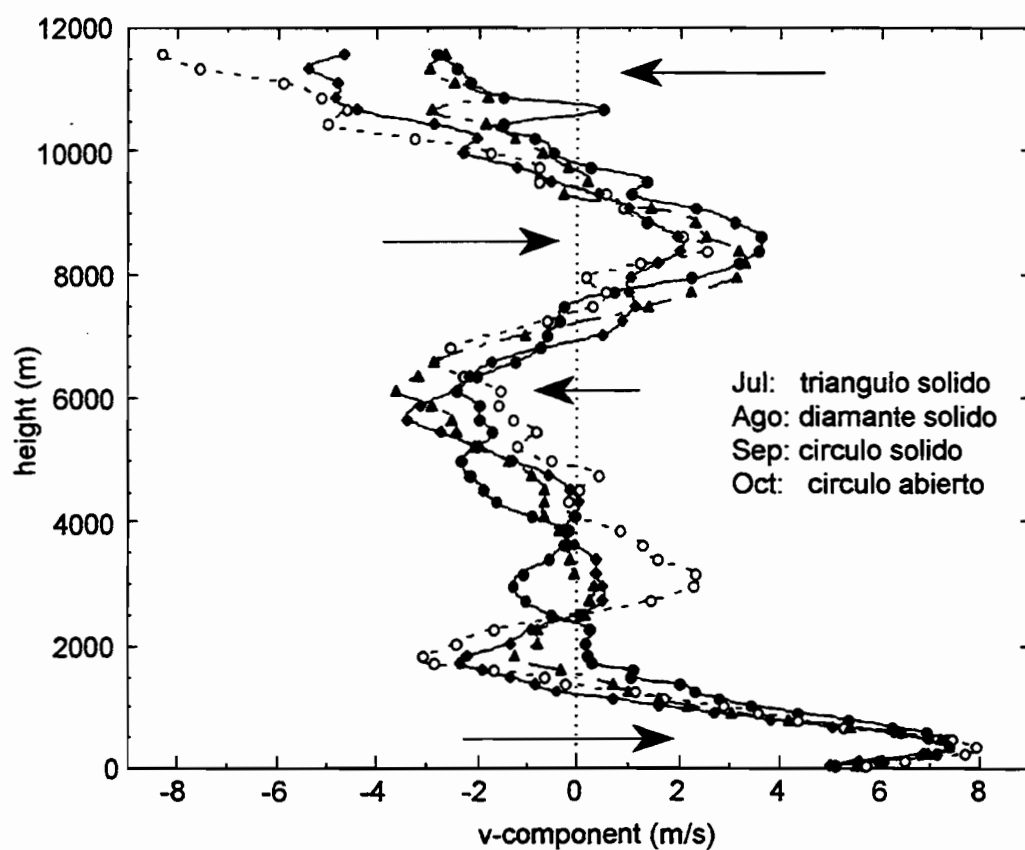


Figura 3.- Igual que la figura 2 excepto que llega hasta 12,000 metros de altura

Vientos costeros en Perú y Ecuador

Los perfiles de viento meridional promedio en Piura, Esmeraldas y Guayaquil durante Septiembre (Fig. 4) muestran patrones similares, aunque en Guayaquil es más débil que en las otras dos estaciones. La causa de estos vientos débiles no es conocida aún - estos ocurren cada mes, y pueden estar relacionados con la posición geográfica de Guayaquil y su topografía, la cual le proporciona protección de los vientos. Los vientos del Sur solo se encuentran a niveles bajos (menos de un kilómetro) en todas las estaciones, y a 850 mb los vientos provienen del norte desde Esmeraldas a Piura y San Cristóbal.

Brisas de Mar

La variación diurna de los vientos cerca de la superficie en Esmeraldas y Piura muestra una circulación de mar y tierra bastante marcada a menos de 1 km (fig. 5). En Guayaquil la variación es débil, tal vez debido a la presencia de montañas al Este y Oeste de la ciudad.

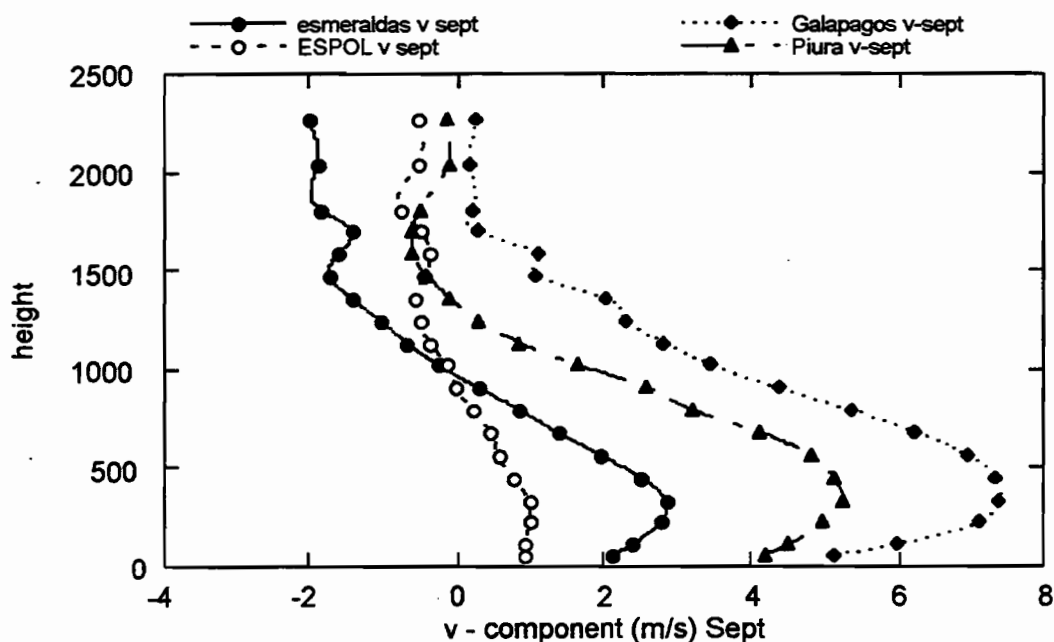


Figura 4.- Promedios de los perfiles de viento meridional en Septiembre en estaciones en la costa de Perú y Ecuador en 1997.

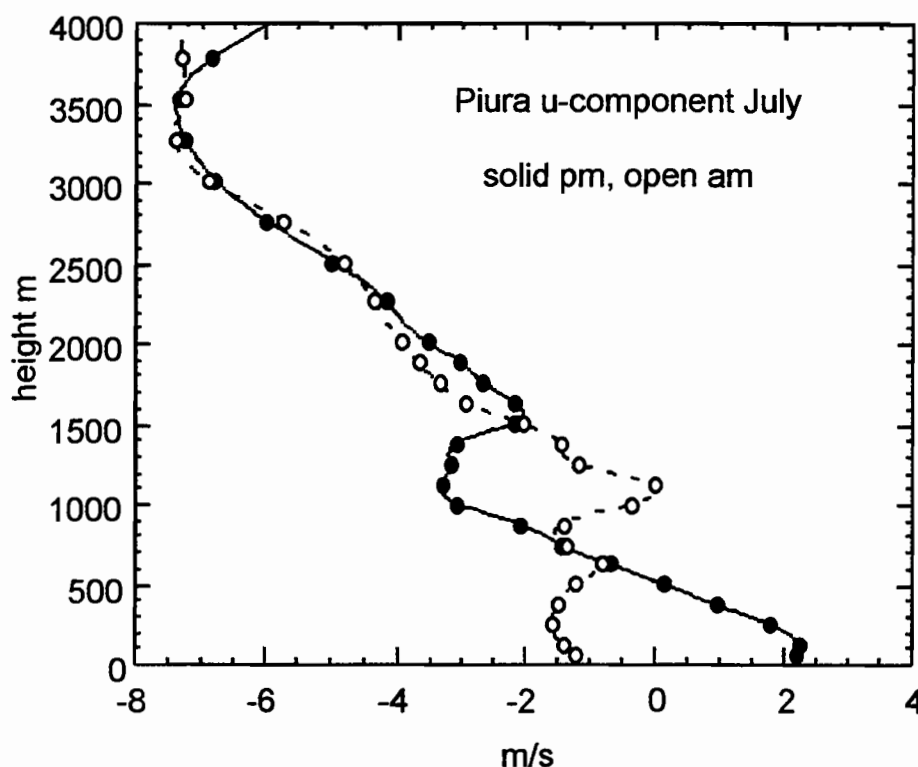


Figura 5.- Variación diurna del componente de viento zonal en Piura en Julio de 1997.

3. ACTIVIDADES FUTURAS DE LA RED

El futuro de la red actual de sondeos PACS se puede dividir en dos partes - a corto y a largo plazo. Las actividades a corto plazo serán dominadas por los efectos del actual Niño, mientras que el programa de observaciones a largo plazo estará relacionado con el monitoreo interanual del clima en la región.

3.1 Observaciones especiales durante ENOS

Estudios sobre precipitaciones durante eventos de El Niño (e.g. Horel y Cornejo-Garrido 1986, Goldberg y Tisnado 1987) se han visto limitados por la falta de una cantidad suficiente de observaciones de lluvia y también por la falta de sondeos de altura que describan el viento y las variaciones termodinámicas sobre la superficie. Debido a que la precisión de predicciones futuras de la variabilidad de la lluvia sobre las costas de Ecuador y Perú durante eventos ENOS dependerá de nuestro conocimiento sobre lo que ha ocurrido en eventos pasados, es nuestra intención ampliar la red de observaciones PACS-SONET en Ecuador y Perú. Primero se tratará de establecer una red especial de pluviómetros con 100 pluviómetros en Ecuador y 100 en Perú.

Estos pluviómetros simples pero precisos serán leídos diariamente por personal voluntario. La mayoría de los pluviómetros se localizarán entre Salinas y Babahoyo, con algunos pluviómetros adicionales al noroeste de Guayaquil (Fig. 6). Una red similar se establecerá cerca de Piura, en el norte de Perú. Con esta densa red de pluviómetros se espera obtener una mejor representación de la variabilidad de la lluvia a nivel de mesoescala durante épocas secas y lluviosas, de manera que los campos de viento monitoreados con la red de globos pilotos puedan ser comparados con los campos de precipitación diariamente durante la época lluviosa. Esto puede ayudarnos a clarificar los factores que modulan la precipitación diaria durante la época de lluvias. Las observaciones de lluvia se utilizarán con imágenes de satélite para derivar relaciones cuantitativas entre la lluvia y la nubosidad sobre la región.

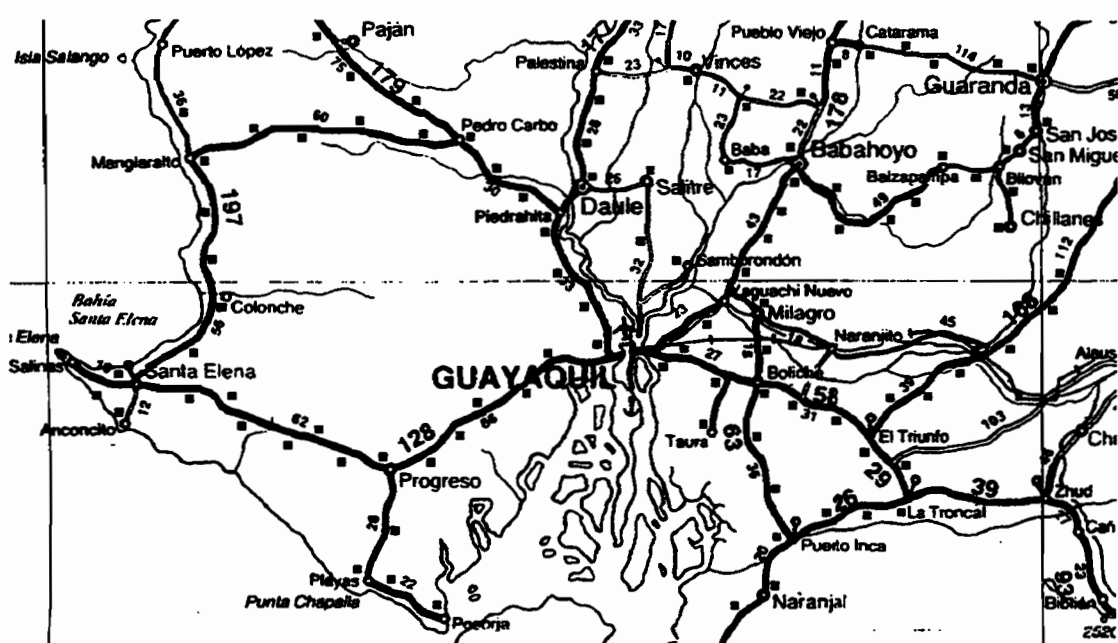


Figura 6.- Mapa idealizado de la red especial de pluviómetros (cuadrados sólidos) que se planea establecer para la época de lluvia 1997-98.

Otras mejoras al aspecto observacional de la red en los próximos meses será el establecimiento de estaciones de globos pilotos adicionales en la región costera de Ecuador y Perú. Estas estaciones probablemente estarán localizadas cerca de Portoviejo y Salinas en Ecuador y Tumbes o Talara, Chiclayo y Trujillo en Perú. Los sondeos adicionales ayudarán a resolver en mayor detalle el campo de viento que puede estar asociado con las diferencias latitudinales existentes en los regímenes de precipitación a lo largo de la costas de Ecuador y Perú. Dichas observaciones especiales se realizarán probablemente hasta Mayo de 1998; en la actualidad estamos haciendo gestiones para obtener fondos para operar estas estaciones.

3.2 Monitoreo del clima a largo plazo

Una de las metas del proyecto PACS-SONET es la de estimular el interés para tener un mejor programa de monitoreo del campo de viento troposférico sobre la región intertropical de las Américas. Para esto hemos diseñado una red de observaciones que no es muy costosa y que provee valiosos diagnósticos sobre las características principales del campo de viento sobre la región. Para que estas observaciones sean útiles para el monitoreo de las variaciones del clima en la región, esperamos poder mantenerlas hasta 1998, e idealmente en forma indefinida. Esto es necesario ya que no se pueden comparar las observaciones de este año con ningún otro año para determinar la magnitud de la variabilidad interanual, ya que en el pasado no se han hecho observaciones similares en la mayoría de las estaciones.

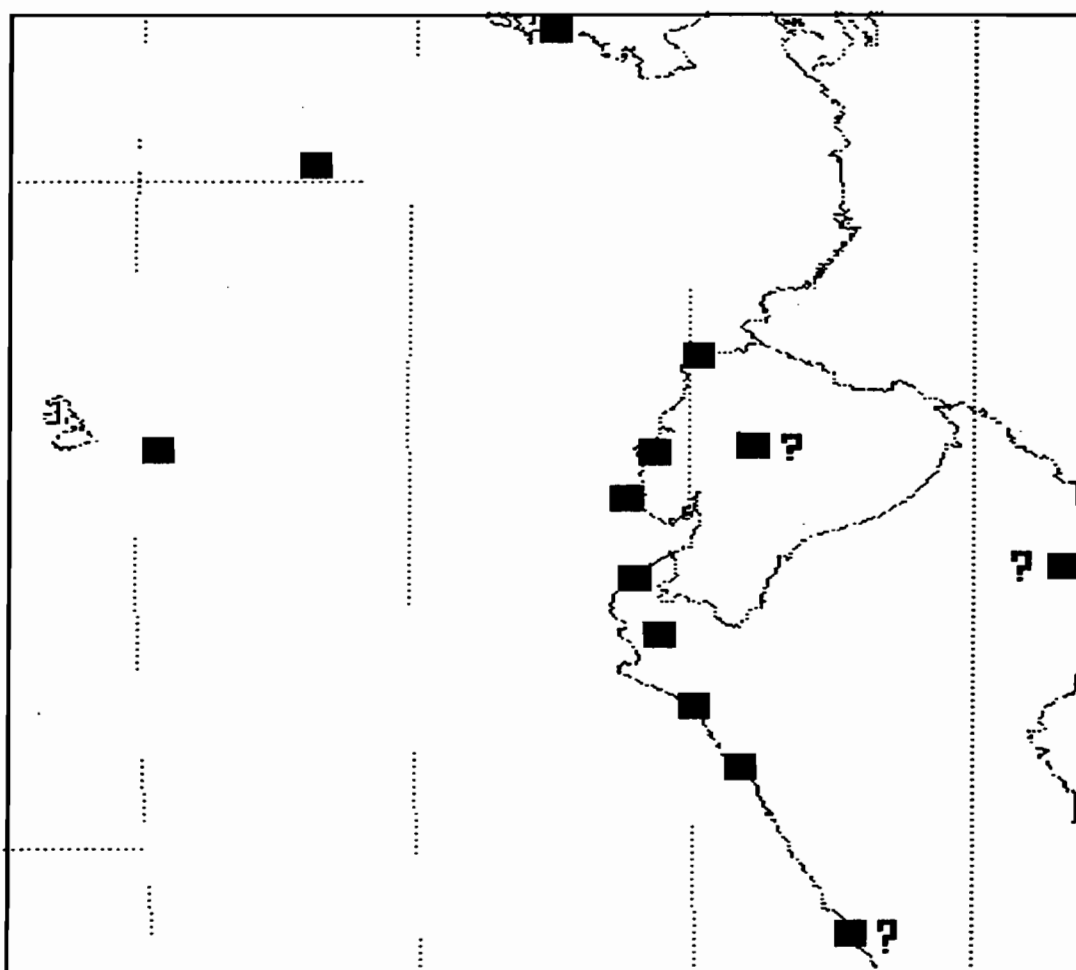


Figura 7.- Estaciones de globo piloto que se espera estén operando durante el actual evento de El Niño. Los signos de interrogación indican sitios que serían útiles pero que no sabemos si podrán operar durante este evento.

Para poder mantener esta red operando (con algunas modificaciones) deseamos poder estimular el interés de todos los servicios meteorológicos en la región, al igual que

la participación de la comunidad científica. Hasta la fecha el proyecto ha tenido éxito parcial en estos dos aspectos, sin embargo, continuamos buscando apoyo financiero para poder continuar con la operación de la red. Para mantener la red actual (10 estaciones haciendo un sondeo diario) se requieren aproximadamente \$100,000 US al año. Estos costos incluyen: Globos y gas ~\$35,000, salarios ~\$40,000, misceláneos/envío de equipo ~\$25,000. De manera que el costo por país sería entre \$10,000 y \$20,000 si se dividieran los gastos entre los participantes. Desafortunadamente, en la actualidad no sabemos si tendremos éxito en encontrar esta modesta cantidad para poder continuar con esta red de observaciones más allá del año 1998.

Cualquier ayuda proveniente de sectores que buscan mejorar las actividades del pronóstico del tiempo en la región serán bienvenidas! (especialmente requerimos ayuda con el establecimiento de la red de pluviómetros que se planea establecer en Diciembre de este año; favor de contactarse con el Dr. José Luis Santos).

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a todos los observadores y organizadores de estas actividades en los países participantes. En especial agradecemos el apoyo que INAMHI ha brindado al proyecto. Una lista completa de los participantes y respectivos agradecimientos se puede ver en el homepage del proyecto PACS-SONET en:

<http://www.nssl.noaa.gov/projects/pacs/p-sspan.html>

BIBLIOGRAFIA

- GAGE, K. S., y G.C. REID (1987). Longitudinal Variations in Tropical Tropopause Properties in Relation to Tropical Convection and El Niño-Southern Oscillation Events. *J. Geophys. Res.*, Vol 92, No C13, 14,197-14,203.
- GOLDBERG, R.A. y G. TISNADO M. (1987). Characteristics of extreme rainfall events in northwestern Peru during the 1982-1983 El Niño period. *J. Geophys. Res.*, Vol 92, 14,225-14,241.
- HOREL, J. D. y A. G. CORNEJO-GARRIDO (1986). Convection along the coast of northern Peru during 1983: Spatial and Temporal variations of clouds and rainfall. *Mon. Wea. Rev.* Vol 114, 2091-2105.
- OORT, A.H. y J.J. YIENGER (1996). Observed Interannual Variability in the Hadley Circulation and Its Connection to ENSO. *J. of Climate*. Vol. 9, No. 11, 2751-2767.

HOMOGENIZACION DE LA PLUVIOMETRIA-EVENTO ENSO

CARACTERIZACION, TIPOLOGIA Y ZONIFICACION DE LAS CONSECUENCIAS PLUVIOMETRICAS DE LOS ENSO EN LA COSTA ECUATORIANA

RESUMEN EXTENDIDO

Frédéric ROSSEL¹

Javier ROURA²

Rodrigo POMBOSA²

Raúl MEJÍA²

Gonzalo ONTANEDA²

Caracterización, zonificación y homogeneización del régimen de las precipitaciones en el Ecuador

Los recursos hídricos del Ecuador son extremadamente variables en el espacio y en el tiempo. Como en todos los países andinos, la irregularidad espacial es debida en gran parte a la presencia de relieves muy altos en la cordillera de los Andes que separan las zonas climáticas muy diferentes de la Amazonía y del Pacífico suroeste, (Pourrut 1994). La irregularidad en el clima es debida en parte a la proximidad del Océano Pacífico, donde se producen oscilaciones atmosféricas y oceánicas de varios meses a varios años de amplitud (El Niño Southern Oscillation o ENSO).

En el Ecuador, la pluviometría de las regiones costeras depende fuertemente de los desplazamientos meridionales de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y de la zona de encuentro entre la corriente marítima fría de Humbolt, que bordea las costas de América del Sur proveniente de las regiones sub-polares con la contracorriente ecuatorial, cálida proveniente del Golfo de Panamá llamada a veces corriente de El Niño (Figura 1).

Hemos analizado y homogeneizado las series de 210 pluviómetros repartidos en los 60.000 Km² de la zona costera ecuatoriana. Una zonificación efectuada en función de su sensibilidad al ENSO nos permitió reagrupar estos 210 pluviómetros en 13 zonas homogéneas (Rossel, et al, 1995), indicadas en la figura 4, aplicando la metodología del CLIMAN, (Le Goulven et Alemán, 1992), la misma que está fundamentada en la técnica del Vector Regional YBM, y que básicamente comprende 2 etapas principales, a saber: a) **Homogeneización**. Etapa en la cual se procede a depurar, criticar y calificar la calidad de los datos existentes, y b) **Regionalización**. Conformación de vectores representativos de zonas homogéneas de precipitación.

El clima de la zona costera ecuatoriana varía desde el semi-árido de la región de Salinas donde los totales medios anuales pueden disminuir hasta 200 mm., hasta el clima tropical húmedo de las zonas del norte, cerca de Colombia donde las lluvias medias pueden superar 4000 mm por año.

Definiciones de "El Niño" y "ENSO"

Las definiciones clásicas de "El Niño" se pueden sintetizar en: **Corriente de El Niño**. Es el flujo de agua cálida proveniente de Panamá que aparece en forma periódica a finales de cada año, cuya presencia es sensible en las costas del Ecuador y Perú. **Evento El Niño**. Es el calentamiento de las aguas de la superficie del mar sobre los valores normales, durante un período de por lo menos 4 meses; su presencia es notoria a lo largo de la línea ecuatorial en el Pacífico Tropical, siendo su ocurrencia aperiódica (2-12 años).

La definición del ENSO varía según los autores y las regiones del mundo; es así como la mayoría de los autores consideran de acuerdo con Wyrski (1975) al ENSO como una oscilación de varios meses de amplitud afectando al conjunto del Océano Pacífico intertropical.

¹ORSTOM BP 5045 34032 Montpellier-France Fax (0033) 4.67.54.71.06 Email rossel@mnet.fr

²INAMHI Iñaquito 700 y Corea Quito-Ecuador Fax (005932) 469-934 Email inamhi1@ecnet.ec

En una primera fase, vientos anormalmente fuertes empujan las aguas calientes de la superficie hacia el oeste. Cuando estos vientos se debilitan, se observa, por una especie de efecto de péndulo, una afluencia de agua anormalmente caliente cerca de las costas de América. Varios autores caracterizan por tanto, el fenómeno global (ENSO) o local (El Niño), en las cercanías de América del Sur, a partir de las anomalías de viento, de presión atmosférica o de temperatura de la superficie del mar (TSM).

La Influencia del ENSO en las precipitaciones varía en función de la zona geográfica analizada. Por definición esta influencia es positiva cuando se observa un exceso de precipitación de los años Niño y negativa en caso contrario (Aceituno y Garreaud, 1995, Ropelewski y Halpert, 1987). La figura 2 indica el signo de esta influencia para América del Sur. Esta influencia es fuertemente positiva en todas las zonas costeras del norte del Perú, del centro y sur del Ecuador, es decir en la estribación occidental de la Cordillera de los Andes. El signo de esta relación se invierte 500 Km más al norte, a partir del centro-sur de Colombia hacia el Caribe. Parece que la influencia del ENSO es ligeramente negativa en la estribación oriental de la Cordillera. El Ecuador se sitúa entonces al mismo tiempo, en una de las regiones del mundo donde la influencia del ENSO es más fuerte y cerca de dos regiones donde la señal de esta relación se invierte.

Los índices generales más clásicos son el Índice de la Oscilación del Sur (IOS), que es la diferencia de presión entre la isla de Tahití y Darwin (Australia), como también diversos índices representando las anomalías de la TSM en los bloques Niño 1+2, Niño 3, Niño 4 (figura 3).

Otros autores como Francou y Pizarro (1985) o Caviedes y Waylen (1987) caracterizan e identifican el ENSO por sus consecuencias locales como por ejemplo: la aparición de una sequía, de inundaciones o de malas cosechas.

Todos estos índices evidentemente no siempre concuerdan. Hemos buscado cual es el índice que explica mejor las anomalías del clima ecuatoriano. Para ésto, utilizamos los valores de las anomalías de viento y la TSM reunidos por Da Silva et al(1995) cerca de la costa ecuatoriana (en la zona Niño 1+2). Estas zonas, de uno o de cinco grados cuadrados constan en la figura 4 y fueron bautizadas con letras desde la A a la P.

Caracterización y zonificación de la influencia de El Niño sobre las precipitaciones en el Ecuador

Los años ENSO o Niño, la intensificación de la corriente cálida, el descenso en profundidad de la termoclina y el debilitamiento de los Alisios, ocasionan una elevación de la TSM del Pacífico oriental de 1 o 2° C y hasta cerca de 5°C, en el transcurso de los eventos excepcionales de 1983 y posiblemente de 1997. Este calentamiento e intensificación de los desplazamientos hacia el Sur de la ZCIT pueden provocar precipitaciones excepcionales dos o tres veces más fuertes que los años no-Niño. El Niño más fuerte observado en el transcurso de este siglo tuvo lugar en 1983 y provocó un aumento de las precipitaciones con un factor multiplicado de 3 a 30 según las regiones (Nouvelot y Pourrut 1984, 1994; Rossel y et al 1996). En aquel año hubieron 600 muertos en el Sur del Ecuador y en el Norte del Perú. El PIB del Ecuador disminuyó considerablemente.

Estación	Años "no-Niño"	Años "Niño" menos 1983	Año 1983	Media 1964 - 93	Coefficiente de variación (1964-93)
Salinas	80	210	2800	200	1,08
Portoviejo	360	660	1970	470	0,72
Guayaquil	750	1650	4560	1060	0,76
La Concordia	2840	4070	7140	3230	0,31

Medias anuales de precipitación en milímetros y coeficientes de variación de cuatro estaciones meteorológicas de la zona costera

La figura 5 indica las anomalías medias de precipitación, de viento y de TSM de los años Niño del periodo 1964-1993. Todos estos datos están expresados en Valores Centrados Reducidos o Tipificados (VCR). Esta figura muestra la media de los 8 años Niño de 1965, 69, 72, 73, 76, 83, 87 y 92.

Cabe resaltar que la situación en cada uno de estos eventos ha podido ser notablemente diferente de esta media; sin embargo, se puede observar que los años Niño corresponden a excedentes de precipitaciones medias variando entre 0,5 y 1 de desviación estándar. Estos excedentes son más fuertes al Sur que al

Norte. La anomalía de la TSM, está también comprendida entre 0,5 y 1 de desviación estándar y más fuerte al Sur que al Norte. La anomalía de viento está dirigida hacia el Este y tiende por tanto a llevar las masas de aire oceánicas cálidas y húmedas (y las nubes) hacia la costa y la Cordillera de los Andes, acentuando así las precipitaciones.

La figura 6 indica los límites de la influencia del ENSO que hemos podido trazar analizando los ocho eventos El Niño del período 1964-1993. Esta delimitación que no había sido trazada con precisión en el Ecuador, resalta en límites compatibles con los equivalentes trazados en el Perú y en Colombia.

BIBLIOGRAFIA

- ACEITUNO P. & GARREAU R. 1995. *Impacto de los fenómenos el Niño y la Niña en regímenes fluviométricos andinos*. Revista de la sociedad chilena de ingeniería hidráulica, 33-43
- CAVIEDES C.N. & WAYLEN P.R. 1987. *El Niño y crecidas anuales en los ríos del norte del Perú*. Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines, 16, 1-2, 1-19.
- DA SILVA A., YOUNG C., LEVITUS S. 1995. Atlas of surface marine data, Volume 2: Anomalies of directly observed quantities. NOAA Atlas NESDIS 7, US Department of Commerce, NOAA, NESDIS.
- FRANCOU B. & PIZARRO L. 1985. *El Niño y la sequía en los altos Andes centrales (Perú y Bolivia)*. Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines, 14, 1-2, 1-18.
- LE GOULVEN P. & ALEMAN M. 1992. *Régionalisation Climatique (pluie et ETP) dans les Andes équatoriennes, méthodologie, résultats et application*. In Régionalisation en hydrologie, Application au développement, 8^e Journées hydrologiques de l'ORSTOM, 59-83.
- NOUVELOT J.F. & POURRUT P. 1994. *Anomalies et phénomènes climatiques extrêmes*. In l'eau en Equateur, principaux acquis en hydroclimatologie. ORSTOM éditions, 87-98.
- NOUVELOT J.F. & POURRUT P. 1984. *El Niño, phénomène océanique et atmosphérique. Importance en 1982-1983 et impact sur le littoral équatorien*. Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., 21, 1, 39-65.
- POURRUT P. 1994 *Climats de l'Equateur*. In l'eau en Equateur, principaux acquis en hydroclimatologie. ORSTOM éditions, p.30-42.
- ROSSEL F., SEMIOND H., CLAIRET S. 1995. *Régionalisation de la pluviométrie annuelle de l'Equateur pour l'étude de l'impact de l'ENSO sur les régimes pluviométriques*. ORSTOM - INAMHI, 56 p
- ROPELEWSKI C.F. & HALPERT M.S. 1987. *Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation*. Monthly Weather Review, 115, 1606-1626.
- ROSSEL F., GOMEZ G., CADIER E., SEMIOND H. 1996. *Las inundaciones en la zona costera ecuatoriana: causas, obras de protección existentes y previstas*, 23p Serie INSEQ N° 5 - Quito-Ecuador
- WYRTKI, K. 1975. *El Niño: the dynamic response of the equatorial Pacific ocean to atmospheric forcing*. J. Phys. Oceanogr. 5, 572-584.

Fig. 1: Situación del Ecuador en América del Sur

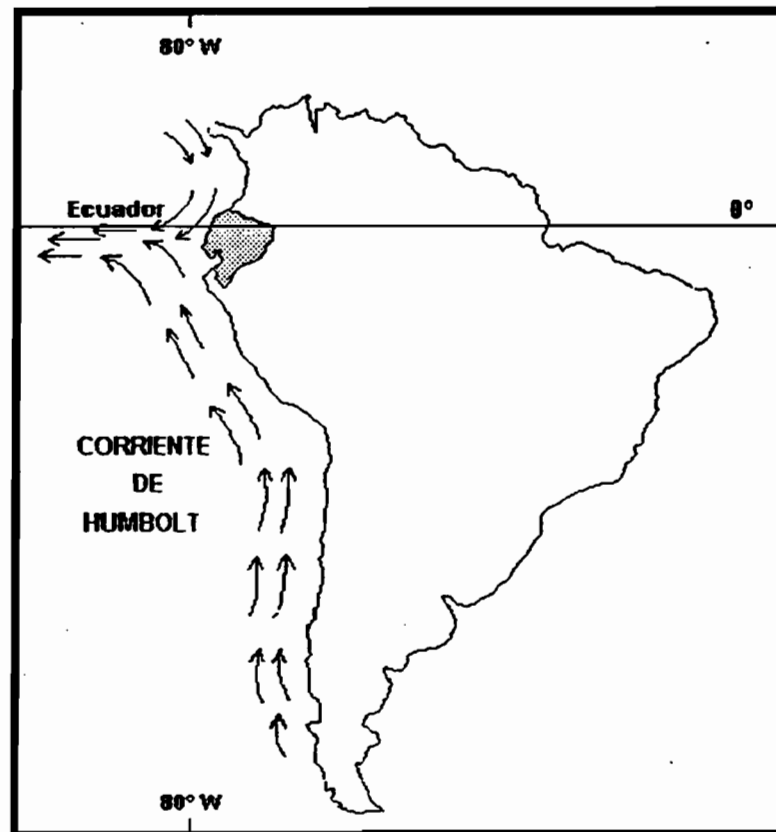


Fig. 2: Anomalías de precipitaciones provocadas por el ENSO en América del Sur

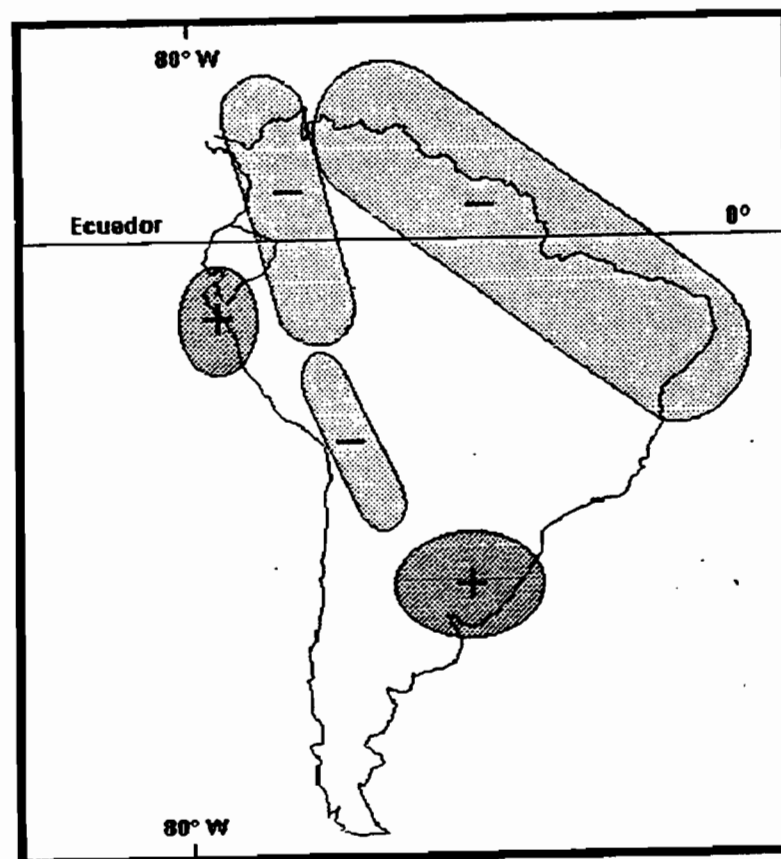


Fig. 3 Localización de los bloques de medición de temperatura superficial del mar (TSM)

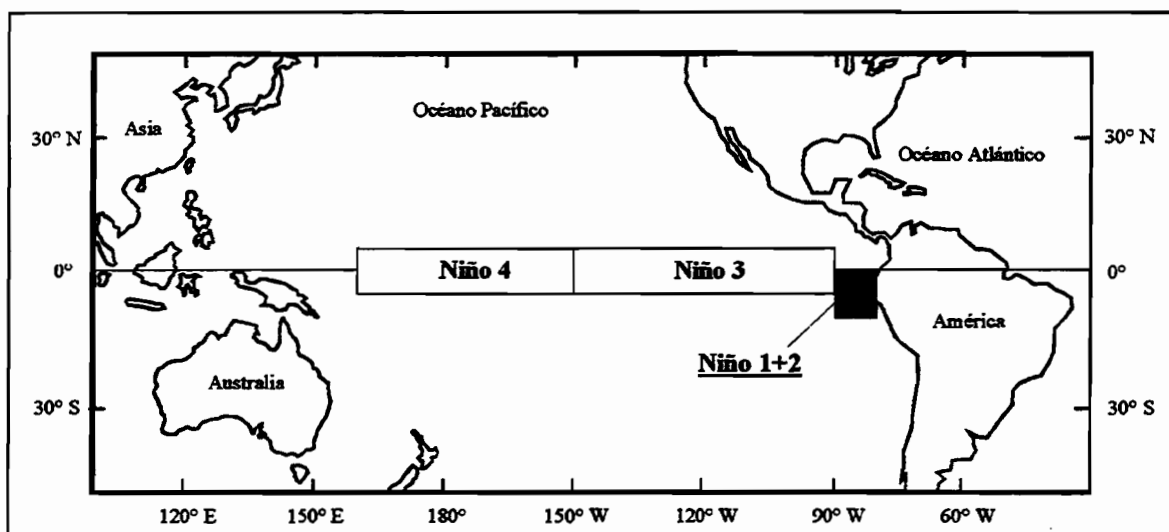


Fig. 4 Situación de las zonas (A a P) de medida de TSM, de viento y de zonas pluviométricas (1 a 13)

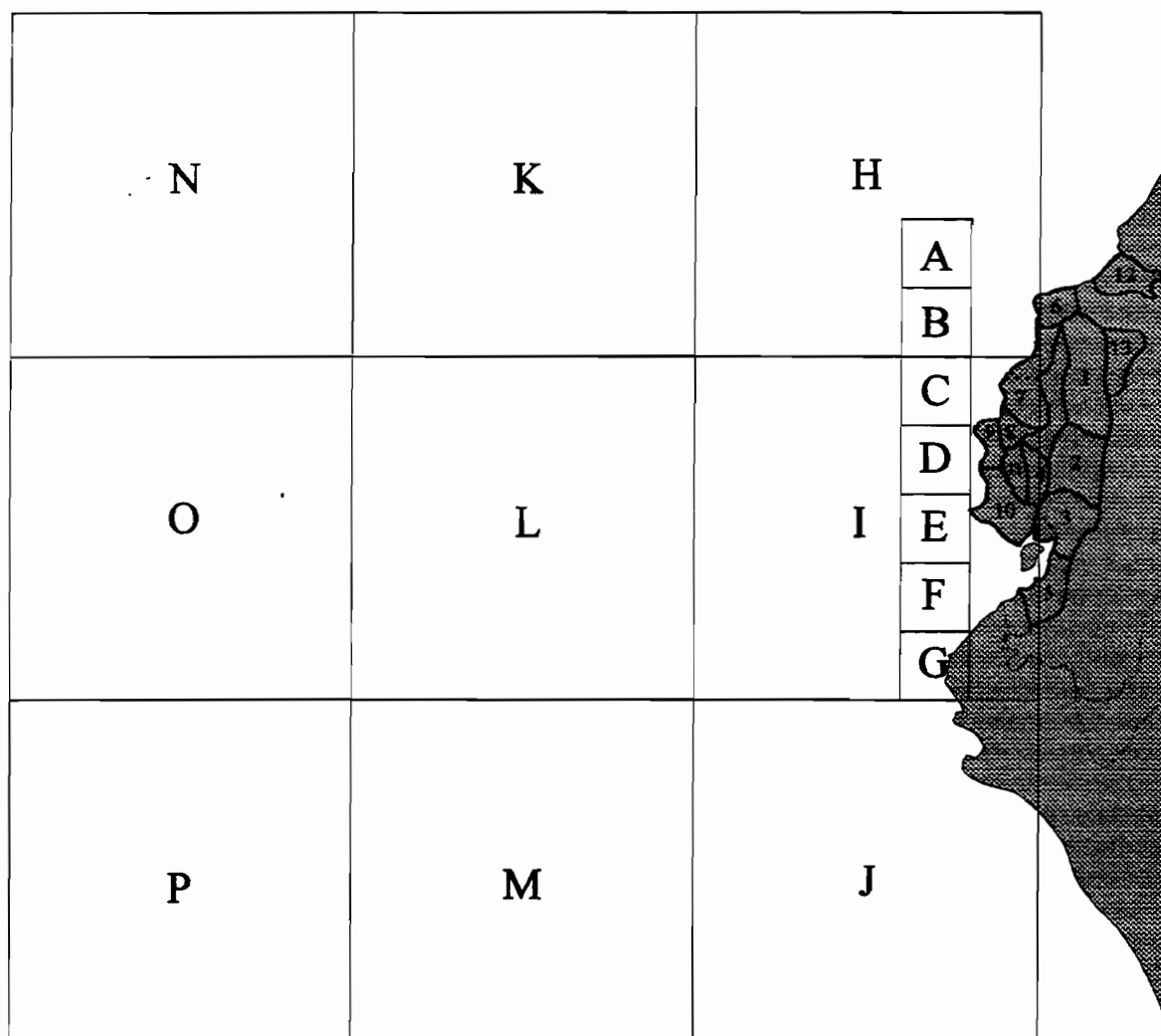


Fig. 5 Anomalías estacionales de precipitación de TSM y de viento en los años Niño

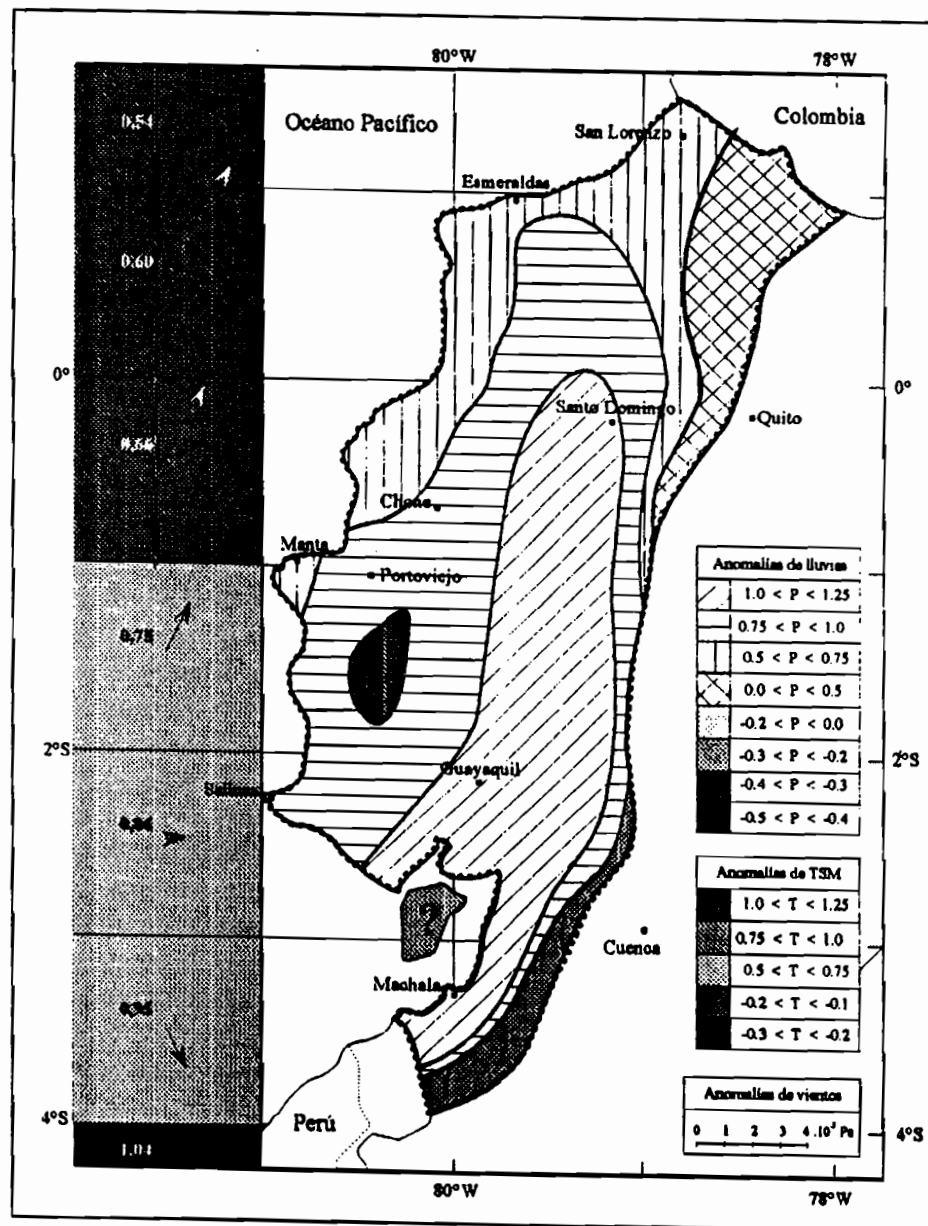
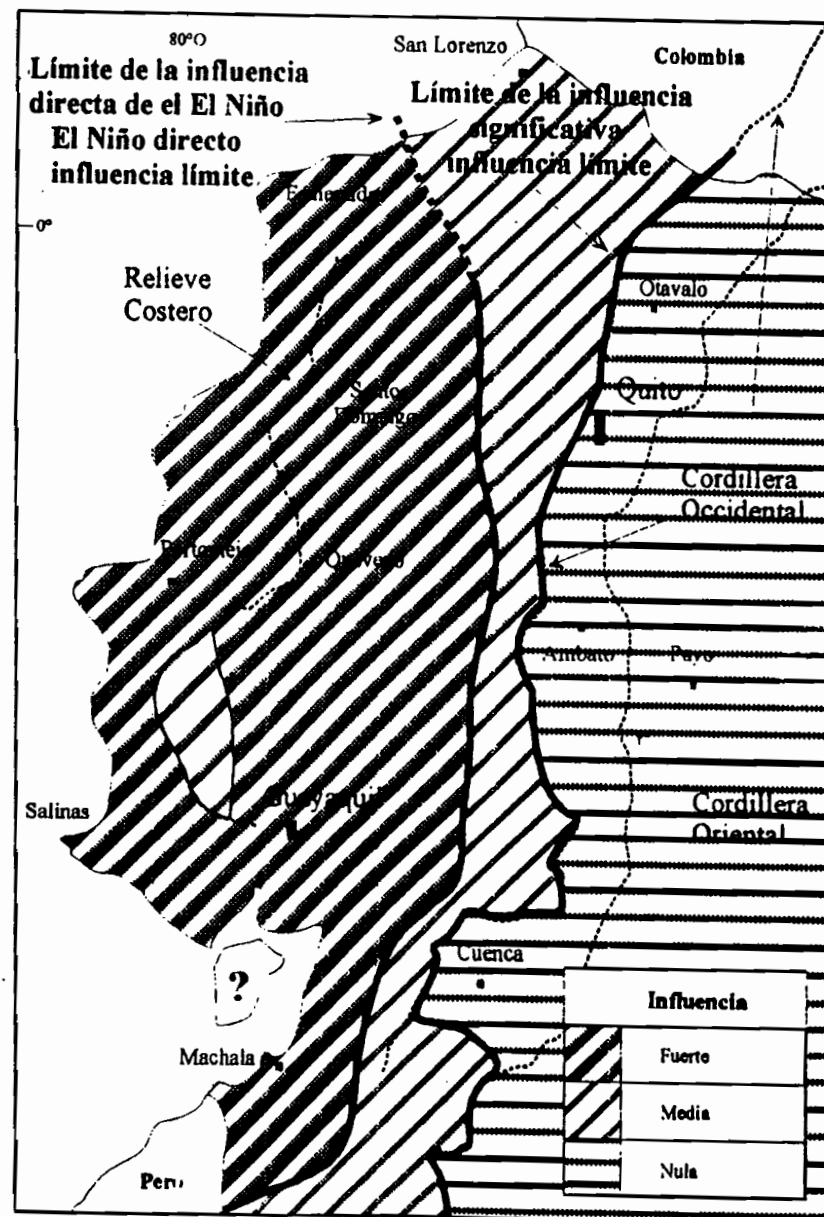


Fig. 6 Límites de la Influencia del ENSO en Ecuador





**ARMADA DEL ECUADOR
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO
Guayaquil**

RESUMEN

Por: Paola Almeida Guerra

REGIONALIZACION DEL ECUADOR BASADOS EN LOS EFECTOS DE EL NIÑO

Actualmente existen nuevas técnicas con las cuales se puede pronosticar un evento El Niño (ENOS), entre estas tenemos el seguimiento de las condiciones oceano-atmosféricas mediante sensores remotos. Estos han facilitado enormemente la obtención de información en cualquier parte del mundo, la cual puede ser analizada, incluso sin siquiera haber hecho contacto físico con el lugar. A esto se suma el hecho de la obtención e intercambio de información en tiempo casi real por medio de la red INTERNET.

Aún no se conoce a ciencia cierta cuales son las causas y origen de un evento ENOS, pero si se conoce cuales son las consecuencias y efectos del mismo. Es por esto que existe un gran interés por parte de toda la comunidad de saber algo más sobre este evento y conocer que mecanismos resultan útiles para su pronóstico, a fin de evitar catástrofes.

Como complemento a esta información realizaremos una regionalización preliminar del Ecuador, mediante la selección de las principales estaciones meteorológicas existentes en el país, de las cuales hemos extraído los datos pertenecientes a una serie de precipitación de aproximadamente 50 años. Haremos un análisis de la relación existente entre los valores pluviométricos y la ocurrencia de ciertas anomalías como El Niño y La Niña y señalaremos las características principales de cada uno de estos y además que factores influyen sobre los efectos de estas anomalías dependiendo de la región (Costa, Sierra y Oriente) y cual es el patrón de comportamiento para cada una de éstas, haciendo énfasis sobre las diferentes manifestaciones los motivos por los cuales cada región tiene características y respuestas diversas ante un mismo evento. Hemos basado estas comparaciones en diagramas ombrotérmicos y gráficos comparativos de El Niño y La Niña para las provincias más representativas de las regiones del Ecuador con una serie de datos tanto de temperatura y precipitación de 50 años

RELACION ENTRE LAS ANOMALIAS DE ENSO Y LAS ANOMALIAS PLUVIOMETRICAS. SE PUEDEN HACER PREVISIONES?

RESUMEN EXTENDIDO

Frédéric ROSSEL¹

Eric CADIER²

Factores explicativos de las anomalías pluviométricas.

Buscamos en primer lugar, explicar las anomalías pluviométricas por aquellas de la TSM. Obtuvimos las mejores correlaciones con los índices Niño 1+2 y Ship 1, que corresponden a zonas cercanas a las costas ecuatorianas (Cadier et al, 1995).

Región del Pacífico	Índice Utilizado	Correlación con los índices pluviométricos		
		Próximo los Andes	Próximo del	Guayaquil
Este (Niño)	Niño1+2	0,82	0,77	0,70
Este (Niño)	Ship1	0,84	0,79	0,72
Centro (ENSO)	Niño3	0,53	0,51	0,46
Global (ENSO)	SOI	-0,15	-0,10	-0,13
Oeste (ENSO)	Niño4	-0,11	-0,14	-0,08
Oeste (ENSO)	Ship6	-0,01	-0,07	-0,01

Coefficientes de correlación lineal entre los valores mensuales de cinco índices de TSM del Pacífico tropical y el SOI con tres índices pluviométricos de las regiones costeras del Ecuador sobre los periodos 1964-93 para Niño 1+2, Ship 1, SOI y Ship 6 y 1970-93 para Niño 3 y Niño 4.

La Figura 1 indica la relación entre las anomalías de la TSM y de las precipitaciones en la zona pluviométrica N° 4 (figura 2) situada al pie de la cordillera. Ahí se observa que todas las anomalías de TSM del bloque Niño 1+2 superiores a una desviación estandar provocaron precipitaciones sobre la normal. En promedio, un grado de elevación de la TSM provoca un crecimiento de precipitación de 80 mm en una zona cuya pluviometría anual es de 1500 mm (Rossel et al, 1996). Se observa por el contrario algunas precipitaciones mensuales excedentarias que sobrevienen mientras que la TSM es normal o inferior a la normal. Esto nos muestra que la TSM no es el único factor que explica las anomalías pluviométricas.

La figura 3 indica el modelo final regional explicativo ajustado en el conjunto de los meses de la estación de lluvias.

$$P = 0,6Te - 0,3Yc.$$

Este modelo utiliza siempre a la TSM, de la zona E (Te), pero también al viento meridional de la zona C (Yc) y permite explicar todas las anomalías pluviométricas con un coeficiente de correlación R próximo de 0,7. Este valor es aceptable cuando se lo compara a los trabajos análogos efectuados en otras partes del mundo. (Whetton y al 1990; Simpson y al 1993).

¹ORSTOM BP 5045 34032 Montpellier-France Fax (0033) 4.67.54.71.06 Email rossel@mnet.fr

²ORSTOM Apartado 1711-6596 Quito-Ecuador Fax (005932) 569-396 Email cadier@pi.pro.ec

Tentativa de previsión de las anomalías pluviométricas

La figura 4 indica dos ensayos de previsiones y sus validaciones correspondientes a los meses de marzo y abril, en el corazón y en el final de la estación de lluvias.

Los coeficientes de correlación son también del orden de 0,7, lo que es aceptable en relación a trabajos análogos (Hastenrath 1987, 1988, 1990 ; Simpson et al, 1993). La validación se efectúa, también, de manera satisfactoria.

Este modelo de previsión permite calcular las precipitaciones del mes $n+1$ en función de:

- Un primer factor en función de la pluviometría observada el mes n en una zona pluviométrica situada en general más al norte que la zona escogida. Esto está en relación al hecho de que las precipitaciones más fuertes suceden cuando la ZCIT, que viene del norte, llega al Ecuador. Esta relación (o dependencia), entre el exceso de pluviometría de meses consecutivos, traduce la persistencia de las anomalías pluviométricas ligadas al ENSO, fenómeno que se extiende a varios meses. Hastenrath (1990) igualmente, había propuesto un modelo de previsión haciendo intervenir las precipitaciones anteriores para el Nordeste de Brasil.
- Un segundo factor en función de las condiciones climáticas o del estado del océano del mes n , es decir las anomalías de viento (X o Y) o de TSM.

Discusión

Los ensayos de previsión de las anomalías pluviométricas mensuales, por índices conocidos relacionados al ENSO, permiten elaborar modelos cuya precisión es comparable a las mejores tentativas del mismo género efectuadas en otras regiones del mundo.

El modelo de previsión local, que proponemos, está adaptado para el caso específico del Ecuador. Presenta un interés práctico evidente y permite prever con un coeficiente de correlación del orden de 0,7 las anomalías pluviométricas de los meses de la estación de lluvias de la zona costera ecuatoriana, utilizando para ésto únicamente los datos disponibles en tiempo real.

Estas previsiones, que se las puede efectuar con un mes de anticipación, deberán ser complementadas, de una parte, con las previsiones meteorológicas sinópticas clásicas, que permiten prever lo que sucederá con algunos días de anticipación. Por otra parte, los resultados de los modelos de circulación atmosférica y oceánica que permiten ahora simular, a escala del planeta, la evolución de fenómenos como el ENSO con varios meses de anticipación.

Señalamos finalmente que en la zona costera ecuatoriana, así como en otras zonas del país, se observan variaciones preocupantes del clima y de los recursos hídricos a mediano o largo plazo, que se traducen por un decrecimiento de las precipitaciones que podrían llegar al 20% en los últimos cincuenta años, mientras que las temperaturas medias anuales se elevarían alrededor de 1°C (Mejía y Cáceres, 1997). No se conoce aún la reversibilidad de estas tendencias.

BIBLIOGRAFIA

- CADIER, E., ROSSEL, F., GOMEZ, G. 1995. *Se puede prever las anomalías climáticas en la Costa Ecuatoriana ?* XI Simposio Brasileiro de Hidrologia e Recursos Hidricos, Recife, Brasil. Vol 1, 57-62
- ROSSEL F., GOMEZ G., CADIER E., SEMIOND H. 1996. *Las inundaciones en la zona costera ecuatoriana: causas, obras de protección existentes y previstas*, 23p Serie INSEQ N° 5 - Quito-Ecuador
- HASTENRATH S. 1987. *Predictability of Java monsoon rainfall anomalies: A case study*. J. Climate Appl. Meteor., 26, 133-141.
- HASTENRATH S. 1988 *Prediction of India monsoon rainfall: Further exploration*. J. Climate, 1, 298-304.
- HASTENRATH S. 1990. *Prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies*. Journal of Climate, 3, 893-904.
- MEJIA R. & CACERES L. 1997 *Evidencias del Cambio Climático en el Ecuador*. Día Meteorológico Mundial, INAMHI, Quito, Ecuador
- SIMPSON H.J., CANE M.A., HERCZEG A.L., ZEBIAK S.E. & SIMPSON J.H. 1993. *Annual river discharge in southeastern Australia related to El Niño-Southern Oscillation forecasts of sea surface temperatures*. Water Resources Research, 29, 11, 3671-3680.
- WHETTON P., ADAMSON D., WILLIAMS M. 1990. *Rainfall and river flow variability in Africa, Australia and East-Asia linked to El Niño-Southern Oscillation events*. Geol. Soc. Aust. Symp. Proc., 1, 71-82.

Fig. 1: Se puede tener precipitaciones excedentarias, sin que haya un calentamiento del océano

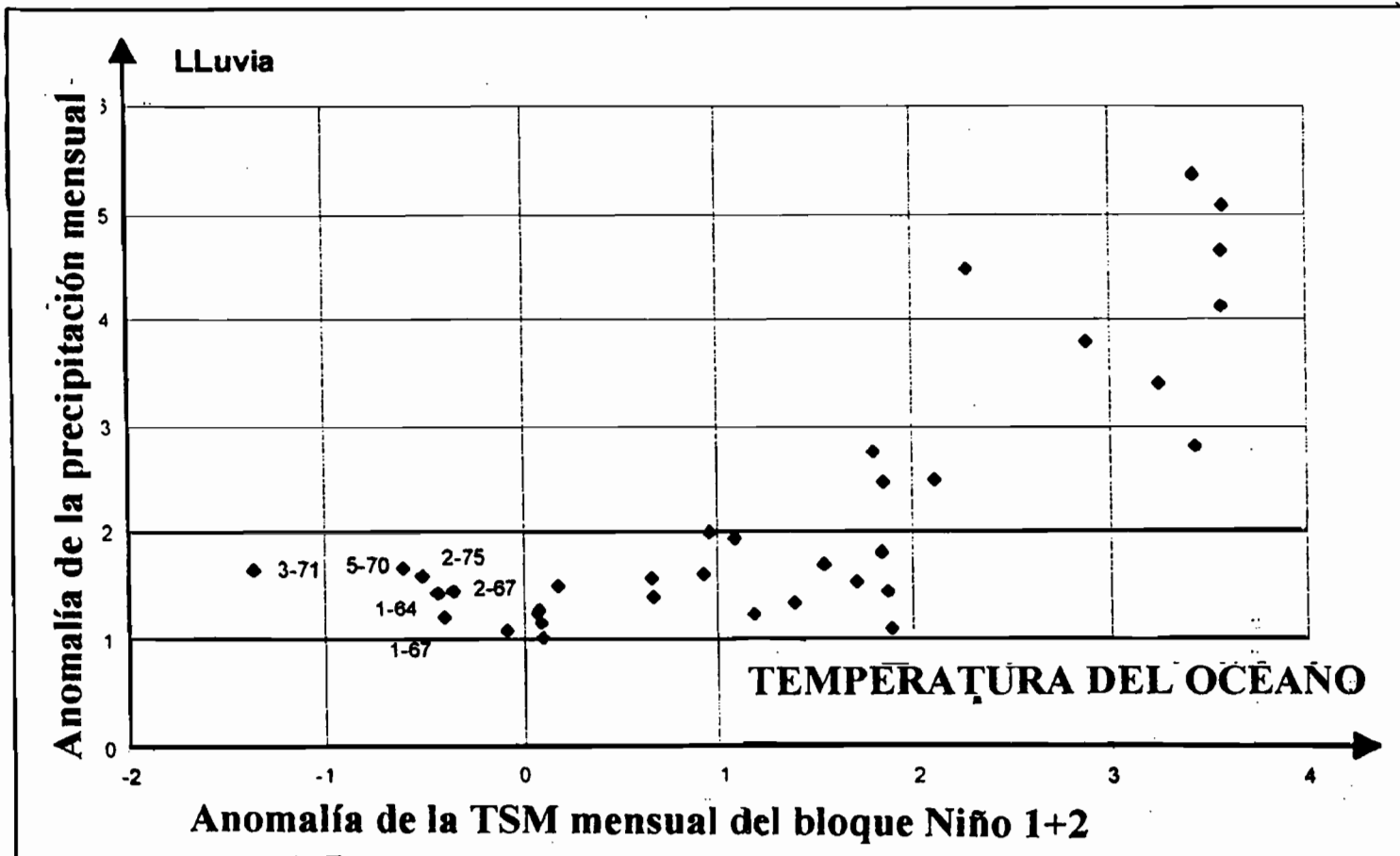
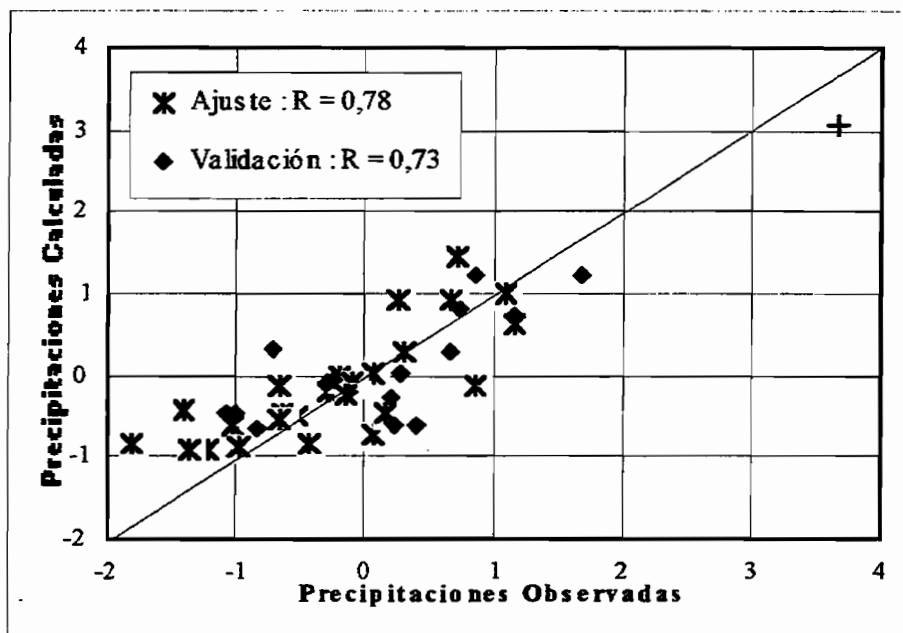


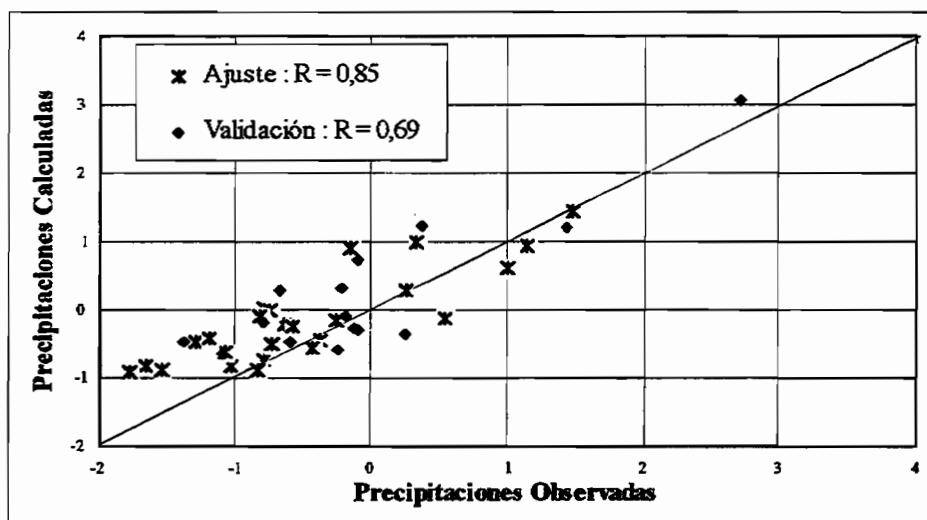
Fig. 2 Explicación de las anomalías pluviométricas estacionales

Modelo Regional

$$P = 0,60 T_e - 0,30 Y_c$$

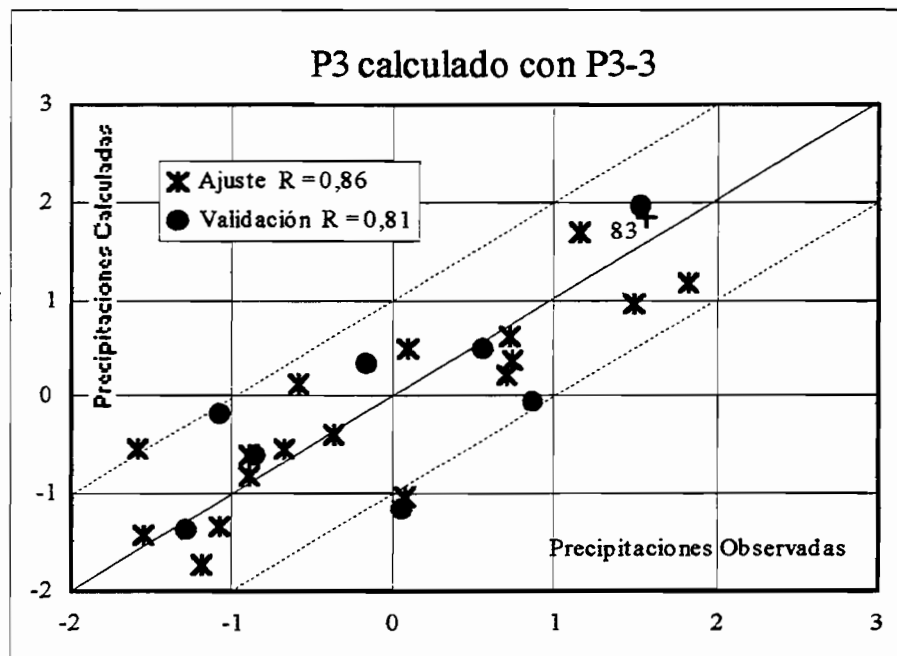


Estación de PICHILINGUE



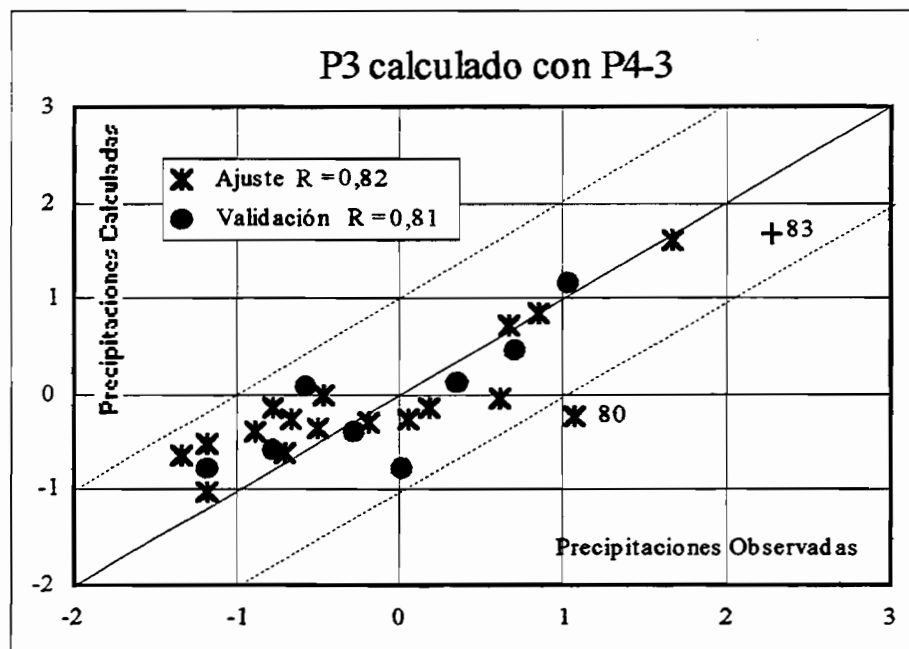
Estación de MILAGRO

Fig. 3 Previsión de las anomalías mensuales de precipitación de la zona de Guayaquil



Precipitaciones del mes de marzo explicadas por el mes de febrero

$$P_{\text{Guayaquil}} = 0.88 \cdot P_{\text{Esmeraldas}} + 0.62 \cdot Y_c - 0.22$$



Precipitaciones del mes de abril explicadas por el mes de marzo

$$P_{\text{Guayaquil}} = 0.59 \cdot T_{\text{Niño 1+2}} + 0.28 P_{\text{Paján}} - 0.19$$

SISTEMA DE PREVISION SINOPTICA EN EL ECUADOR

Ing. Humberto Enriquez (INAMHI)

Met. Antonio Rodríguez (INAMHI)

El Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología, dispone de una red de estaciones meteorológicas las mismas que se clasifican en: Agrometeorológicas; Climatológicas; Pluviográficas y Puviométricas, que sirven para el monitoreo del evento “El Niño”, especialmente aquellas estaciones localizadas en la región litoral e insular de nuestro país.

El Departamento de Sinóptica es la unidad técnica encargada de recibir toda la información meteorológica en tiempo real mediante radiofonía como datos absolutos, para luego realizar su decodificación, depuración y ploteo de esta información meteorológica. Todas éstas labores se lo realizan en la sección de comunicaciones y en un ambiente automatizado

El INAMHI dispone de una estación en San Cristóbal Galápagos la misma que además de realizar las observaciones meteorológicas en superficie, dispone de un Radiosonda para realizar el monitoreo de la atmósfera superior proporcionando información de presión atmosférica, temperatura del aire y fuerza y dirección del viento en los diferentes niveles troposféricos significativos, así como también se cuenta con un perfilador de viento con un sistema Dúplex.

Cabe destacar la participación del INAMHI en los cruceros oceanográficos que lo realiza el Instituto Oceanográfico de la Armada, dos veces al año y en casos especiales si así lo amerita.

La sección de Análisis y Pronóstico realiza el monitoreo de los diferentes sistemas meteorológicos que están actuando sobre el país mediante el uso de imágenes de satélite, utilización de cartas de presión atmosférica, variación de presión, temperatura etc. en tiempo real, obtención y análisis de productos elaborados de los Centros Mundiales y Regionales Meteorológicos a través de sistemas de transmisión satelital, en definitiva analizando el comportamiento espacio-temporal de las condiciones de los diferentes parámetros meteorológicos.

En cuanto al evento “El Niño” se trabaja con modelos emitidos por la comunidad científica internacional, los mismos que tienden a prever las condiciones de la temperatura de la superficie del mar en el Océano Pacífico Tropical especialmente, manteniendo una estrecha relación técnica y siendo miembro de la Comisión Semipermanente del Pacífico Sur (CPPS), como también ante el Comité Nacional del Fenómeno de “El Niño”.

Seminario Internacional «Consecuencias Climáticas e Hidrológicas del Evento de El Niño Oscilación del Sur (ENSO) a Escala Regional y Local»

"PREVISION Y MANEJO DE LOS ESCURRIMIENTOS EN TIEMPO REAL"

Red Hidrometeorológica Unificada de la cuenca del río Paute

Dr. Pedro Basabe. Ing. Fernando García, Dr. Ali Neumann. Ing. Lenin Álvarez, Agosto 97

Ante la necesidad de contar con series completas de datos hidrometeorológicos para realizar el adecuado manejo hídrico de la región, el proyecto PRECUPA de cooperación entre el Cuerpo Suizo de Socorro e instituciones ecuatorianas en el campo de la prevención de desastres puso en servicio la red básica y unificada de monitoreo hidrometeorológico automático de la cuenca del río Paute que registrará datos continuos a tiempo real útiles también para el sistema de prevención y mitigación de crecidas e inundaciones.

Inicialmente fue necesario el inventario de las estaciones existentes, la mayoría en desuso, y de las necesidades de cada institución. Se diseñó entonces la red unificada para toda la cuenca del Paute en base a modelos matemáticos sobre la distribución de lluvias.

La necesidad de monitorear las lluvias y los niveles de los ríos a tiempo real, llevó a considerar varios tipos de transmisión satelital y radio. Estudiando sus beneficios e inconvenientes se decidió la transmisión VHF que nos permite independencia en el uso, fácil mantenimiento y gestión óptima de datos a tiempo real con variación posible e inmediata de frecuencia de transmisión y definición de umbrales de alerta adaptables según modelos hidrológicos.

Una serie de estudios de radio propagación, visitas de campo, acceso y seguridad completaron los aspectos hidrometeorológicos de la red de servicio interinstitucional.

Finalmente se adquirió el equipo sensor y de transmisión, fabricados para nuestras condiciones atmosféricas y técnicas. Paralelamente se efectuó la obra civil de cada estación y la instalación.

La red consiste en 16 estaciones automáticas, 3 repetidoras y la estación central con sistemas de medidas, alerta y alarma distribuidas en seis subcuencas cubriendo 3600 km. Cinco estaciones pluviográficas ubicadas en las cabeceras de las cuencas permitirán medir las lluvias en estas zonas de alta pluviosidad. En las partes medias de las subcuencas se tienen cuatro estaciones mixtas con pluviógrafos y limnógrafos, los datos de estos últimos de sobrepasar un umbral límite transmitirá inmediatamente la alerta de crecidas/inundaciones. Entonces se correrán automáticamente modelos matemáticos previamente calibrados y en caso de confirmación de la crecida se difunde automáticamente la alarma a la Defensa Civil y autoridades que deberán a su vez indicar a la población.

La red se completa con siete limnógrafos automáticos ubicados a las salidas de las cuencas que nos permitirán completar las medidas continuas necesarias para el manejo hídrico de cada subcuencas con la calibración de modelos hidrológicos e hidráulicos

Todas estas estaciones cuentan con un sistema autónomo de transmisión, alimentación y recarga garantizando el buen funcionamiento.

Un grupo de trabajo interinstitucional, profesional y capacitado efectúa el manejo, mantenimiento, la adquisición y tratamiento de datos, así como la difusión. Se propende de esta manera a la sustentabilidad de la red.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA E HIDROLOGIA

DIRECCION DE INFORMATICA

Ms.Sc. Diego del Alcázar León

INAMHI-ECUADOR

ABSTRACTO

MODELIZACION HIDROLOGICA MEDIANTE HERRAMIENTAS DE INTELIGENCIA ARTIFICIAL

CONCEPTOS INICIALES

En este trabajo me propongo demostrar la validez de la aplicación de herramientas pertenecientes a la Inteligencia Artificial para la Modelización de Cuencas Hidrográficas. Como ejercicio práctico se aplicarán estos métodos a la subcuenca de la Cuenca del Río Paute que tiene cuatro estaciones pluviométricas. y la estación de control hidrométrico .

De las múltiples herramientas disponibles en inteligencia artificial, se ha seleccionado la modelización mediante Redes Neuronales, como una de las aplicables, sin desechar las otras alternativas de aplicación, en una etapa posterior del estudio, como son :

- Sistemas Expertos
- Algoritmos Genéticos
- Lógica Difusa

MODELO HIDROLOGICO

Clasificación de los Modelos Hidrológicos

Los Modelos Hidrológicos pueden dividirse en dos categorías:

- Modelos Físicos
- Modelos Abstractos

Los primeros incluyen modelos a escala que representan al sistema a una escala reducida. tal es el modelo hidráulico del vertedero de una presa.

Los modelos abstractos representan el sistema en forma matemática la operación del sistema se describe mediante un conjunto de ecuaciones que relacionan las variables de entrada-salida. Estas

variables pueden ser funciones del espacio y del tiempo. También pueden ser variables probabilísticas y aleatorias que no tienen un valor fijo en un punto particular del espacio y del tiempo.

REDES NEURONALES

QUE ES COMPUTACION NEURONAL

El cerebro humano es la máquina más compleja de computación conocida por el hombre. La capacidad del cerebro humano de pensar, recordar y la posibilidad de resolver problemas ha inspirado a un numeroso tipo de científicos para modelar el comportamiento del cerebro mediante computadores. Un grupo de científicos ha creído que la solución es crear un modelo que se parezca funcionalmente con el cerebro de una manera muy simplificada.

MODELO DE BACK PROPAGATION (PROPAGACION HACIA ATRAS)

La propagación hacia atrás es una técnica para resolver la asignación de crédito propuesta por Minsky y Papert en su artículo sobre el perceptron. David Rumelhart en la Universidad de Stanford es la persona que asociada con las redes de propagación hacia atrás David Palmer introdujo un algoritmo similar aproximadamente al mismo tiempo y existen otros autores que han estudiado modelos similares.

El problema fundamental es el de que si la salida tiene un error, cómo determinar que elemento de proceso es el responsable de este error o qué interconexión hay que ajustar para corregir el mencionado error.

Este es llamado problema de asignación de crédito, el método de propagación hacia atrás resuelve este problema con la suposición de que todos los elementos de proceso y sus conexiones son responsables parcialmente de la respuesta errónea de la red. La responsabilidad del error es fijada propagando hacia atrás el error en la salida hacia la capa previa. Este proceso se repite hasta llegar a la capa de entrada, por varias veces hasta llegar a un error predeterminado por el Ingeniero del Conocimiento.

ARQUITECTURA DE LA RED DE BACK PROPAGATION

La red de propagación hacia atrás tiene como componentes una capa de entrada como también una capa de salida y por lo menos una capa intermedia o oculta. No existe un número teórico de capas ocultas, pero normalmente se usan de una a dos. Algunos trabajos realizados indican que con un máximo de tres capas ocultas se resuelven los

problemas más complejos presentados en el área de clasificación de modelos. Cada capa esta completamente conectada con la siguiente . Las flechas indican el flujo de la información durante las consultas. Durante el entrenamiento la información se propaga también hacia atrás para actualizar los pesos de las conexiones.

MODELO DE REDES APLICADO A LA SUBCUENCA

En este trabajo se utiliza un SHELL llamado BRAIN MAKER como software de aplicación que considera 10 años de datos tanto para las estaciones pluviométricas como para la hidrológica.

Se utilizó inicialmente como componentes del vector de entrada la lluvia diaria de cada estación y el caudal de salida correspondiente , con estos valores se realizó un proceso de aprendizaje que duró 48 horas de procesamiento continuo en el computador , resultando que más de la mitad de los valores no ajustaban adecuadamente sus valores al modelo. Con estos antecedentes , se realizaron cambios en el modelo correspondiendo al vector de entrada las lluvias de los últimos días y los tres últimos caudales diarios para que el modelo corresponda de mejor manera al hecho físico y de esta forma se encontraron buenos resultados en los cuales apenas 10 días no ajustaron su valor con el modelo. En la etapa de consulta el modelo entrenado reporta resultados que son validos al encontrar valores pequeños con los reales.

CONCLUSIONES

Los resultados permiten asegurar que existe un gran campo de aplicación en la modelización de cuencas hidrográficas mediante redes neuronales, con lo que se ha cumplido con los objetivos del presente trabajo.

PRECIPITACIONES EXTREMAS Y FENOMENO ENSO EN EL DISTRITO METROPOLITANO DE QUITO"

Proyecto SISHILAD
Av. Mariana de Jesús s/n y Carvajal
Quito - Ecuador
Tel.:(5932)433 847, FAX (5932)446-326

El objetivo del proyecto "Sistema de Pronóstico Hidrológico de las Laderas del Pichincha" (SISHILAD) consiste en implementar un sistema de pronóstico hidrológico para mitigar los riesgos vinculados con precipitaciones extremas que afectan a la ciudad de Quito, los mismos que con frecuencia se traducen en lavas torrenciales (aluviones), erosión de los suelos, movimientos masivos de tierra, inundaciones, fallas del sistema de alcantarillado, etc. En consecuencia con ello se están desarrollando investigaciones interdisciplinarias sobre las particularidades que tienen en esta región, montañosa y ecuatorial, las precipitaciones atmosféricas, la escorrentía superficial, los suelos y sus usos, así como los movimientos de tierra. Estos trabajos se apoyan ante todo en mediciones experimentales y el uso de modelos matemáticos, así como en el estudio de anteriores mediciones hidrometeorológicas que se han realizado en el sector.

El estudio de las precipitaciones registradas en décadas anteriores demuestra que cuando se produce un fenómeno ENSO, en Quito no necesariamente ocurren mayores lluvias ya que hubo años cuando la lámina de precipitación anual fue inclusive menor que la media multianual (por ejemplo en 1987 y 1992). Un caso particular constituye el fenómeno ENSO, acaecido en los años 1982 – 1983, cuando Quito efectivamente recibió mayores precipitaciones, aún cuando no alcanzaron excepcionales intensidades. En aquella ocasión las intensidades de lluvia que se produjeron en las partes altas del Pichincha fueron inferiores a las registradas en la ciudad. Ello corrobora la conclusión hecha en base a nuestros recientes estudios y mediciones, de que las intensidades de lluvia tienen un gradiente negativo a medida que se asciende desde la ciudad hasta las cumbres del volcán. Actualmente se están procesando las recientes precipitaciones a fin de evaluar los impactos que podría provocar un fenómeno ENSO de excepcional magnitud.

Los datos proporcionados por la red de observaciones hidrometeorológicas, instalada recientemente sobre las Laderas Orientales del Pichincha, y los respectivos estudios del campo de precipitaciones, combinados con el modelo de parámetros distribuidos "MERCEDES", permiten pronosticar con gran detalle la formación y tránsito de las crecidas que se forman en un medio muy heterogéneo como lo son la zona montañosa y la ciudad de Quito, donde las precipitaciones y otras condiciones físico - geográficas cambian a muy cortas distancias.

Las investigaciones edafológicas, que a más de caracterizar los andosoles existentes en todos los pisos altitudinales (páramo, zona de cultivos agrícolas, bosques y área periurbana) estudia la dinámica del agua y la erosión en estos suelos volcánicos, así como la captación de la lluvia por parte de la vegetación nativa. Entre sus resultados consta el hecho de que allí las tasas de erosión son mínimas a pesar de que las pendientes del terreno son muy elevadas, siempre y cuando exista vegetación. Mediante simulaciones físicas de lluvia "in situ" se ha

comprobado que la infiltración en muchos lugares crece a medida que transcurre la lluvia, lo cual podría explicarse por la presencia de capas subyacentes de lápili de pómez y otras particularidades tefroestatigráficas. Ello ha permitido formular un nuevo modelo matemático para ese tipo de infiltración.

Los trabajos geológico – geotécnicos, en base a mediciones y observaciones de campo, han instalado una red de monitoreo en lugares de las dos principales cuencas hidrográficas donde podrían producirse grandes movimientos de suelos. Mediante análisis en laboratorio de las capas superficiales de suelos, se ha establecido un mapa de riesgos vinculados con la humedad e inestabilidad de suelos, deslizamientos, formación de lavas torrenciales y flujos hiperconcentrados. La reciente lava torrencial que se produjo el pasado 30 de marzo en Qda. La Comunidad ha sido objeto de una evaluación interdisciplinaria que ha puesto en evidencia los factores naturales que las provocan (precipitaciones intensas, fuertes pendientes de los cauces y laderas, alta humedad de los suelos, etc.), así como el aumento de la vulnerabilidad debida a la actividad antrópica.

Durante el evento ENSO de 1982 - 1983, también se produjeron numerosas lavas torrenciales y flujos hiperconcentrados, a pesar de que las intensidades de las lluvias no tuvieron un período de retorno muy elevado (inferior a los 10 años en la gran mayoría de los casos). Ello es consecuencia de las persistentes lluvias que mantuvieron saturados los suelos en amplios sectores y durante prolongados intervalos de tiempo.

El monitoreo permanente de estas condiciones, así como la implementación del sistema de pronóstico hidrológico serán las principales aplicaciones prácticas de la investigaciones. Además de ello, los resultados ya obtenidos han tenido una inmediata aplicación práctica en los estudios y diseños de la red de alcantarillado, así como en la gestión integrada de los suelos y el agua en las cuencas periurbanas del Pichincha. Sobre estos temas se presentan dos poster.

Dr. Edgar Ayabaca C.
Proyecto SISHILAD

**ZONIFICACION AGROECOLOGICA DEL AUSTRO ECUATORIANO: UNA
HERRAMIENTA PARA
EVALUAR, ENFRENTAR Y DAR SOLUCIONES A LOS EFECTOS DE EL NINO
OSCILACION SUR
(ENSO) EN LA REGION.**

Resumen:

La zonificación agroecológica del Austro Ecuatoriano, ha sido realizada por un equipo multidisciplinario de profesionales que laboran en el Programa para el Manejo del Agua y del Suelo PROMAS de la Universidad de Cuenca, en este se han establecido 24 zonas agroecológicas cuyas principales características de clima y suelo son similares, esto se ha logrado a través de la aplicación de la metodología de la FAO, con la característica de que esta ha sido adecuada a las condiciones de información tanto en calidad como en cantidad disponible en la República del Ecuador, esta herramienta, permite que los técnicos involucrados en el análisis de las causas y los efectos del evento El Niño oscilación sur (ENSO), puedan conocer de antemano las características de cada zona y así puedan a su vez planificar de una manera técnica como enfrentar antes, durante y después, sus efectos, esta información que comprende adicionalmente una serie de parámetros desglosados y georeferenciados, permitirá a los técnicos, planificar las medidas urgentes de corto mediano y largo plazo en las diferentes zonas con una base científica y técnica, lo que redundará en la optimización de los escasos recursos disponibles en el País para tales efectos. Finalmente con base a esta información se podrán realizar planes y programas de monitoreo permanente del fenómeno lo que redundará en el futuro en el ahorro de significativas cantidades de recursos. La información recopilada y sistematizada se encuentra disponible para las instituciones en el PROMAS Universidad de Cuenca.

Autores:

Ing. Felipe Cisneros E. MSc
Ing. Beatrys Bousset
Ing. Gerd Dercon MSc
Ing. Bert De Bievre MSc
Ing. Joseph Deckers PhD

Programa para el manejo del agua y del suelo (PROMAS)
Universidad de Cuenca-IDIC-Facultad de Ingeniería
Campus Universitario
Avenida 12 de Abril s/n
Cuenca-Ecuador

Telefono: 593-7-831-688
Fax: 593-7-832-183
Email: promas@host.ucueca.edu.ec
fcisnero@az.pro.ec

RELACION DE LA TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DEL MAR CON LAS PRECIPITACIONES.

Por Ing. Meteorólogo Jorge Chávez R.

RESUMEN EJECUTIVO.

INTRODUCCION

La variabilidad climática es una realidad latente y las condiciones climatológicas del país se ven afectadas directamente por las condiciones oceánicas.

La investigación implica una correlación de las temperaturas de la superficie del Océano Pacífico con las precipitaciones ocurridas en el país en grupos homogenizados distribuidos especialmente en el Litoral y en la Sierra.

OBJETIVOS.

Determinar la relación de la temperatura de la superficie del mar en un periodo más o menos largo (serie 1965-1989) con los valores mensuales y por periodos de precipitación.

INFORMACIÓN UTILIZADA

- La información de precipitación se tiene por grupos homogenizados agrupados en 13 grupos, distribuidos en las regiones Litoral e Interandina.
- La información de TSM está distribuida en 14 sectores marinos en una superficie entre 80°W y 95 °W y 10°N y 10°S..

METODOLOGIA.

Se aplicó correlaciones entre la TSM y RR por medio del paquete estadístico STATGRAPHICS.

RESULTADOS.

Las correlaciones entre TSM y RR fueron a nivel mensual, estacional, anual y con 1,2, y 3 meses de retraso, se lograron entre otros ciertos resultados.

- Las correlaciones mensuales en determinados meses y por periodos son por lo general buenas.
- Los grupos homogenizados de la Costa y Sierra dan por lo general buenas relaciones.
- Las correlaciones directas de los grupos homogenizados con los sectores dentro del mismo mes o periodo son apreciables
- Las correlaciones periódicas que mejores valores presenta es el anual; las correlaciones con 1,2 y 3 meses de retraso son bajas.

Ing. Dr. Edison A Heredia Calderón
PhD, Master in Water Resources
consultor
P.O. BOX: 17-04-10435.
Tel. 243-288; FAX 535-355
Quito- Ecuador

**¿Como definir las solicitudes de diseño de obras en zonas afectadas por la
anomalía de 'El niño'?**

***Una propuesta de análisis regional de frecuencia de lluvias intensas en
las zonas de influencia***

EDISON HEREDIA CALDERÓN*

RESUMEN

La presencia del fenómeno de "El Niño" hace que las series hidrológicas de máximos anuales de precipitación y caudales sean compuestas, presentándose valores mucho mayores para los años en los cuales esta anomalía está presente. En estos casos el análisis de frecuencia y la selección de una simple distribución de probabilidad clásica no parece ser suficiente para describir el proceso compuesto.

En el presente trabajo se presenta una metodología de análisis regional de las precipitaciones intensas basada en distribuciones de tipo compuesto. La metodología presentada fue aplicada para el área mediterránea italiana. Si bien, el área mediterránea no se ve influenciada directamente por el fenómeno de "El niño", observaciones de tipo hidro-meteorológico muestran que, en esta zona, los datos obtenidos de los procesos hidrológicos extremos, tales como precipitaciones intensas y caudales de crecida, parecen provenir de poblaciones compuestas. En el caso de caudales de crecida en los ríos, este fenómeno viene muchas veces atribuido al origen de las aguas, es decir al hecho de que estas pueden ser producto de precipitaciones intensas o producto de los deshielos de los nevados.

Cuando se analizan las precipitaciones intensas, la interpretación no es tan evidente pero recientes observaciones de los campos de precipitación y el uso de modelos determinísticos a área limitada (LAM) confirman la hipótesis de que los eventos extremos de lluvias en muchas partes del planeta, a menudo provienen de tipos de evento diversos. Es decir que las series de precipitaciones máximas anuales son en muchos casos compuestas.

En el Ecuador, la aplicación de la metodología de regionalización con una distribución de probabilidad de doble componente, puede ser de utilidad para la modelación probabilística de las lluvias intensas, en regiones donde la presencia de factores como el fenómeno de "El Niño" hacen plausible la hipótesis de población compuesta; permitiendo de esta manera la definición de parámetros más realistas para el diseño de obras de infraestructura.

* consultor independiente, P.O. BOX: 17-04-10435. Teléfono 243-288; FAX 535-355, Quito-Ecuador.

SEMINARIO INTERNACIONAL SOBRE LAS CONSECUENCIAS CLIMATICAS E HIDROLOGICAS DEL ENSO A ESCALA REGIONAL Y LOCAL

CONSECUENCIAS LOCALES DEL ENSO, SISTEMAS DE PREVISION Y MANEJO DE RECURSOS HIDRICOS EN OTRAS PARTES DEL MUNDO

Moderadores: Patricio ACEITUNO, Gustavo GOMEZ, César CAVIEDES

1. César CAVIEDES (University of Florida): Influencia del ENOS sobre las variaciones interanuales de ríos en América del Sur.
2. Guillermina MIRANDA (Campus Universitario Bolivia): Influencia del fenómeno El Niño y del índice de oscilación del sur en el régimen de precipitaciones de Cochabamba-Bolivia.
3. Jorge QUINTANILLA (Campus Universitario Bolivia) Incidencia de El Niño en los procesos de desertificación, en la salinización, transporte de sedimentos y contaminación en los lagos Uru-Uru y Poopo.
4. Reynaldo MALDONADO (Bolivia): Comportamiento de las precipitaciones en el sector del Lago Titicaca durante el fenómeno El Niño - Sector Bolivia.
5. Josyane RONCHAIL (LMD-París): Variabilité pluviométrique lors des phases extrêmes de l'Oscillation Australe du Pacifique en Bolivie (1950-1993).
6. Sandra ROME-GASPALDY (LMD): Variabilité pluviométrique au Pérou associée aux phases ENSO et ENSO
7. Felipe GUTIERREZ y John DRACUP (University of California): Conexiones entre caudales de algunos ríos de la costa norte y central del Perú y El Niño - Corriente del sur.
8. Germán POVEDA (Universidad Nacional de Medellín Colombia): El ciclo anual de la hidrología de Colombia en relación con el ENSO y la NAO.
9. Yesid CARVAJAL (Universidad del Valle Colombia): Incidencia del fenómeno Niño en la Hidroclimatología de Valle del río Cauca.
10. Reinaldo GARCIA (Colombia), Caracterización de las fases pre-El Niño en el suroccidente de Colombia (★)
11. Eduardo FLAMENCO (EVARSA Argentina): Pronóstico del volumen de escurrimiento (período octubre 97-marzo 98) del río Paraná en corrientes basado en la variabilidad de las Temperaturas del Océano Pacífico "Fenómeno el Niño".
12. Federico NORTE (Program. Reg. Met. Argentina) Impacto del fenómeno ENOS en el régimen hidrometeorológico de Mendoza-Argentina.
13. RUBIERA José: (Serv. Met. Cuba) Eventos de tiempo severo inducidos por el ENOS en la temporada invernal Cubana y desarrollo de un sistema de alerta temprana para prevenir y minimizar sus efectos.
14. Jaques MERLE (DEPAC-ORSTOM): South Pacific climate variability and its impact on Low-Lying Islands.
15. José MARENGO (INPE): On the associations between Hydrometeorological Conditions in Amazonia and the Extremes of the Southern Oscillation.

**SEMINARIO INTERNACIONAL SOBRE LAS CONSECUENCIAS
CLIMATICAS E HIDROLOGICAS DEL ENSO A ESCALA
REGIONAL Y LOCAL**

16. Francisco, DINIZ (Instituto de Meteorologia-Brasil): El Niño e sua influencia no período de inverno de 1997 em algumas regioes do Brasil.
17. Ronald GOMES REBELLO (Instituto Meteorologia-Brasil): Anomalias Climáticas e seus Impactos no Brasil durante o Evento El Niño de 1982-83 e Previsão para o Evento El Niño de 1997-98.
18. Jean Loup GUYOT (ORSTOM): La variabilité hydrologique actuelle dans le bassin de l' Amazone.
19. Lapan SUMARDJO: Monitoring of el Niño effect using AVHRR-NDVI relationship of AVHRR-NDVI to seasonal drought for a tropical rain forest in Indonesia.
20. SINGH S.V.: Rainfall distribution in India during el Niño Years.

Influencia de ENOS sobre las variaciones inter-anales de rios en América del Sur

César N. Caviedes, University of Florida, Gainesville FL 32611, EEUU

Desde hace algunos años el Grupo de Estudio sobre El Niño de la Universidad de Florida se ha interesado en establecer las relaciones existentes entre las variaciones de caudales de algunos rios en América del Sur con las fases de El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) en el Pacífico tropical. Para este efecto se ha utilizado descargas medias, máximas y mínimas anuales agrupadas en tres poblaciones estadísticas: años con El Niño, años con Anti-Niño (La Niña), y años sin ninguna de ambas condiciones. Las características estadísticas de estas tres poblaciones han sido determinadas mediante una adecuación a la distribución “generalizada de valores máximos” (GEV distributions).

Las respuestas de los rios sudamericanos a las tres condiciones mencionadas permite una regionalización de los regímenes, cuyo comportamiento mensual ha sido comparado con las variaciones mensuales del “Índice de la Oscilación del Sur” partiendo del supuesto que las variaciones de ENOS tienen una enorme influencia sobre la descarga de precipitaciones en América del Sur.

De este análisis la siguiente regionalización ha sido establecida:

1. Rios de las regiones costeras del norte del Perú, sur de Ecuador, y del Pacífico colombiano demuestran altas descargas durante los veranos con el fenómeno El Niño y muy bajas durante Anti-Niños.
2. Rios de la Sierra y el Altiplano: muy bajas descargas durante años con El Niño, medianas descargas durante Anti-Niños, y altas descargas en otras condiciones.
3. Rio de la región templada de Chile Central y Andes de Argentina: altas descargas durante los inviernos de años con El Niño; muy bajos caudales durante Anti-Niños.
4. Rios de la Patagonia y el sur de Chile: independencia de caudales con respecto a las fases máximas y mínimas de ENOS. Descargas altas en otros años.
5. Rios de la cuenca del Paraná y el Paraguay: altos caudales durante los otros años de años con extremados fenómenos de El Niño en el Pacífico; medias a altas descargas durante Anti-Niños.
6. Rios de la costa central de Brasil: total independencia con cualquiera de las tres condiciones.
7. Rios de la cuenca Amazónica: bajas descargas durante algunos años con El Niño; altos caudales durante El Niño excepcionales (particularmente en el interior); altas descargas durante Anti-Niños.
8. Rios de las Guayanas y la vertiente Caribe sudamericana: bajas descargas durante El Niño; altos caudales durante Anti-Niños.
9. Rios de los Andes de Colombia y norte de Ecuador: altos caudales durante El Niño excepcionales; descargas altas generalmente durante Anti-Niños.

Los comportamientos señalados tienen que ver con la localización anormalmente al sur de la Convergencia Inter-Tropical, con la formación de una alta de altura estival sobre el Altiplano, con el debilitamiento o robustecimiento de los alisios del Noreste sobre el Caribe, y con el desarrollo de una dorsal troposférica sobre los Andes. Estas variaciones son más exageradas en las fases “mínimas” (El Niño) o “máximas” (Anti-Niño) que en el resto de los años, que por esta razón pueden ser considerados como “normales.”

ABSTRACT

“EL NIÑO” PHENOMENON AND THE SOUTHERN OSCILLATION INDEX INFLUENCE ON THE ATMOSPHERIC PRECIPITATION AT COCHABAMBA, BOLIVIA

MIRANDA G. Centro de Análisis Espacial-Instituto de Ecología, La Paz-Bolivia Telf. 792416, Fax : 519-2-797511, e-mail : insteco @ie.rds.org.bo

For a long time, the “El Niño” phenomenon and the Southern Oscillation Index (SOI) had been attributed as a factor of less importance on the time-space distribution of the registered atmospheric precipitation in the Cochabamba valley, mainly, and in Bolivia, in general.

This study had been carried out at the Alto (upper), Central (middle) and Bajo (lower) valleys in the Cochabamba department, in Bolivia. These valleys are located between 17°20' & 17°45' South, and between 66°05' & 66°20' West. The information from 20 meteorological station, the TSM and SOI series had been used in the study.

The analysed series were divides in yearly, monthly and daily. Both qualitative and quantitative analysis were used. For the quantitative analysis, we used statistical methods both parametric (with a significance level of 5 % & 10 %) and a non-parametric one.

The hydrological year and anomalies in the precipitation were determined by the “time series” method; with the adjust to a sliding four-year mean, in the case of the stations which are under the influence of the Southern fronts and the ITCZ (Cochabamba, Arani, Tunari, La Paz-San Calixto, Oruro, and Tarija) and a five-year mean for all the others stations.

The influence of the “El Niño” phenomenon is signalled by the precipitation at Cochabamba, and, in a lesser extent, at Arani. The IOS influence is more pronounced at Arani than in Cochabamba.

Therefore, we could conclude that the “El Niño” phenomenon and the Southern Oscillation Index influence is present in the time-space distribution of the registered atmospheric precipitation in the Cochabamba valleys. This has the implication of the anomaly affects the agriculture directly, due the lack of irrigation water, and indirectly, enhance the socio-economical problems in the Cochabamba department.

RESUMEN

INFLUENCIA DEL FENOMENO EL NIÑO Y DEL INDICE DE OSCILACION DEL SUR EN EL REGIMEN DE PRECIPITACIONES DE COCHABAMBA, BOLIVIA

MIRANDA G. Centro de Análisis Espacial-Instituto de Ecología, La Paz-Bolivia Telf. 792416, Fax : 519-2-797511, e-mail : insteco ie.rds.org.bo

Tradicionalmente se ha dado poca importancia al fenómeno El Niño y al Índice de Oscilación del Sur en la influencia de la distribución espacio temporal de las precipitaciones que se registran en los valles de Cochabamba principalmente y de forma general en Bolivia.

El estudio se realizó en los valles Alto, Central y Bajo del departamento de Cochabamba, Bolivia. Ubicados entre los 17°20' y 17°45' de latitud sur y de 66°05' y 66°20' de longitud oeste. Se utilizó la información de 20 estaciones meteorológicas, las series de TSM del IOS.

Las series que se estudiaron se las dividió en anual, mensual y diaria. Se aplicaron análisis cualitativo y cuantitativo, dentro de lo cuantitativo se emplearon métodos estadísticos paramétricos (con un nivel de significancia del 5 y 10 %) y no paramétricos.

Con la aplicación de "Series de Tiempo" se determinó el año hidrológico y las anomalías de las precipitaciones. Ajustándose a un promedio móvil de 4 años para las estaciones que reciben la influencia remanente de los frentes del sur y de la Zona de Convergencia Intra tropical - ZCIT (Cochabamba, Arani, Tunari, La Paz-San Calixto, Oruro y Tarija, y de 5 años para el resto de las estaciones.

Concluyéndose que la influencia del fenómeno El Niño se da más en las precipitaciones registradas en Cochabamba y en menor incidencia en las precipitaciones registradas en Arani. La influencia del IOS se da más en las precipitaciones de Arani y en menor proporción en las precipitaciones en Cochabamba.

Lo que implica que la influencia del fenómeno El Niño y del Índice de Oscilación del Sur, se da en la distribución espacio-temporal de las precipitaciones registradas en los valles de Cochabamba. Esta anomalía afecta directamente la agricultura que no dispone de agua de riego y de forma indirecta al incremento de los problemas socioeconómicos en el departamento de Cochabamba.

INFLUENCIA DEL FENOMENO EL NIÑO Y DEL INDICE DE OSCILACION DEL SUR, EN EL REGIMEN DE PRECIPITACIONES DE COCHABAMBA, BOLIVIA

MIRANDA G. Centro de Análisis Espacial-Instituto de Ecología, La Paz-Bolivia Telf. 792416, Fax : 519-2-797511, e-mail : insteco @ ie.rds.org.bo

1. INTRODUCCIÓN

Tradicionalmente se ha dado poca importancia al fenómeno El Niño y al Índice de Oscilación del Sur en la influencia de la distribución espacio temporal de las precipitaciones que se registran en los valles de Cochabamba principalmente y de forma general en Bolivia.

En los años de 1982-1983 las zonas áridas y semiáridas del altiplano y de los valles interandinos que estaban relacionados con la producción agropecuaria sufrieron fuertes pérdidas en producción por la prolongadas sequía que en esa época azotó el área.

Conocer la relación que existe de El Niño e I.O.S. en las precipitaciones de los valles interandinos de Cochabamba, como causa probable de sequías y definir las características de la precipitación pre-Niño, Niño, Post-Niño, pre-IOS, IOS y Post-IOS ; es el objetivo general de este trabajo.

FENOMENO EL NIÑO

El fenómeno El Niño, es un evento que ocurre en determinados años con manifestaciones especialmente patentes frente a las costas del Perú y con repercusiones a macroescala, causando cambios meteorológicos, oceanográficos y biológicos en todo el globo terráqueo (Pinto, 1985). Para Macharé y Orttlieb (1993), la definición de El Niño está basada en las anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM) observados en ciertas estaciones de la costa peruana, como por ej. Puerto Chicama ($7^{\circ}41' S$ y $79^{\circ}26' W$). Para este trabajo se indica que : El fenómeno El Niño es una variabilidad climática, acíclica y se presenta por elevaciones anormales de temperatura superficial de aguas del Océano Pacífico, registradas en puerto Chicama-Perú, originando perturbaciones atmosféricas con efectos principalmente en las precipitaciones y temperaturas continentales.

INDICE DE OSCILACION DEL SUR

Son variaciones de temperatura en el Sud este del océano Pacífico (Tahití) e Indonesia (Estación de Darwin) que generan una diferencia de presiones atípicas, a esta diferencia de presiones se la denomina Índice de Oscilación del Sur - IOS, y es el foco central para el estudio de las anomalías climáticas en muchas regiones (Whigth, 1989). En 1982-1983 por

ej. se produjeron presiones atmosféricas por encima del promedio en Darwin y bajas presiones atmosféricas en Tahiti (Rutllant, 1984 citado por Pinto, 1985).

ENSO

Kahya & Dracup, 1993, Tapley & Wayln, 1990 y otros indican que ENSO (El Niño-Southern Oscillation), es la relación del fenómeno de El Niño y de la diferencia de presiones negativa-IO, es la mejor ilustración de las interacciones complejas entre el océano y la atmósfera. Quispe, 1993 menciona que esta conexión no es inmediata.

2. AREA DE ESTUDIO

El estudio se realizó en los valles Alto, Central y Bajo del departamento de Cochabamba, Bolivia. Ubicados entre los 17°20' y 17°45' de latitud sur y de 66°05' y 66°20' de longitud oeste. Las precipitaciones tienen influencia de la circulación tropical, caracterizada por núcleos de alta presión y por una zona de depresión (vaguada) denominada ZCIT que está situada entre los dos núcleos de alta presión y por los frentes fríos del Sur.

La dinámica de los elementos del clima en los valles de Cochabamba, se puede seguir con 43 años de registro continuo de precipitación y de 26 años para los otros elementos, registrados en la estación meteorológica de AASANA (ubicado en el aeropuerto de Cochabamba). Los considerados en este estudio son :

- Vientos, la dirección prevaleciente de los vientos es de octubre a mayo y es de SE, en junio, julio y agosto predomina la SW y en septiembre la dirección promedio es del N.
- Insolación u horas sol, para diciembre se tienen 13.05 has /sol y en junio 11.05 hrs/sol.
- Temperaturas, el promedio es de 17°C, el mes de más temperatura es noviembre con un promedio de 20 °C y el mes más frío es junio con un promedio de 13 °C, los meses de mayo, junio, julio y agosto presentan temperaturas por debajo del cero.
- Punto de rocío, el promedio anual es de 6.5 °C, con un máximo de 12 °C en el mes de febrero y un mínimo de -1.5 °C en el mes de julio.
- Tempestad eléctrica, el mes que presenta más tempestad eléctrica es diciembre y el mes que no existe tempestad eléctrica, es julio.
- Precipitación, el promedio es de 460 mm (43 años) la distribución de la precipitación está de acuerdo al movimiento de los centros de alta presión y por consiguiente a la dinámica de los frentes cálidos (ZCIT) y de los frentes fríos (surazos) el mes con más días de precipitación es enero con 16 días. La máxima intensidad de precipitación se presentó el 16/03/94 con 58 mm/24 hrs.
- Presión barométrica, el promedio es de 750 mbs., el mes de máxima presión es julio con un promedio de 753 mbs., y el mes de menor presión es noviembre con 748 mbs.

Los problemas que presentan estos valles son los períodos secos, en 1960 se registró 4 meses sin precipitaciones (abril a julio), posteriormente granizadas e inundaciones.

Las granizadas ocurren durante los meses de enero, febrero y marzo. Las inundaciones se dan a orillas de la represa de La Angostura, río La Maica y de las torrenteras de la cordillera del Tunari.

3. INFORMACIÓN ANALIZADA

Se utilizó la información de 20 estaciones meteorológicas ubicadas en el departamento de Cochabamba y en las áreas de influencia, además de la información de la temperatura superficial del mar - TSM registrado en Puerto Chicama, Perú y del Índice de Oscilación del Sur - IOS, registros de presiones de Tahiti y Darwin.

4. METODOLOGIA

- Evaluación de la consistencia de la información, con visitas a las estaciones en estudio (cualitativo) y análisis estadístico (cuantitativo) empleando los métodos de : :
 - Método Racional Deductivo
 - Test de Helmer
 - Análisis de doble acumuladas
 - Consistencia de la media y la varianza aplicando pruebas de “t” y de “F” respectivamente.
- Aplicación de series de tiempo, mediante el modelo multiplicativo. La TSM e IOS, se consideran como series de tiempo discretas, porque las observaciones son en tiempos específicos y espaciados uniformemente.
- Coeficiente de correlación.
 - Producto-momento
 - Cambio con respecto al anterior
 - Porcentaje con respecto al anterior
 - Coeficiente de la función hiperbólica
 - Coeficiente de correlación lineal
- Prueba del coeficiente de correlación a través de la hipótesis nula y con un nivel de 0.05.
- Consistencia de la media, mediante la prueba de “t” student, con un nivel de significancia del 0.05.
- Consistencia de la varianza, mediante la prueba de F con un nivel de significancia del 0.05
- Intervalo de confianza para la media con una probabilidad del 95 %.
- Índice de humedad, indicador que refleja la variación de la cantidad de humedad que existe en un conjunto de datos de precipitación y pretende reflejar el comportamiento de las precipitaciones en forma aproximada (Remeneiros, 1978).
- Comparaciones entre la media, varianza y coeficiente de Variación, estadígrafos de tendencia central, medidas de dispersión y de dispersión relativa.

5. RESULTADOS

Del análisis cualitativo se seleccionaron las estaciones meteorológicas de La Violeta, Cochabamba, Arani y San Benito.

En la selección cuantitativa, las estaciones meteorológicas seleccionadas fueron : Cochabamba, Arani, La Paz-El Alto, Santa Cruz, Corani. Aplicando la prueba de Helmert, análisis doble acumulada y consistencia de la media y desviación estándar.

Para completar la información en algunos registros se empleo el método Racional Deductivo.

- Análisis doble acumulada : Con la estación base Cochabamba, AASANA, se realizaron comparaciones con las estaciones que están ubicadas en el área de estudio, se hace notar que algunos quiebres corresponden a un periodo de El Niño o a una fase negativa del IOS.
- Consistencia de la media, se rechazo la hipótesis nula ($H_0 : u_1 = u_2$), y se acepto la hipótesis alternativa ($H_1 : u_1 \neq u_2$) , con un nivel de significancia del 10 %, con este análisis se seleccionaron las estaciones de Santa Cruz, La Paz (El Alto), Trinidad y Oruro.
- Consistencia de la varianza, se rechazo la hipótesis nula ($H_0 : u_1 = u_2$), y se acepto la hipótesis alternativa ($H_1 : u_1 \neq u_2$) , con un nivel de significancia del 10 %, con este análisis se seleccionaron las estaciones de Santa Cruz y Tarija.

Después del análisis cualitativo y cuantitativo de los registros de precipitación de las estaciones de Capinota, Parotani, Pairumani, La Violeta, Tamborada y Tarata, se determinó rechazar dichas estaciones porque éstas presentaban errores aleatorios y sistemáticos, por lo tanto no existía homogeneidad ni consistencia en los registros de precipitación.

Las estaciones seleccionadas en el área de estudio son :Cochabamba-AASANA y Arani. Las estaciones de apoyo seleccionadas fueron : Corani, Tunari, Santa Cruz, La Paz (El Alto), La Paz (San Calixto), Trinidad, Tarija y Oruro. Más la información de la temperatura superficial del Mar (Pto. Chicama) y del Índice de Oscilación del Sur.

Seleccionadas las series de precipitación se aplicó un análisis de “Series de Tiempo”, utilizando el modelo multiplicativo, para fines del estudio se estudiaron los componentes de variación estacional y de la tendencia secular.

1. Variaciones estacionales, con la información de Cochabamba y Arani se determinó el año hidrológico en el área de estudio, estos cálculos se realizaron con el método de Porcentaje Medio.

- Cochabamba, el año hidrológico empieza en agosto y finaliza en julio, con valores máximos en enero y mínimo en julio.
- Arani, el año hidrológico empieza en julio y finaliza en agosto.

2. Tendencia secular, se determinó periodos que se encuentran por encima y por debajo del promedio de las series de precipitación, TSM e IOS.

5.1. Análisis anual

Se relacionó la información de las estaciones meteorológicas del área de estudio con las de referencia y se determinó que las estaciones de Cochabamba, Arani, Tunari, San Calixto, Oruro y Tarija, responden a promedios móviles de 4 años, estas estaciones tienen promedios de precipitación menores a 800 mm. Las estaciones de Corani, Santa Cruz, Trinidad y El Alto el promedio móvil que mejor se ajusta es el de 5 años, son estaciones que tienen precipitaciones mayores a 800 mm.

La relación de la información de las estaciones del área de estudio con las series de Temperatura Superficial del Mar - TSM e Índice de Oscilación del Sur - IOS (fig20).

5.2. Análisis mensual

- Serie de TSM, el promedio de 83 años de observación es de 17°C y el promedio móvil que se ajusta es de 5 meses, esto permitió determinar las fases negativas y positivas de las anomalías de la TSM. Para este estudio solo se tomo en cuenta la fase positiva y se clasifico cada anomalía de acuerdo a la variación estándar y el tiempo de duración.

Cuadro 1:

Clasificación de desviación estándar para la serie de temperatura superficial del mar – puerto Chicama

DESVIACIÓN ESTANDAR	CLASIFICACIÓN
0.0 - 0.5	Normal
0.5 - 0.7	Débil
0.7 - 1.1	Moderado
1.1 - 1.7	Fuerte
1.2 - 2.5	Muy fuerte
2.5 - 3.5	Extra fuerte

Cuadro 2:

Magnitud de los eventos de la TSM, de acuerdo a la desviación estándar.

EVENTO	D.ESTANDAR DE TSM	MAGNITUD
03/25 – 08/26	1.11	FUERTE
12/56 – 08/28	0.57	DEBIL
11/28 – 04/31	0.88	MODERADO
01/31 – 06/32	0.81	MODERADO
01/39 – 05/39	0.41	NORMAL
12/39 – 07/40	0.56	DEBIL
10/40 – 07/41	1.62	FUERTE
11/41 – 04/42	0.38	NORMAL
12/42 – 07/43	0.79	MODERADO
02/44 – 07/44	0.39	NORMAL
01/45 – 05/45	0.27	NORMAL
12/46 – 04/47	0.36	NORMAL
01/48 – 08/48	0.80	MODERADO
12/48 – 06/49	0.68	DEBIL
02/51 – 09/51	0.78	MODERADO
12/51 - 04/52	0.13	NORMAL
01/53 – 08/53	0.83	MODERADO
01/57 – 06/58	1.11	FUERTE
01/59 – 06/59	0.60	DEBIL
02/65 – 04/66	0.93	MODERADO
01/69 – 07/59	0.72	MODERADO
01/72 – 04/73	0.88	MODERADO
02/76 – 05/77	0.60	DEBIL
12/79 – 05/80	0.38	NORMAL
09/82 – 09/83	3.03	EXTRA FUERTE
12/86 – 07/87	1.06	MODERADO
12/90 – 06/91	0.64	DEBIL
10/91 - 09/92	1.84	MUY FUERTE
01/93 – 08/93	0.66	DEBIL
01/94 – 06/94	0.19	NORMAL
12/94 – 04/95	0.29	NORMAL

Ref. Miranda, 1996

- Serie de IOS, promedio de 130 años, de 0.1 mbs, para este estudio sólo se tomo en cuenta la fase negativa y la clasificación se realizó de acuerdo a la desviación estándar y al tiempo de duración de la anomalía.

Cuadro 3:

**Clasificación de desviación estándar para la serie de
Índice de Oscilación del Sur**

DESVIACION ESTANDAR	CLASIFICACION
0.0- 0.2	Normal
0.2- 0.4	Débil
0.4- 0.6	Moderado
0.6- 0.8	Fuerte
0.8- 1.0	Muy Fuerte
1.0 - 1.2	Extra Fuerte

Cuadro 4:

**Magnitud de los eventos del Índice de Oscilación del Sur, de acuerdo a la desviación
estándar.**

EVENTO	D.ESTANDAR DEL I.O.S.	MAGNITUD
11/32 - 03/33	0.28	DEBIL
06/34 - 10/33	0.09	NORMAL
07/39 - 05/42	0.49	MODERADO
11/43 - 11/44	0.10	NORMAL
03/46 - 04/47	0.34	DEBIL
02/48 - 09/49	0.10	NORMAL
04/51 - 03/52	0.27	DEBIL
10/52 - 01/54	0.26	DEBIL
03/57 - 05/58	0.30	DEBIL
10/58 - 04/59	0.29	DEBIL
01/61 - 05/61	0.08	NORMAL
06/63 - 01/64	0.32	DEBIL
01/65 - 07/66	0.46	MODERADO
10/68 - 04/70	0.20	NORMAL
03/72 - 04/73	0.43	MODERADO
06/76 - 11/76	0.17	NORMAL
01/77 - 04/78	0.42	MODERADO
10/78 - 02/79	0.09	NORMAL
10/79 - 04/81	0.14	NORMAL
04/82 - 06/83	1.04	MUY FUERTE
09/86 - 02/88	0.53	MODERADO
12/89 - 04/90	0.23	DEBIL
01/91 - 07/92	0.60	FUERTE
01/94 - 05/95	0.41	MODERADO

Ref.: Miranda, 1996

- ENSO, la relación entre los eventos de las fases positivas de la TSM y los eventos de las fases negativas de la diferencia de presiones entre Darwin y Tahití.
- Relación del fenómeno El Niño y del Índice de Oscilación del Sur con las precipitaciones de Cochabamba y Arani. Se estudiaron los eventos moderados, fuertes, muy fuertes y extra fuertes de ambas anomalías; clasificándoles como antes - 1, durante - 0 y después +1, lo que significa períodos similares a la duración de un evento.
 - Análisis de correlación, empleando diversos métodos (Producto-momento, cambio con respecto al anterior, porcentaje con respecto al anterior, coeficiente de la función hiperbólica y Coeficiente lineal) para calcular "r", se determinó que ningún método da valores mayores a 0.37, lo que implica que no existe correlación directa de las anomalías con las precipitaciones registradas en Cochabamba.
 - Consistencia de la media y la varianza, ningún evento presenta diferencias significativas en sus medias. Existe diferencias significativas de los eventos en el análisis de la varianza con un nivel de 0.05, principalmente en las precipitaciones de Cochabamba y con menor incidencia en las precipitaciones registradas en Arani.
 - Intervalos de Confianza para la media de las precipitaciones, este método no el más aconsejado para los registros de Cochabamba, sin embargo para las precipitaciones de Arani es el que se recomienda.
 - Índice de Humedad, este método se adecua al IOS con las precipitaciones de Cochabamba y para el fenómeno El Niño con las precipitaciones de Arani.
 - Comparaciones entre el Coeficiente de Variación - CV, máximas precipitaciones y número de días con precipitación.

Fenómeno El Niño

En el período Niño-1 el CV es mayor, las máximas precipitaciones mensuales son mayores y el número de días con precipitación es mayor en comparación al período Niño-0.

Durante el período Niño-0, el CV disminuye, las máximas precipitaciones son menores y el número de días con precipitación disminuyen en comparación con los períodos Niño-1 y Niño+1.

En el período Niño+1, en comparación con el período Niño-0, el CV es menor, las máximas precipitaciones se vuelven a presentar y el número de días con precipitación aumenta.

Índice de Oscilación del Sur,

En el período IOS-1, el CV no tiene una tendencia clara, lo propio sucede con las máximas precipitaciones mensuales, el número de días con precipitación es mayor en comparación con el período IOS-0.

Durante el período IOS-0, el CV y las máximas precipitaciones mensuales no presentan variación, pero el número de días con precipitación puede disminuir.

En el período IOS+1, el CV aumenta, las máximas precipitaciones permanecen constantes y el número de días con precipitación aumentan, en comparación con IOS-0.

5.3. Análisis diario

- Consistencia de la media y la varianza

Fenómeno El Niño

El análisis entre las medias de los períodos Niño-1 con Niño-0 y Niño-0 con Niño+1 no difieren significativamente en ningún evento con excepción del evento 09/82-09/83.

La diferencia entre las varianzas de los períodos Niño-1 y Niño-0 es significativa con el nivel de significancia del 0.05 para las precipitaciones de Cochabamba, no es significativa para las precipitaciones de Arani. Entre los períodos de Niño-0 con Niño+1, la diferencia entre las varianzas es significativa para las precipitaciones registradas en Cochabamba y Arani.

Indice de Oscilación del Sur

No hay diferencias significativas entre las medias de los períodos IOS- 1 e IOS-0, la diferencia entre las medias se presenta en los eventos 04/82-06/83 y 09/91-02/92.

Entre los períodos IOS-0 e IOS+1 existen diferencias significativas entre las varianzas de las precipitaciones de Cochabamba y Arani.

- Comparación entre el Coeficiente de Variación - CV, máximas precipitaciones y número de días con precipitación.

Fenómeno El Niño

Durante el período Niño-1 el Cv es menor, las máximas precipitaciones se dan en este período y el número de días con precipitación es mayor en comparación con el período Niño-0.

En el periodo Niño-0 el CV es mayor, las máximas precipitaciones diarias y el Número de días con precipitación disminuyen, en comparación a los períodos Niño-1 y Niño+1.

Si comparamos el período Niño+1 con Niño-0 el CV disminuye, las máximas precipitaciones diarias se vuelven a presentar y el número de días con precipitación aumenta.

Indice de Oscilación del Sur

Durante el período IOS-1, en comparación con el período IOS-0, el CV es inferior, las máximas precipitaciones diarias son inferiores y el número de días con precipitación aumenta.

En el período IOS-0 el CV aumenta, las máximas precipitaciones diarias aumentan y el número de días con precipitación disminuyen.

El período IOS+1, se caracteriza por que el CV disminuye, las máximas precipitaciones diarias son inferiores y el número de días con precipitación aumentan en comparación con el período IOS-0.

6. CONCLUSIONES

Las estaciones de Capinota, Parotani, Pairumani, La Violeta y Tarata, presentaban errores sistemáticos y aleatorios.

El método Racional Deductivo es apropiado para completar registros de precipitación y no de temperatura, para este último se considera que el promedio de las observaciones es el más adecuado.

La Prueba de Helmert, para las estaciones que tienen precipitaciones menores a 800 mm, las considera como inhomogéneas y no así para las estaciones con precipitaciones superiores a 800 mm. Probablemente este hecho se debe que la metodología se realizó en condiciones climáticas distintas a los valles.

Análisis de doble acumuladas, este método que permite detectar inhomogeneidad de los datos de precipitación, en comparación con una estación base probablemente se puede utilizar también como un medio para detectar anomalías en el ciclo hidrológico.

Con el análisis de la media y de la varianza, se puede determinar que los quiebres que presentan las series son de la misma serie o que no pertenecen a la misma población, con un nivel de significancia del 5 %. En las series de TSM e IOS no se detectaron errores sistemáticos ni aleatorios.

Después del análisis cualitativo y cuantitativo se eligieron las series de precipitación de las estaciones de Cochabamba y Arani en el área de estudio y como apoyo a las estaciones de Corani, Tunari, Santa Cruz, Trinidad, La Paz (El Alto), La Paz (San Calixto), Oruro y Tarija, y las series de TSM e IOS.

La aplicación de las series de tiempo permitió determinar el año hidrológico y las anomalías de las precipitaciones ajustándose a un promedio móvil de 4 años para las estaciones que reciben la influencia remanente de los frentes del sur y de la Zona de Convergencia Intra tropical - ZCIT (Cochabamba, Arani, Tunari, La Paz-San Calixto, Oruro y Tarija, y de 5 años para el resto de las estaciones.

Se clasificó las anomalías de la TSM en su fase positiva y del IOS en su fase negativa, a través de la desviación estándar y del tiempo de duración de cada anomalía. Al relacionar la TSM e IOS se determinó que buen porcentaje primero ocurre una alteración en la presión atmosférica de Tahití y Darwin y luego está se manifiesta en la TSM. La única oportunidad de coincidencia de ambas anomalías se presentó el período que comprende de 01/94-05/95.

- **Análisis anual :**

La consistencia de la media y la varianza, ningún evento presenta diferencias significativas en sus medias. Existe diferencias significativas de los eventos en el análisis de la varianza con un nivel de 0.05, principalmente en las precipitaciones de Cochabamba y con menor incidencia en las precipitaciones registradas en Arani.

Intervalos de Confianza para la media de las precipitaciones, este método no se adecua a los registros de Cochabamba, sin embargo para las precipitaciones de Arani es el más aconsejado.

• **Análisis mensual :**

La serie de TSM con 83 años de observación el promedio es de 17°C y el promedio móvil que se ajusta es de 5 meses ; se clasifico cada anomalía de acuerdo a la variación estándar y el tiempo de duración, para la fase positiva.

Serie de IOS, promedio de 130 años, de 0.1 mbs, para este estudio sólo se tomo cuenta la fase negativa y la clasificación se realizó de acuerdo a la desviación estándar y el tiempo de duración de la anomalía.

La relación del fenómeno El Niño y del Índice de Oscilación del Sur con las precipitaciones de Cochabamba y Arani:

* Análisis de correlación, no existe correlación directa de las anomalías con las precipitaciones registradas en Cochabamba y Arani.

* Consistencia de la media y la varianza, ningún evento presenta diferencias significativas en sus medias. Existe diferencias significativas de los eventos en el análisis de la varianza con un nivel de 0.05, principalmente en las precipitaciones de Cochabamba y con menor incidencia en las precipitaciones registradas en Arani.

* Intervalos de Confianza para la media de las precipitaciones, este método no se adecua a los registros de Cochabamba, sin embargo para las precipitaciones de Arani es el más aconsejado.

* Índice de Humedad, este método se adecua al IOS con las precipitaciones de Cochabamba y para el fenómeno El Niño con las precipitaciones de Arani.

* Comparaciones entre el Coeficiente de Variación - CV, máximas precipitaciones y número de días con precipitación.

Fenómeno El Niño

En el período Niño-1 el CV es mayor, las máximas precipitaciones mensuales son mayores y el número de días con precipitación es mayor en comparación al período Niño-0.

Durante el período Niño-0, el CV disminuye, las máximas precipitaciones son menores y el número de días con precipitación disminuyen en comparación con los períodos Niño-1 y Niño+1.

En el período Niño+1, en comparación con el período Niño-0, el CV es menor, las máximas precipitaciones se vuelven a presentar y el número de días con precipitación aumenta.

Índice de Oscilación del Sur,

En el período IOS-1, el CV no tiene una tendencia clara, lo propio sucede con las máximas precipitaciones mensuales, el número de días con precipitación es mayor en comparación con el período IOS-0.

Durante el período IOS-0, el CV y las máximas precipitaciones mensuales no presentan variación, pero el número de días con precipitación puede disminuir.

En el período IOS+1, el CV aumenta, las máximas precipitaciones permanecen constantes y el número de días con precipitación aumentan, en comparación con IOS-0.

- **Análisis diario**

- * Consistencia de la media y la varianza

Fenómeno El Niño

El análisis entre las medias no es significativo para determinar anomalías, la diferencia entre las varianzas es significativa con el nivel de significancia del 0.05 para las precipitaciones de Cochabamba y Arani.

Indice de Oscilación del Sur

No hay diferencias significativas entre las medias y existen diferencias significativas entre las varianzas de las precipitaciones de Cochabamba y Arani.

- * Comparación entre el Coeficiente de Variación - CV, máximas precipitaciones y número de días con precipitación.

Fenómeno El Niño

El CV es menor antes y después de una anomalía, las máximas precipitaciones y los días con más precipitación se dan antes y después de una anomalía.

Indice de Oscilación del Sur

El CV es inferior antes y después de una anomalía, las máximas precipitaciones y el número de días con precipitación disminuye durante la anomalía.

La diferencia que existe entre el análisis mensual y diario radica fundamentalmente, en que al procesar los datos mensuales de las precipitaciones, se anulan las fluctuaciones que existen en el transcurso del mes, lo que implica que las variaciones que existen entre estos análisis se da en el coeficiente de variación y en la varianza.

La influencia del fenómeno El Niño se da más en las precipitaciones registradas en Cochabamba y en menor incidencia en las precipitaciones registradas en Arani.

La influencia del IOS se da más en las precipitaciones de Arani y con menor proporción en las precipitaciones en Cochabamba.

Entonces se puede concluir que la influencia del fenómeno El Niño y del Indice de Oscilación del Sur, se da en la distribución espacio-temporal de las precipitaciones registradas en los valles de Cochabamba. Lo que implica que la anomalía afecta directamente la agricultura que no dispone de agua de riego y de forma indirecta se incrementan los problemas socioeconómicos en el departamento de Cochabamba.

8. BIBLIOGRAFIA

Kahya, E. & Dracup, J. (1993): U.S. Streamflow Patterns in Relation to the El Niño/Southern Oscillation.- Water Resources Research, vol. 29, N°8, august, 1993 ; pp. 2491-2503.

Miranda, G. (1996): La Influencia del fenómeno El Niño y del Índice de Oscilación del Sur en la precipitación de los valles de Cochabamba, Tesis para Magister Scientiae, Instituto de Ecología, Bolivia. 145 p.

Macharé J. & Ortlieb L. (1993): Registro del fenómeno El Niño en el Perú.-Bulletin del Institut Francais d'Etudes Andines, Tome 22 n°1, Lima, Perú. pp. 35-52.

Pinto M. (1985): Efectos biológicos de El Niño.- Boletín del grupo de estudio del Medio Ambiente Universidad de Tarapaca, Arica, Chile. Volúmen 2, Número 2 : pp.10-13

Quispe J. (1993): Variación de la temperatura Superficial del mar en Puerto Chicama y el Índice de Oscilación del Sur : 1925-1922.- Bulletin d'Institut Francais d'Etudes Andines, Tome 22, N°1, Lima, Perú : pp. 111-124.

Tapley T & Wayln (1990): Spatial variability of annual precipitation and ENSO events in western Perú.- Hydrological Sciences 35 : pp. 4-8.

Whigth, P. (1989): Homogenized Long-Period Southern Oscillation Indices.- International Journal of Climatology, Vol. 9 : pp. 33-54.

INCIDENCIA DEL NIÑO EN LOS PROCESOS DE DESERTIFICACION EN LA
SALINIZACION, TRANSPORTE DE SEDIMENTOS Y CONTAMINACION EN LOS LAGOS
URU-URU Y POOPÓ

Lic. Jorge Quintanilla Aguirre - I.I.Q.-U.M.S.A.- La Paz-BOLIVIA

RESUMEN

La presente evaluación forma parte de un estudio multidisciplinario e integral de la Cuenca Endorréica (cerrada) del Altiplano de Bolivia (Cuenca río Desagüadero).

Se identificaron cuatro categorías de problemas relacionados al fenómeno del Niño, Oscilación del Sur (ENSO): Físicos; causados por eventos climáticos extremos (heladas y granizadas, inundaciones y sequías). Ineficiencia de recursos hídricos regulables (especialmente al sur de la cuenca, debido a la fuerte evaporación del agua, baja pluviosidad y bajos caudales que actualmente lo alimentan), por ello aparentemente no sería posible preservar sus recursos hidrobiológicos. Medio ambiente degradado (debido a la erosión y sedimentación) y derivados de la realidad socioeconómica (por efecto de las anteriores causas).

El estudio de Hidroquímica y contaminación se desarrolla en la cuenca de los lagos Uru-Uru y Poopó, con el objetivo de evaluar las características químicas de las aguas superficiales, las variaciones de estas características en función del tiempo y espacio a fin de establecer el grado de contaminación de la cuenca, con especial atención en las zonas críticas (por efectos del Niño) identificadas. Se efectuaron 12 campañas de muestreo, que abarcaron los años de 1989 a 1992; en 20 puntos de muestreo, con 40 parámetros identificados en cada uno de ellos, haciendo un total aproximado de 9.600 análisis fisicoquímicos de aguas superficiales.

A través de la interpretación de los diferentes tipos de análisis y considerando que se refieren a un período de déficit pluviométrico, se puede concluir que: hay salinización natural de la cuenca, agravándose en los lagos Uru-Uru y Poopó en los que el proceso natural de transformarse en salares se acelera por atravesar años secos (períodos) agudizados probablemente por la presencia del Niño. Contaminación natural por: Arsénico; cuyos elevados valores se detectaron desde Eucaliptus hasta el sur de la cuenca, debido probablemente a la salinización acelerada del medio; también se ha identificado sílice disuelta, cloruros, sulfatos, sodio y calcio. Contaminación antrópica tanto en el área urbana (Oruro) debido a problemas de contaminación bacteriológica resultante de los desechos domésticos (basuras y aguas servidas), defectos en sus redes de alcantarillado (que se vierten en el lago Uru-Uru); como en el área rural, en: wolfram, estaño, cobalto, cadmio, níquel, antimonio, plomo y estaño.

En general, las aguas superficiales presentan riesgos potenciales (no aptas) para el consumo humano y animal; por lo que toca al riego; sus características son pésimas y no se recomendarían para este fin.

**COMPORTAMIENTO DE LAS PRECIPITACIONES EN EL
SECTOR DEL LAGO TITICACA DURANTE EL FENOMENO EL NIÑO
SECTOR BOLIVIA**

Reynaldo Maldonado R.
Santos Calle C.

El FENOMENO EL NIÑO, afecta significativamente a todo el Territorio Boliviano, con sequías en diferentes regiones del Altiplano del que no escapa el Sector del Lago Titicaca, aún teniendo en cuenta el comportamiento termoregulador del gran volumen de agua del Lago.

Este trabajo se realizó para ver la influencia de los episodios ENOS (FASE CALIENTE), en el comportamiento de las precipitaciones en el Sector arriba nombrado, se hizo énfasis en los ENOS 82-83 y 86-87.

En el estudio se realizó un análisis del comportamiento de las precipitaciones de ocho estaciones distribuidas al rededor del Lago Titicaca. También se hizo una correlación con los niveles del Lago, probabilidades de precipitación para EL NIÑO 97, todo lo anteriormente nombrado para el período húmedo (VERANO).

Como primeros resultados se tiene que en toda la región estudiada existe un déficit de precipitación principalmente en EL NIÑO 82-83, y en el VERANO anterior o sea 81-82, en algunos de los sectores estuvieron por encima de lo normal y en otros por debajo.

Résumé pour le Séminaire International 'Conséquences climatiques et hydrologiques des événements ENSO à l'échelle régionale et locale - Application à l'Amérique du Sud'. INAMHI-ORSTOM, Quito, 26-29 Novembre 1997.

Variabilité pluviométrique lors des phases extrêmes de l'Oscillation Australe du Pacifique en Bolivie (1950-1993)

Josyane RONCHAIL
 Université de Paris 7 - Denis Diderot
 Laboratoire de Météorologie Dynamique - CNRS
 e-mail: ronchail@cicrp.jussieu.fr

Les précipitations de l'Altiplano et des llanos de Bolivie sont analysées pendant la période 1950-1992 et notamment durant les phases négatives (ENSO) et positives (LNSO) de l'Oscillation Australe (OA) du Pacifique, en période estivale (saison des pluies) et en hiver. Ces informations viennent en complément de travaux antérieurs ayant notamment associé ENSO et déficit pluviométrique sur l'Altiplano péruano-bolivien (Franco et Pizarro, 1985; etc...)

Tout d'abord, il apparaît que les totaux extrêmes de précipitations (déficitaires ou excédentaires) ne sont pas toujours liés aux phases extrêmes de l'OA, y compris dans les Andes.

Par ailleurs, les précipitations enregistrées durant les deux phases de l'OA sont essentiellement variables.

Cette variabilité présente plusieurs aspects:

- elle existe, **dans le temps**, entre les événements d'une phase donnée de l'OA, y compris dans les Andes; en effet si les précipitations dans ce domaine sont fréquemment déficitaires durant les phases négative de l'OA (ENSO), elles ne sont pas toujours significativement différentes des précipitations d'années normales et elles peuvent aussi être excédentaires.

Encore plus accusée est la variabilité des pluies entre événements LNSO dans les Andes, et entre événements des deux phases de l'OA dans la plaine.

- ensuite, on peut observer, lors d'un événement donné, une variabilité **intra-événement** des précipitations, notamment d'un mois à l'autre.
- enfin, les éventuelles anomalies pluviométriques, lors d'un événement donné, sont souvent variables **dans l'espace**.

En conclusion, la variabilité temporelle et spatiale des précipitations en phases positives ou négatives de l'OA est telle que la prévision des précipitations en Bolivie, à l'annonce de ces événements, n'est pas envisageable en l'état actuel des connaissances.

Référence:

FRANCOU, B., PIZZARRO, L., 1985. El Nino y la sequia en los altos Andes Centrales (Perù y Bolivia). Bull. Inst. Fr. Etudes Andines, 14, 1-18.

Conséquences climatiques et hydrologiques des événements ENSO à l'échelle régionale et locale - Quito, novembre 1997

Variabilité pluviométrique au Pérou associée aux phases ENSO et LNSO

Sandra ROME-GASPALDY

Université Paris 7 Denis Diderot - Case courrier 7001 - 2, Place Jussieu
75251 PARIS CEDEX 05

Résumé :

A partir de données mensuelles 1960-90 de précipitations de 20 stations situées dans les trois milieux physiques du Pérou (côte, Andes et plaine amazonienne) lors de 5 événements ENSO et 4 LNSO, on tente d'établir des relations entre les phases de l'Oscillation Australe (OA) et la pluviométrie au Pérou. La réponse pluviométrique aux phases de l'OA au Pérou varie selon les régions et dans une autre mesure dans le temps.

La phase négative de l'OA (ENSO) est liée à de fortes précipitations estivales sur la côte Nord du Pérou et au contraire un déficit pluviométrique d'été dans les Andes péruviennes du Nord au Sud.

La phase positive de l'OA (LNSO) est associée à une sécheresse, d'une part, sur toute la côte du Pérou -ce qui change peu des conditions normales-, d'autre part, dans les Andes péruviennes méridionales comme c'est déjà le cas lors des épisodes chauds de l'OA, et ce à quoi l'on ne s'attendait pas, étant donné la circulation atmosphérique inverse des conditions ENSO. Au contraire, les précipitations des Andes septentrionales sont significativement renforcées pendant la saison pluvieuse des épisodes froids de l'OA.

Les précipitations de la région amazonienne ne semblent pas réagir directement aux variations de pression atmosphérique dans le Pacifique Sud.

CONEXIONES ENTRE CAUDALES DE ALGUNOS RÍOS DE LA COSTA NORTE Y CENTRAL DEL PERU Y EL NIÑO – CORRIENTE DEL SUR

GUTIERREZ F., PIECHOTA T. y DRACUP J., Civil and Environmental Engineering Department, UCLA, 5731 Boelter Hall, Box 951593, Los Angeles, CA 90095-1593, Tel (310) 206-7245, Fax (310) 206-7245, felipe@seas.ucla.edu , piechota@seas.ucla.edu o dracup@seas.ucla.edu

Resumen: Diferentes estudios han demostrado que existe una relación significativa entre El Niño – Oscilación del Sur (ENSO) y los caudales de los ríos de países que se encuentran en la cuenca del Pacífico, e incluso en países que no pertenecen a esta cuenca. Esta relación es importante ya que puede ser usada para predecir caudales, los cuales pueden ser utilizados en la implementación de políticas de operación de embalses, para evitar pérdidas debido a inundaciones, etc.

En un estudio preeliminar, el caudal de seis ríos peruanos (Chancay, Moche, De la Leche, Chillón, Zaña y Jequetepeque) es analizado y correlacionado con los diferentes índices utilizados para describir El Niño – Oscilación del Sur: índice de la Oscilación del Sur (SOI) y las temperaturas oceánicas superficiales Niño 1,2, Niño 3 y Niño 4. El caudal total anual y el caudal promedio en tres cuatrimestres son correlacionados con promedios trimestrales de los índices ENSO. Los tres cuatrimestres utilizados para las descargas son: Enero-Feb.-Marzo-Abril (JFMA por sus iniciales en inglés); Mayo-Junio-Julio-Agosto (MJJA); y Sep.-Oct.-Nov.-Dic. (SOND). Los períodos utilizados para promediar los ENSO indicadores son: Dec.-Nov.-Oct. (OND), Nov.-Oct.-Sep. (SON), Oct.-Sep.-Ago. (ASO), y Sep.-Ago.-Jul. (JAS) del año anterior.

Las mejores correlaciones encontradas corresponden a la descarga promedio del segundo cuatrimestre (Mayo-Junio-Julio-Agosto (MJJA)) con los valores de las temperaturas oceánicas superficiales Niño 1,2 y Niño 3 para los Ríos Moche y Jequetepeque. Estas relaciones indican que sería posible predecir el caudal promedio para el cuatrimestre MJJA con base en los valores de El Niño 1,2 y El Niño 3 tan tempranos como el promedio del trimestre Jul.-Ago.-Sep. del año anterior. Es decir, predicciones con un avance de hasta siete meses.

Abstract:

LINKS BETWEEN SOME NORTH AND CENTRAL PERUVIAN COAST STREAMFLOWS AND EL NIÑO – SOUTHERN OSCILLATION

Several studies have shown that there is a significant relationship between El Niño – Southern Oscillation (ENSO) and the streamflow of rivers of the Pacific Rim countries and even in countries that do not belong to the Pacific Rim. This relationship is very important because it can be used to predict streamflow that can be used to implement reservoir operation policies, as well as to avoid losses due to floods, etc.

In a preliminary study, the discharge of six Peruvian rivers (Chancay, Moche, De la Leche, Chillon, Zaña and Jequetepeque) is analyzed and correlated with the different ENSO indicators. The ENSO indicators used are: the Southern Oscillation Index (SOI) and the sea surface temperatures Niño 1,2, Niño 3 and Niño 4. The total annual discharge and the average discharges for three periods are correlated with four three months average of the ENSO indicators. The three periods of four months used are: Jan.-Feb.-Mar.-Apr. (JFMA); May-Jun.-Jul.-Aug. (MJJA); and Sep.-Oct.-Nov.-Dec.

(SOND). For the ENSO indicators, the periods used are Dec.-Nov.-Oct. (OND), Sep.-Oct.-Nov. (SON), Aug.-Sep.-Oct. (ASO), and Jul.-Aug.-Sep. (JAS) of the previous year.

The best correlations found are for the average discharge of the period May-Jun.-Jul-Aug. with the sea surface temperatures Niño 1,2 and Niño 3 for the Moche and Jequetepeque Rivers. This means that it is possible to predict the MJJA average discharge based on the average values of El Niño 1,2 and/or El Niño 3 as early as the period Jul.-Aug.-Sep of the previous year. This represents a lag period of seven months.

1. INTRODUCCION

Varios investigadores han encontrado que existe una relación significativa entre la ocurrencia de El Niño - Oscilación del Sur (ENSO) y la hidrología de los países de la cuenca del Océano Pacífico [Waylen, P. et al 1986; Ropelewski, C. et al 1987, 1989; Hastenrath, S. 1990; Mechoso, C. et al 1992; Dracup, J. et al 1993, 1994, 1996; Piechota, T. 1997 entre otros], en particular con la precipitación.

Aunque la relación entre descargas de los ríos y la precipitación no es absolutamente lineal, si se puede esperar que eventos extremos en la precipitación estén correlacionados con similares eventos en las descargas.

Debido a esta correlación entre la ocurrencia del ENSO y la descarga de los ríos, se puede pensar en la creación de un modelo para predecir el comportamiento del caudal basado en los indicadores del ENSO. La importancia de este tipo de modelos es evidente en las políticas de operación de embalses, en la protección o manejo de crecientes, asignación de volúmenes de agua para proyectos multi-propósitos, etc.

El presente trabajo solamente cubre una pequeña parte de la investigación que actualmente se está adelantando en UCLA y por lo tanto debe considerarse como tal. Igualmente, debe entenderse que el trabajo consignado en esta presentación corresponde a las primeras etapas de investigación en el área y que esta investigación es un proceso continuo; comentarios, ideas o datos son bienvenidos.

En este trabajo se analizan la descargas de seis ríos peruanos, localizados en la costa norte y central del Perú y se correlacionan con los diferentes indicadores utilizados para describir eventos ENSO. Estos indicadores, universalmente utilizados, son: el índice de la Oscilación del Sur (SOI) y las anomalías en la temperatura superficial oceánica dadas por los índices Niño 1,2, Niño 3 y Niño 4. El SOI está dado por la diferencia de presión atmosférica entre Darwin (Australia) y Tahiti.

2. AREA Y DATOS UTILIZADOS

Para el presente estudio se utilizaron seis ríos: los ríos De la Leche, Zaña, Jequetepeque y Moche localizados en la costa norte peruana y los ríos Chancay y Chillón en la costa central peruana cerca de Lima.

La información de las series de caudales medios de estos ríos fue obtenida del Centro para Estudio de la Hidroclimatología de la Cuenca del Pacífico (CHPR por sus iniciales en inglés) que funciona en la Universidad de California en Los Angeles (UCLA). La fuente de estas series es el Instituto Nacional de Recursos Naturales (INRENA) del Ministerio de Agricultura (Lima, Perú). Las series disponibles tienen las siguientes longitudes:



Figura No.1 Localización ríos utilizados

RIO	ESTACION	AÑO INICIAL	AÑO FINAL	AÑOS
De la Leche	Puchaca	1922	1993	72
Zaña	El Batan	1914	1992	79
Jequetepeque	Ventanillas	1927	1988	62
Moche	Quirihuac	1926	1990	65
Chancay	Santo Domingo	1926	1992	47
Chillón	Puente Magdalena	1939	1992	54

3. ESTUDIOS PREVIOS

Varios estudios han tratado la influencia de El Niño – Oscilación del Sur en Sur América, pero pocos realmente se han concentrado en las consecuencias en Perú. Tal vez el más significativo es el trabajo presentado por P. Waylen y C. Caviedes en el Journal of Hydrology en 1986. Este trabajo estuvo motivado por la ocurrencia de devastadoras crecientes sufridas por Perú en 1983, año en el cual se presentó uno de los eventos ENSO más fuertes.

Waylen y Caviedes utilizaron una distribución de probabilidad Gumbel mixta para las crecientes durante los años El Niño, años “normales” y años La Niña. Los resultados

encontrados muestran que “las mayores crecientes anuales estan dominadas, aunque no exclusivamente, por eventos en años ENSO. Contrariamente, las crecientes mas pequeñas estan dominadas por años La Niña”

4. METODOLOGIA

Las descargas totales anuales y las descargas promedio en tres cuatrimestres son correlacionadas con los valores promedios en cuatro trimestres. del año anterior. Los cuatrimestres utilizados en las descargas son : Enero-Abril (JFMA); Mayo-Agosto (MJJA) y Septiembre-Diciembre (SOND), mientras que los trimestres utilizados en los indicadores del ENSO son: Julio-Septiembre (JAS); Agosto-October (ASO); Septiembre-Noviembre (SON) y Octubre-Diciembre (OND) del año inmediatamente anterior. Esquemáticamente los periodos de “ventaja” (lag time) en la predicción de caudales serían:

Descarga 1998

				J F M A	M J J A	S O N D
E	1		OND	0	3	6
N	9		SON	1	4	7
S	9		ASO	2	5	8
O	7	JAS		3	6	9

Figura No. 2 Tiempos de regazo en las correlaciones en meses.

Con base en las correlaciones obtenidas se pueden determinar los mejores indicadores predictores, al igual que los tiempos de regazo de la señal, parametros que servirán de base para los posibles modelos de predicción de caudales.

5. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Los resultados de las diferentes correlaciones estan consignados en la Tabla No.1. En ella se puede observar que las mejores correlaciones se presentaron en general para la descarga del período Mayo-Agosto y en particular para los ríos Moche y Jequetepeque. Igualmente es evidente que los indicadores que mas correlación presentan con esas descargas son la anomalías de temperatura oceánicas Niño 1,2 y Niño 3. Sin embargo estos valores de correlación no son significativamente muy altos, como era esperado. Esto puede observarse también si se mira el comportamiento de las descargas de los ríos durante los años con eventos El Niño, los años con eventos La Niña y años no ENSO.(ver Figura No. 3). Las variaciones no son significativas y la variabilidad de cada subgrupo es importante. En forma particular se presenta en la Figura No. 4 el comportamiento histórico del Rio Moche en el que se puede observar que solo tres de diez caudales máximos corresponden a

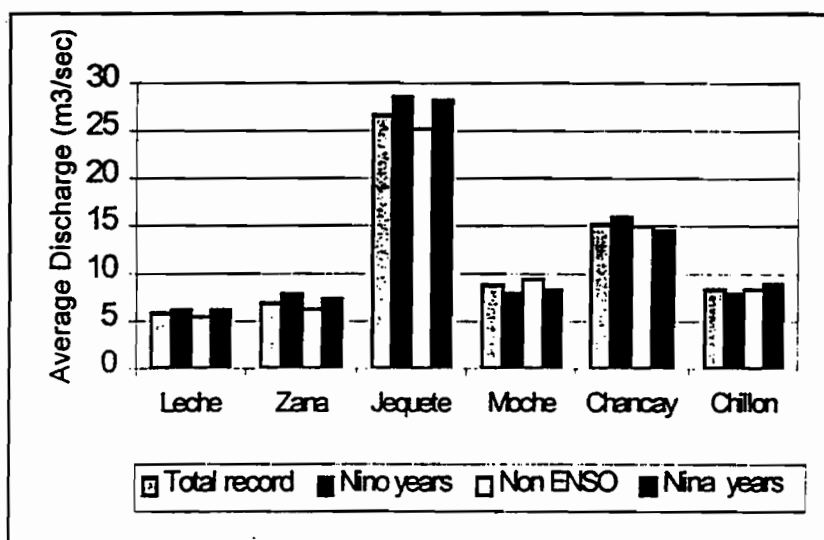


Figura No. 3 Comparación del caudal promedio mensual con los caudales promedios mensuales en los años con ocurrencia de eventos El Niño, La Niña y “normal”

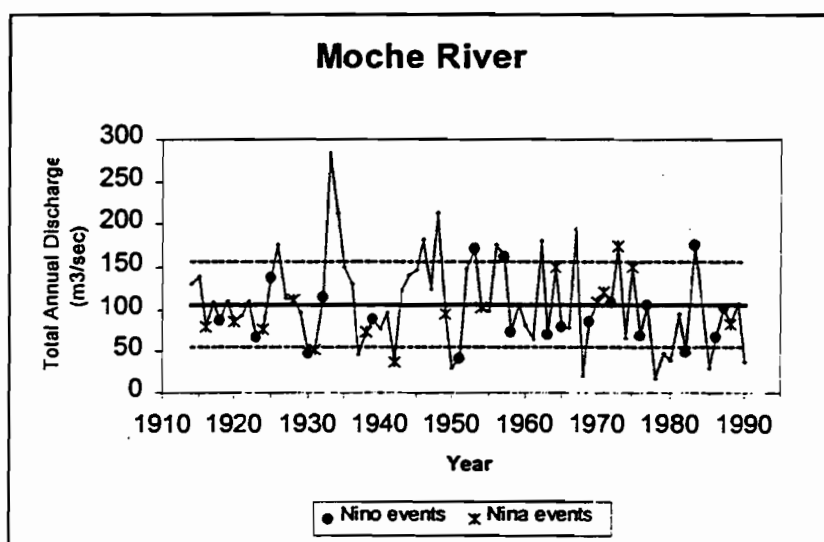


Figura No. 4 Comportamiento de la descarga total anual del Rio Moche durante años El Niño y La Niña. El caudal promedio es indicado al igual que $\pm$ una desviación estandar (--- líneas punteadas).

años El Niño y uno a La Niña, comportamiento similar para las descargas mínimas. Una tendencia un poco mas clara puede verse en las Figuras Nos. 5 y 6 para los ríos Jequetepeque y Moche con los valores respectivos de las temperaturas oceánicas Niño 1,2 y Niño3. En ambas figuras puede verse que las mayores descargas corresponden en general a mayores anomalías en la temperatura oceánica y viceversa.

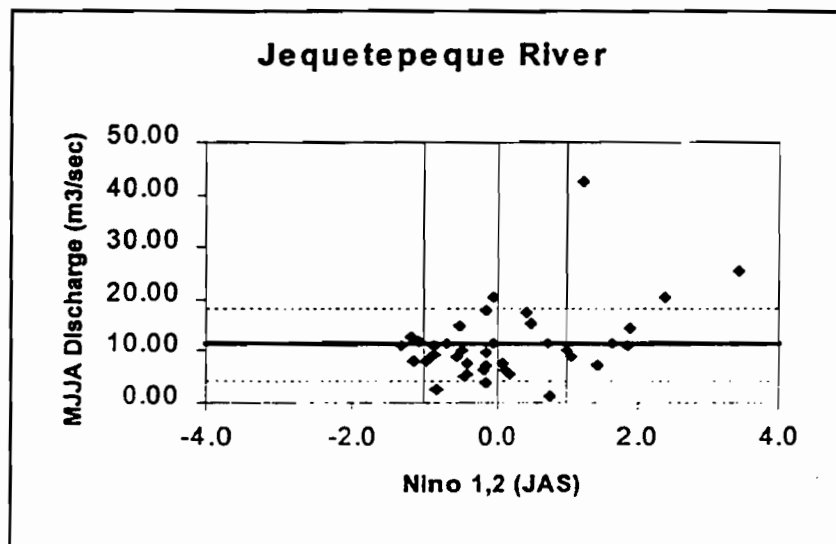


Figura No. 5 Comportamiento descarga del Rio Jequetepeque (Mayo-Agosto) vs. Niño 1,2 (Julio-Agosto). Líneas horizontales = caudal promedio y $\pm$ una desviación estandar.

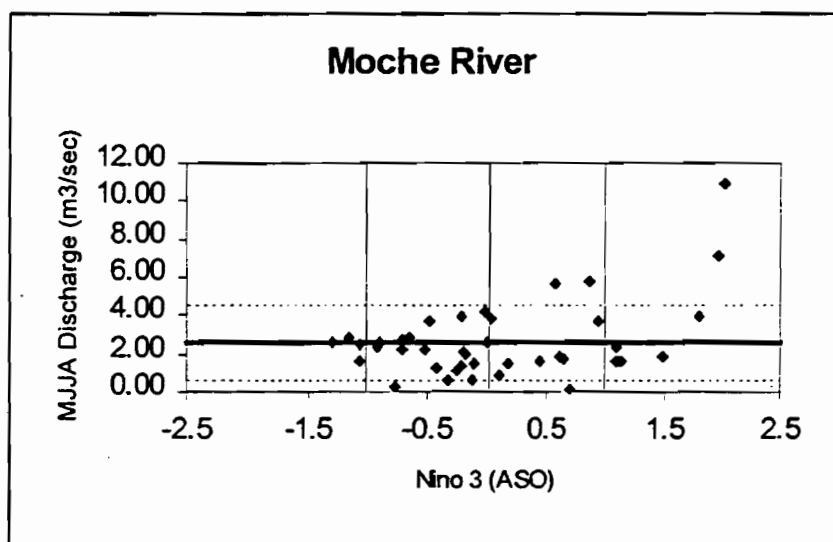
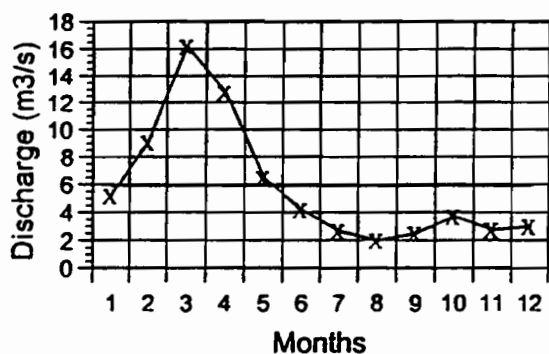


Figura No. 6 Comportamiento de la descarga del Rio Moche (Mayo-Agosto) vs. Niño 3 (Julio-Agosto). Líneas horizontales = caudal promedio y $\pm$ una desviación estandar

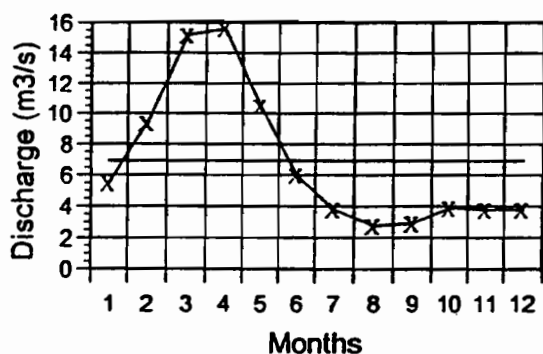
Es interesante notar que los seis ríos presentan hidrogramas promedios anuales muy similares, en el sentido que las máximas descargas se producen en los cuatro o cinco primeros meses del año (Ver Figura No. 7).

Un número adicional de correlaciones y otros análisis se están adelantando actualmente y se espera lograr el desarrollo de modelos de predicción de caudales como los modelos utilizados por Piechota (1997) en Australia y Nueva Zelandia.

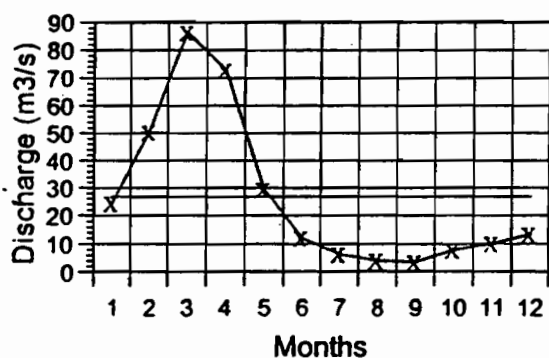
De La Leche River
Average Discharge



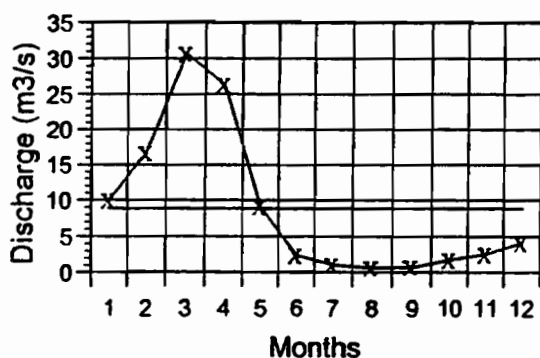
Zana River
Average Discharge



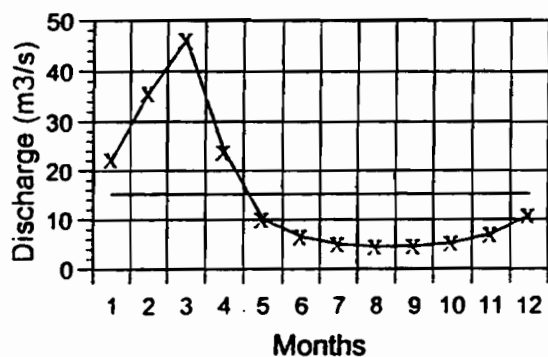
Jequetepeque River
Average Discharge



Moche River
Average Discharge



Chancay River
Average Discharge



Chillon River
Average Discharge

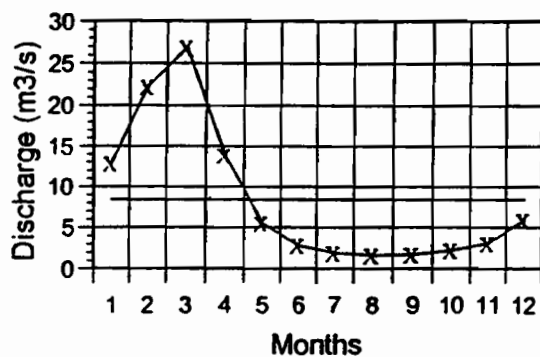


Figura No. 7 Ciclo anual de las descargas medias mensuales.

		Total Annual Discharge				JFMA				MJA				SON			
		OND	SON	ASO	JAS	OND	SON	ASO	JAS	OND	SON	ASO	JAS	OND	SON	ASO	JAS
Streamflow vs SCI	Leche	0.03	0.07	0.06	0.03	0.03	0.08	0.09	0.05	-0.03	-0.04	-0.03	-0.05	0.11	0.13	0.05	0.04
	Zana	-0.02	-0.02	-0.01	-0.05	-0.04	-0.02	-0.02	-0.06	-0.04	-0.09	-0.06	-0.05	0.13	0.13	0.11	0.10
	Jequete	0.05	0.05	0.02	-0.02	0.10	0.11	0.08	0.03	-0.18	-0.20	-0.19	-0.18	0.02	0.01	-0.05	-0.04
	Moche	-0.04	-0.05	-0.06	-0.06	-0.01	-0.02	-0.02	-0.03	-0.18	-0.19	-0.18	-0.17	-0.03	0.00	-0.08	-0.05
	Chancay	0.18	0.19	0.17	0.11	0.17	0.19	0.16	0.10	0.21	0.23	0.22	0.20	0.02	0.01	0.02	0.03
	Chillon	0.30	0.27	0.26	0.22	0.35	0.32	0.31	0.26	0.06	0.05	0.07	0.08	0.03	0.00	-0.03	-0.08
Streamflow vs Nno 1,2	Leche	0.24	0.22	0.20	0.18	0.20	0.19	0.17	0.15	0.35	0.33	0.28	0.25	0.04	0.07	0.06	0.04
	Zana	0.22	0.27	0.24	0.20	0.30	0.25	0.21	0.16	0.37	0.33	0.32	0.29	0.00	0.02	0.04	0.03
	Jequete	0.15	0.14	0.15	0.13	0.04	0.03	0.05	0.03					0.23	0.23	0.25	0.20
	Moche	0.18	0.20	0.21	0.18	0.07	0.09	0.11	0.09					0.24	0.25	0.23	0.19
	Chancay	0.00	0.01	0.02	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.04	-0.09	-0.08	-0.05	-0.03	0.12	0.14	0.21	0.17
	Chillon	-0.13	-0.07	-0.03	-0.03	-0.19	-0.13	-0.09	-0.08	0.10	0.13	0.12	0.12	0.12	0.15	0.20	0.18
Streamflow vs Nno 3	Leche	0.12	0.12	0.13	0.10	0.10	0.10	0.11	0.09	0.24	0.22	0.21	0.16	-0.05	-0.04	-0.03	-0.04
	Zana	0.21	0.20	0.20	0.16	0.20	0.19	0.18	0.15	0.30	0.27	0.27	0.24	-0.08	-0.05	-0.03	-0.04
	Jequete	0.09	0.08	0.10	0.08	-0.01	-0.02	0.00	-0.01	0.31	0.28	0.27	0.24	0.21	0.22	0.23	0.19
	Moche	0.16	0.13	0.16	0.17	0.07	0.03	0.06	0.07					0.20	0.24	0.25	0.23
	Chancay	-0.12	-0.08	-0.05	-0.04	-0.12	-0.10	-0.08	-0.07	-0.25	-0.20	-0.15	-0.13	0.10	0.13	0.19	0.20
	Chillon	-0.19	-0.17	-0.12	-0.09	-0.24	-0.23	-0.19	-0.16	0.02	0.09	0.10	0.12	0.12	0.16	0.19	0.21
Streamflow vs Nno 4	Leche	-0.16	-0.17	-0.16	-0.16	-0.14	-0.16	-0.14	-0.14	-0.10	-0.12	-0.11	-0.12	-0.21	-0.22	-0.20	-0.19
	Zana	-0.06	-0.05	-0.02	0.01	-0.04	-0.04	0.00	0.01	0.03	0.03	0.04	0.07	-0.22	-0.20	-0.17	-0.13
	Jequete	-0.10	-0.10	-0.06	-0.05	-0.16	-0.15	-0.11	-0.10	0.12	0.11	0.14	0.16	0.07	0.06	0.07	0.06
	Moche	0.02	0.02	0.06	0.09	-0.06	-0.05	-0.01	0.02	0.24	0.24	0.27	0.30	0.21	0.20	0.20	0.19
	Chancay	-0.20	-0.19	-0.17	-0.15	-0.21	-0.19	-0.17	-0.14	0.33	0.31	0.28	0.23	0.12	0.06	0.03	-0.02
	Chillon	-0.32	-0.30	-0.27	-0.26	-0.33	-0.31	-0.28	-0.22	-0.09	0.01	0.05	0.09	0.06	0.06	0.07	0.04

0.0-0.3
 0.4-0.5
 0.5-more

Tabla No. 1 Correlaciones de las descargas de los seis ríos estudiados con los indicadores ENSO. Los ríos están organizados de norte a sur.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer al Centro para el Estudio de la Cuenca del Pacífico (University of California Pacific Rim Research Center) y a la Fundación Nacional de Cienci (National Science Foundation NSF) y al Centro de Recursos Hidráulicos de la Universidad de California (University of California Water Resources Center) por el apoyo financiero al trabajo que se adelanta en UCLA.

BIBLIOGRAFIA

Diaz, H. F. and V. Markgraf, *El Niño - Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*, Cambridge University Press, 1992

Dracup, J. A and E. Kahya, *The Relationships between U.S. Streamflow and La Niña Events*, Water Resources Research 30 (7) 2133-2141, 1994.

Hastenrath, S., *Diagnostics and Prediction of Anomalous River Discharge in Northern South America*, Journal of Climate, Vol 3, 1080-1096, 1990.

Mechoso, C. and G. Perez Iribarren, *Streamflow in Southeastern South America and the Southern Oscillation*, Journal of Climate, Vol 5, 1535-1539, 1992.

Piechota, T. C., J. A. Dracup and E. Brown, *South American Streamflow and the Extreme Phases of the Southern Oscillation*, Proceedings of the Eleventh Annual Pacific Climate (PACCLIM) Workshop, April 1994.

Piechota, T. C., *Long-Range Seasonal Streamflow Forecasting and the El Niño-Southern Oscillation*, UCLA, 1997.

Waylen, P. R. and C. Caviedes, *El Niño and Annual Floods on the North Peruvian Littoral*, Journal of Hydrology 89, 141-156, 1986.

EL CICLO ANUAL DE LA HIDROLOGÍA DE COLOMBIA EN RELACIÓN CON EL ENSO Y LA NAO

Marta María Gil, Natalia Quiceno y Germán Poveda

*Postgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Facultad de Minas,
Universidad Nacional de Colombia. Medellín, Colombia*

Resumen

Se cuantifica la dependencia del ciclo anual de la hidro-climatología de Colombia con respecto del fenómeno El Niño-Oscilación del Sur y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). Se estiman las correlaciones cruzadas a nivel de trimestres para establecer la importancia del ciclo anual en tal dependencia. Se usan los resultados del Proyecto de Reanálisis Climático de NCEP/NCAR para identificar los mecanismos de la circulación involucrados en las anomalías climáticas en la región de Sur América tropical durante las fases extremas del fenómeno ENSO (El Niño y La Niña). Los resultados confirman la fuerte influencia del ENSO y la NAO sobre las lluvias y los caudales de Colombia, en particular durante los trimestres Septiembre-Octubre-Noviembre y Diciembre-Enero-Febrero.

Abstract

The impact of the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) phenomenon on the annual cycle of the Colombian hydroclimatology is quantified. Results of the NCEP/NCAR Climatic Reanalysis Project are used to compare the climatology of the annual cycle of diverse variables and to evaluate the behavior during the extreme phases of ENSO. Correlation analysis confirm the strong influence of ENSO and the North Atlantic Oscillation (NAO) on rainfall and river discharges anomalies of Colombia, in particular during SON and DJF.

1. INTRODUCCIÓN

Hay buena coherencia entre las anomalías hidrológicas en el trópico de Sur América (Colombia, Venezuela, Guyana y la cuenca del Amazonas) y las dos fases del ENSO. La hidrología superficial juega un papel importante en la dinámica del ENSO sobre la región (Poveda y Mesa, 1997). Con ciertas diferencias en el tiempo y en la amplitud, estas regiones exhiben anomalías negativas en lluvias y caudales durante El Niño, y lo contrario durante La Niña. Durante El Niño se establece una celda anómala de Hadley sobre el norte de Sur América (Rasmusson y Mo, 1993), cuyo movimiento descendente previene el ascenso convectivo sobre la región y contribuye a la disminución de la precipitación. La intensidad de esa celda de Hadley es modulada por la interacción tierra-atmósfera. Hastenrath (1976), Aceituno (1988) y Hastenrath y Greischar (1993) sugieren que las anomalías hidroclimáticas sobre la región están asociadas a un desplazamiento hacia el ecuador de la Alta del Atlántico Norte. Ello ayuda a explicar el desplazamiento del centro de convección de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) hacia el sur-oeste de su posición normal (Pulwarty y Diaz, 1993). Otros dos fenómenos se conjugan: la disminución de la advección de humedad proveniente del Océano Pacífico hacia el interior del continente y la disminución en número e intensidad de ondas del este sobre el Océano Atlántico tropical Norte y el Mar Caribe (Poveda y Mesa, 1997). En el numeral 2 se presentan resultados del Reanálisis Climático de NCEP/NCAR sobre la región alrededor de Colombia, en cuanto a los ciclos anuales de la climatología y al contraste entre las fases extremas del ENSO. En el numeral 3 se presentan correlaciones trimestrales entre registros de caudales y lluvias con el Índice de Oscilación del Sur (SOI) y con el Índice de la NAO.

2. MECANISMOS DE LA INTERACCIÓN ATMÓSFERA-SUELO

En este numeral se utilizan los resultados del Proyecto de Reanálisis Climático desarrollado por el *National Center for Environmental Prediction (NCEP)/National Center for Atmospheric Research (NCAR)*, de Estados Unidos (*Kalnay et al.*, 1996). La información base comprende el período 1982-1994. Se identifican algunos mecanismos de la circulación atmosférica y de la hidrología superficial relacionados con las anomalías climáticas alrededor de Colombia durante las fases extremas del fenómeno ENSO: El Niño de 1982-1983, 1986-1987 y 1991-1992 y para la fase fría de 1988. Los análisis se efectuaron para los trimestres MAM, JJA, SON del año 0 y el trimestre DEF del año +1 del evento ENSO. En las Figuras 1 a 4 se presentan los resultados obtenidos para los campos de velocidad del viento zonal a los 925 mb, para la precipitación total, la distribución vertical de la componente zonal del viento a los 78°Oeste entre los 5°S y 15°N, y para la humedad del suelo en los 10 cm superiores. Los gráficos presentan: (a) Ciclo anual de la climatología, y (b) Diferencias relativas entre los campos para los extremos del ENSO, para contrastar las dos fases. El examen de las diferencias sugiere un comportamiento lineal de la naturaleza, pero es útil para propósitos de cuantificación y diagnóstico. Los resultados más importantes se discuten a continuación.

Velocidad del Viento Zonal a 925 hPa (Figura 1). Sobre la costa Pacífica de Colombia se presentan vientos superficiales del oeste con un marcado ciclo anual. El comportamiento de los vientos a los 925 hPa durante los extremos del ENSO muestra una fuerte intensificación de la corriente de chorro de bajo nivel del oeste durante la fase fría del ENSO, así como un debilitamiento durante El Niño. Este es uno de los mecanismos más importantes para explicar las anomalías de precipitación, humedad de suelo y temperaturas durante El Niño en Colombia.

Componente zonal del viento en 80°O (Figura 2). La Figura 2 presenta la distribución vertical del viento zonal a los 80°O, desde los 5°S a los 15°N. La climatología de estos vientos confirma el comportamiento establecido en la Figura 1. En la Figura 2 se confirma la existencia de una corriente de chorro de bajo nivel proveniente del Océano Pacífico que penetra al interior de Colombia, con un fuerte ciclo anual (*Poveda, 1997*), casi imperceptible para los meses de enero y febrero, alcanzando su máxima intensidad en los meses de agosto a noviembre (en octubre con un máximo de 6 m/s). Esta corriente de chorro contribuye a la advección de humedad por parte de vientos fríos que interactúan con los vientos alisios predominantes del este, causando alta inestabilidad atmosférica, produciendo la mancha húmeda de altísima precipitación de la vertiente occidental de la costa Pacífica Colombiana. Esta corriente de chorro está también asociada a la formación de Complejos Convectivos de mesoescala que penetran desde el Océano Pacífico hacia el interior de Colombia (*Velasco y Frisch, 1987*). En la climatología también se observa el fuerte ciclo anual de los alisios del este alrededor de los 600 hPa entre 5°S y 8°N. Los diagramas de la diferencia entre los extremos del ENSO muestran valores negativos superficiales hasta los 600 hPa, significando la intensificación de los alisios del oeste superficiales durante La Niña y el debilitamiento durante El Niño. Este mecanismo es fundamental para explicar el signo de las anomalías de precipitación, humedad de suelo y temperaturas que se presentan en Colombia durante las dos fases.

Precipitación Total (Figura 3). El ciclo anual de la climatología exhibe la altísima pluviosidad de la costa oeste de Colombia, y la oscilación de la ZCIT con el año. El comportamiento diferencial durante en las fases extremas del ENSO confirma los excesos de precipitación durante la fase fría con relación a la situación durante El Niño, especialmente en los trimestres SON(0) y DEF(+1) y un poco menos para JJA(0). La mayor diferencia entre ambas anomalías se registra en el Chocó para el trimestre DEF con un valor de 7 mm/d. Sólo hay una pequeña región de Colombia que presenta anomalías positivas de precipitación durante El Niño en la estación JJA, restringida hacia la zona oriental de la Orinoquia. Tal situación puede explicarse en términos de la advección de humedad desde la cuenca Amazónica hasta esa región, facilitada por el debilitamiento de los alisios del oeste que penetran desde el Pacífico al interior del país. En la Figura 3 se confirman los comentarios hechos en el primer párrafo de la Introducción.

Contenido de humedad en los primeros 10 cm del suelo (Figura 4). Para el trimestre MAM se observa que el mayor contenido de humedad se da en la región Pacífica y en el sur del país. Estos valores se hacen más débiles en la costa del Caribe. Para el trimestre JJA, en los límites con Venezuela se intensifican los valores de humedad, mientras que en el Pacífico continúa preservando los valores altos pero siendo más fuertes en la región comprendida entre 4°N y 8°N extendiéndose hasta aproximadamente los 72°O. En SON la variable asume una tendencia similar a la descrita en MAM, sólo que en esta parte del año las zonas con mayor contenido de humedad en el suelo se hacen más extensas. Para el último y primer trimestres del año, el comportamiento es similar. Con relación a las dos fases del ENSO, se observa un mayor contenido de humedad del suelo durante el evento de la fase fría a lo largo de todo el año excepto en el trimestre MAM y el oriente en JJA, es importante mostrar como los más altos contenidos de humedad se concentran en el sur y parte del occidente y centro del país. Durante El Niño hay déficits de humedad en casi toda Sur América tropical, de acuerdo con los resultados del Reanálisis de NCEP (*Poveda, 1997*). Es claro que esta variable no es medida sino derivada en el Reanálisis, pero dado que se presentan anomalías negativas de lluvias, caudales y evaporación durante El Niño en esta región, es obvio este comportamiento de la humedad de suelo. Los caudales de los ríos dan una buena medida indirecta de la humedad del suelo, dados los mecanismos que controlan su variabilidad espacio-temporal, y su memoria hidrológica.

3. ANÁLISIS DE CORRELACIÓN

Para examinar la influencia del ENSO y la NAO sobre el ciclo anual de la hidro-climatología de Colombia se cuantifica el grado de dependencia lineal existente entre tales variables, mediante la estimación de correlaciones cruzadas para diferentes rezagos. Se calcularon correlaciones cruzadas entre los trimestres de la variable macroclimática con cada uno de los trimestres de la variable hidrológica. Los resultados se obtuvieron con las series sin estandarizar. Las correlaciones se hicieron considerando que la variable macroclimática antecede a la variable hidrológica. La confiabilidad de estas estimaciones se determinó a partir

del cálculo de la significancia estadística para valores entre el 90% y el 99%, de acuerdo con la prueba F, y corrigiendo el número de grados de libertad con la escala de fluctuación del proceso (Vanmarcke, 1988). Los resultados obtenidos permiten establecer lo siguiente.

Correlaciones con el SOI. Los resultados de las correlaciones de caudales mensuales de 50 ríos colombianos con el índice de Oscilación de Sur presentan valores muy significativos, mostrando una alta asociación entre ambas variables. Es importante anotar la marcada tendencia que se da en varias de las regiones en donde las máximas correlaciones se obtienen para los caudales de DEF y MAM sobresaliendo las correlaciones simultáneas, y las de el SOI de SON con los caudales de DEF. En la mayoría de las regiones, la correlación entre el SOI y los caudales del trimestre JJA se debilita. La dependencia de las dos variables es más fuerte para las estaciones cercanas al Océano Pacífico, de acuerdo a los resultados obtenidos la mayor influencia está dada en las estaciones del Cauca y Valle del Cauca, le sigue en orden de importancia los ríos de Antioquia, y las correlaciones se debilitan un poco para los departamentos ubicados en la zona oriental (Cundinamarca y Boyacá).

Con relación a la precipitación los resultados obtenidos fueron altos e indican una alta correspondencia entre ambas variables, la tendencia muestra las más altas correlaciones para la precipitación simultánea de DEF y en algunos casos para JJA, y la dada entre la precipitación de DEF con la variable en SON, la mayoría de las correlaciones se debilitan para la precipitación de MAM. La dependencia de las variables es fuerte en el Pacífico, especialmente en el Valle del Cauca y Cauca; también sobresale las correlaciones para Antioquia, algunas en el Chocó y Cundinamarca, las correlaciones más bajas están en el Caribe.

Correlaciones con la NAO. El trabajo de Poveda y Mesa (1996) explora las correlaciones entre la hidrología de Colombia y la señal de la Oscilación del Atlántico Norte, sin considerar la influencia del ciclo anual. En la zona de la costa Atlántica la señal es más fuerte que en el resto del país. Además es de diferente sentido, al parecer por el comportamiento de los vientos alisios dentro del ciclo anual. Al considerar las correlaciones con el ciclo anual, se identifican los siguientes rasgos generales. Las correlaciones más altas se presentan en las estaciones de lluvias y caudales localizadas en la zona de la costa del Caribe. Las correlaciones más significativas se presentan entre el índice de la NAO en MAM y los caudales de los ríos en DEF. También sobresalen las correlaciones correspondientes al índice en DEF con los caudales de JJA y SON, continua en orden de importancia según las correlaciones obtenidas los ríos de Antioquia, luego a medida que se desciende en la latitud, las correlaciones disminuyen como sucede en el Valle del Cauca, Nariño y Tolima. Para los registros de precipitación se obtuvieron, en general, buenas correlaciones con la variable hidrológica a lo largo de todo el año, especialmente en JJA de la macroclimática la región del Caribe, y para el trimestre DEF, sobresaliendo los resultados para Antioquia y algunas estaciones del Chocó, Cundinamarca y Norte del Santander; las correlaciones disminuyen al sur del país (Cauca y Valle del Cauca).

Las correlaciones que se presentan con la NAO están asociadas a la intensidad de los vientos alisios del noreste que penetran desde el Océano Atlántico tropical Norte y del Mar Caribe, ya

que el flanco ecuatorial de la Alta de las Azores en el Atlántico Norte determina fuertemente la intensidad de los alisios. El ciclo anual es importante, ya que los alisios también están sometidos a la oscilación anual, con mayor intensidad en DEF y menor intensidad en el trimestre JJA.

4. CONCLUSIONES

Hemos investigado la influencia de los fenómenos ENSO y NAO sobre la hidroclimatología de Colombia. El ciclo anual está presente de manera muy fuerte en tal relación. Los resultados del Proyecto de Reanálisis Climático de NCE/NCAR han sido usados para examinar el comportamiento de diversos campos climáticos de la interacción atmósfera-suelo. En particular se ha examinado el ciclo anual de la climatología y de la diferencia entre las fases extremas del fenómeno ENSO. Se concluye que MAM es el trimestre que menos efecto sufre por ambas fases del ENSO. Los trimestres JJA, SON DEF son los mayormente impactados tanto por El Niño como por la fase fría (La Niña). El comportamiento de la corriente de chorro de bajo nivel de los alisios del oeste tropicales en Colombia es un factor determinante de las anomalías de precipitación, humedad de suelo y temperaturas en Colombia. Tal corriente se debilita durante El Niño y se intensifica durante La Niña, en particular en el trimestre SON. Las anomalías negativas de precipitación y humedad de suelo corroboran los resultados ampliamente mostrados por *Poveda y Mesa* (1996, 1997) sobre las anomalías de caudales de los ríos de Colombia durante las dos fases del ENSO, y otras conclusiones acerca del diagnóstico del clima de Sur América tropical durante el El Niño, en particular aquellas relacionadas con la existencia de un “puente Tierra-Atmósfera” sobre la región, que transporta la señal oceánica de El Niño (calentamiento) hacia el Mar Caribe y el Océano Atlántico tropical Norte. Los resultados de las correlaciones estadísticas por trimestres muestran que los caudales y las lluvias del centro y el occidente de Colombia exhiben correlaciones simultáneas muy altas (alrededor de 0.7 a 0.8) durante el trimestre DEF. Para efectos de predicción son muy importantes las correlaciones rezagadas entre el SOI en SON y la hidrología en DEF. En general el trimestre SON de las variables hidrológicas es el de más baja correlación con casi todos los trimestres del SOI. La mayor predecibilidad del trimestre MAM del SOI ocurre para la hidrología de JJA, así como también son altas las correlaciones entre el trimestre JJA del SOI y la hidrología de DEF, y muy bajas las correlaciones entre el trimestre MAM del SOI y la hidrología de DEF.

Las correlaciones de la NAO con la hidrología de Colombia también están influidas por el ciclo anual. Es así que las mayores correlaciones (negativas) se presentan para las estaciones de lluvias y caudales de la costa del mar Caribe entre la NAO en los trimestres MAM y JJA y la hidrología en DEF. Es necesario entender la modulación climática conjunta que ejercen el fenómeno ENSO y la NAO sobre el clima y la hidrología de Colombia.

Se continuará explorando la influencia de otras variables del clima global sobre la hidroclimatología de Colombia, como la Oscilación Cuasi-Bienal, las ondas de Madden-Julian, los sistemas de baja presión y huracanes en los Océanos Atlántico y Pacífico, las ondas del este,

la oscilación anual de la ZCIT (*Hastenrath*, 1997), los monzones de la India, la circulación de la cuenca Amazónica y la retro-alimentación de los procesos tierra-atmósfera en el continente.

BIBLIOGRAFÍA

- 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.
- Hastenrath, S., 1976: Variations in low-latitude circulations and extreme climatic events in the tropical Americas *Jour. Atmos. Sci.*, **33**, 202-215.
- Hastenrath, S. (1997). Annual cycle of upper air circulation and convective activity over the tropical Americas. *J. Geophys. Res.*, **102**, D4, 4267-4274.
- Hastenrath, S., and L. Greischar, 1993: Further work on the prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies. *J. Climate*, **6**, 743-758.
- Kalnay, E., M. Kanatmisu., R. Kistler y otros. (1996). The NCEP/NCAR 40-year, Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Washington, **77**, 437-470.
- Poveda, G. (1997) Hydrologic Variability in Colombia and Tropical South America: ENSO, NAO, Diagnostics and Forecasting. First Pacific Rim Hydroclimate Workshop, UCLA, Los Angeles, August 25-27.
- Poveda, G. y O. J. Mesa. (1996). La Oscilación del Atlántico Norte y su influencia sobre el clima de Colombia. *Memorias XVII Congreos Latino-Americano de Hidráulica e Hidrología*, IAHR, Guayaquil, Ecuador, 343-354, 1996.
- Poveda, G., y O. J. Mesa, (1997). Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large-scale ocean-atmosphere processes. *J. Climate*, **10**, 2690-2702.
- Pulwarty, R. S., y H. F. Diaz, 1993: A study of the seasonal cycle and its perturbation by ENSO in the tropical Americas. *IV Internatl. Conf. South. Hem.isph. Met. Ocean*, American Meteorological Society, 262-263.
- Velasco, I., y M. Frisch (1987). Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geophys. Res.*, **92**, D8, 9 591 - 9 613.

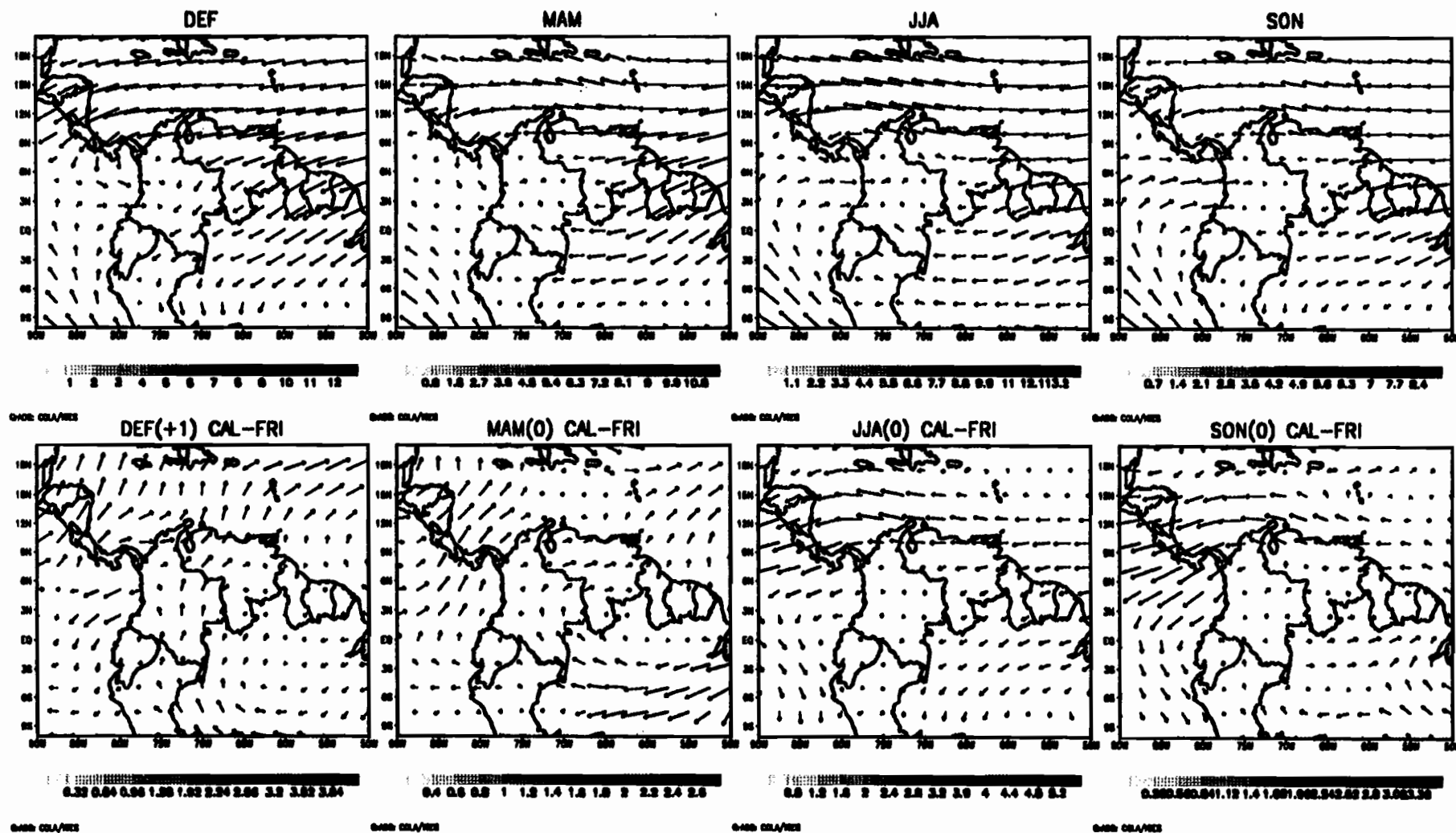


Figura 1. Ciclo anual Velocidad de viento 925 mb [m/s] (superior)
Diferencia entre eventos calidos y frios (inferior).

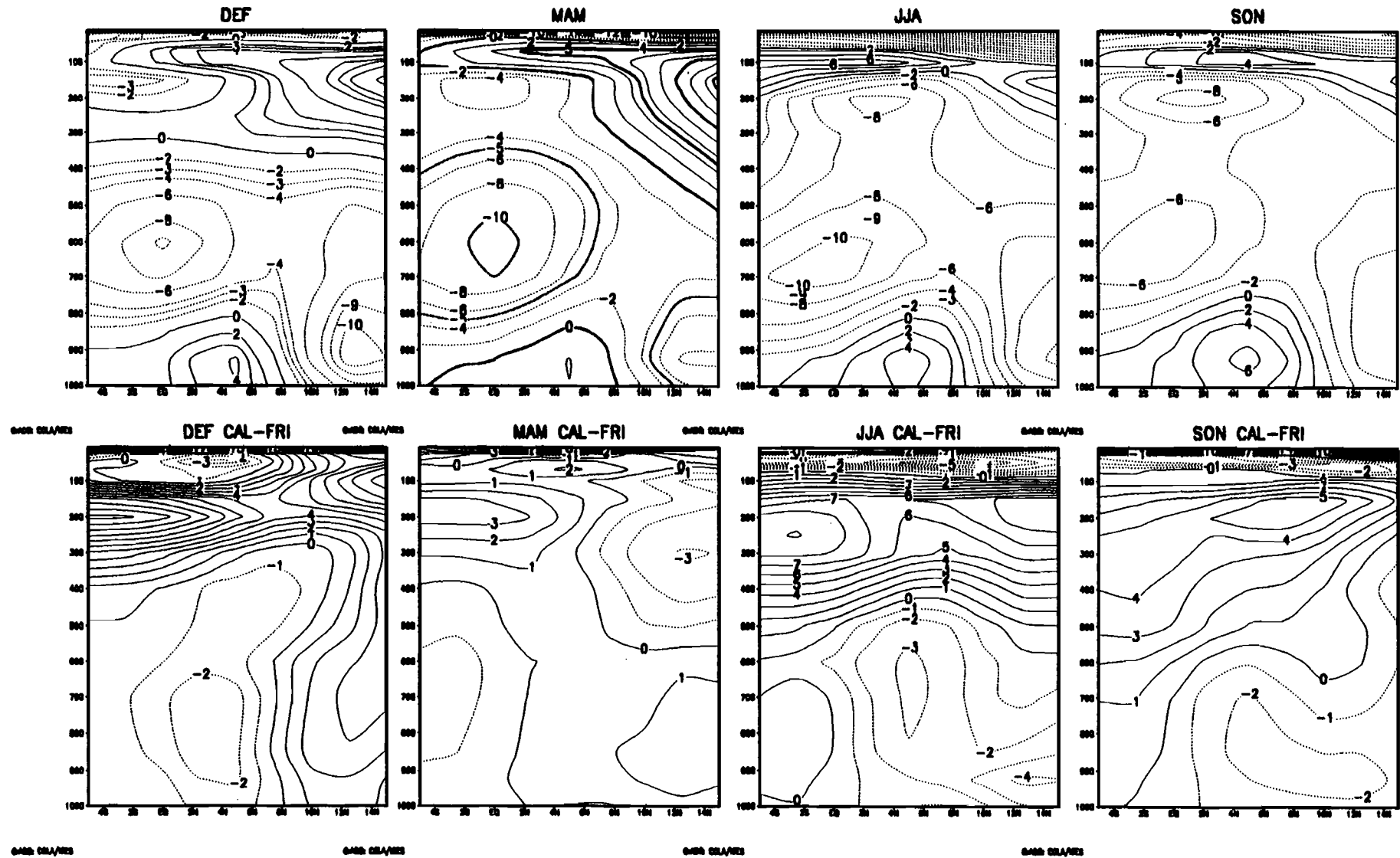


Figura 2. Ciclo anual de Velocidad de viento zonal en 80W [m/s] (superior)
Diferencia entre eventos calidos y frios (inferior).

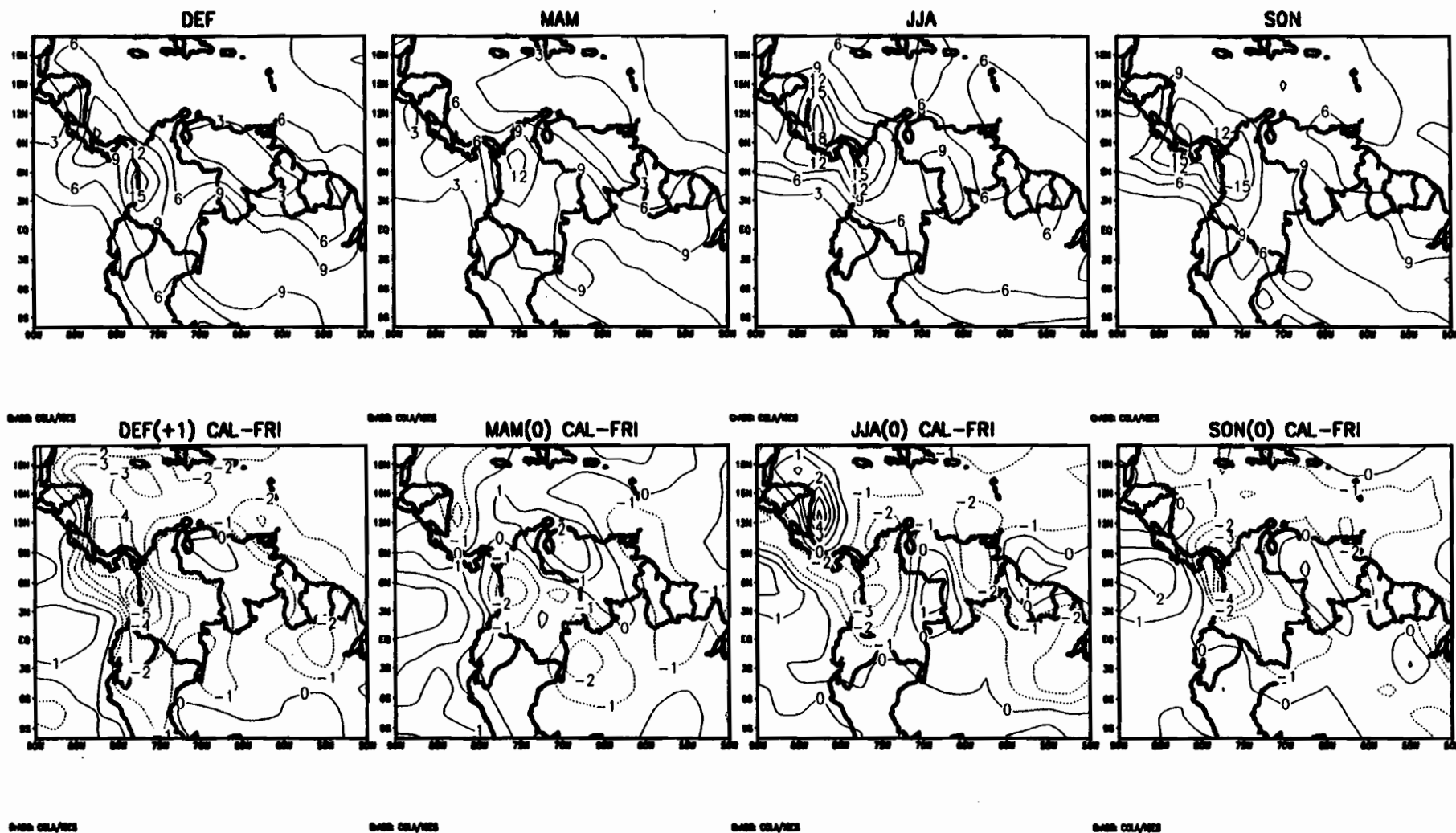


Figura 3. Ciclo anual de Precipitación [mm/d] (superior)
Diferencia entre eventos calidos y frios (inferior).

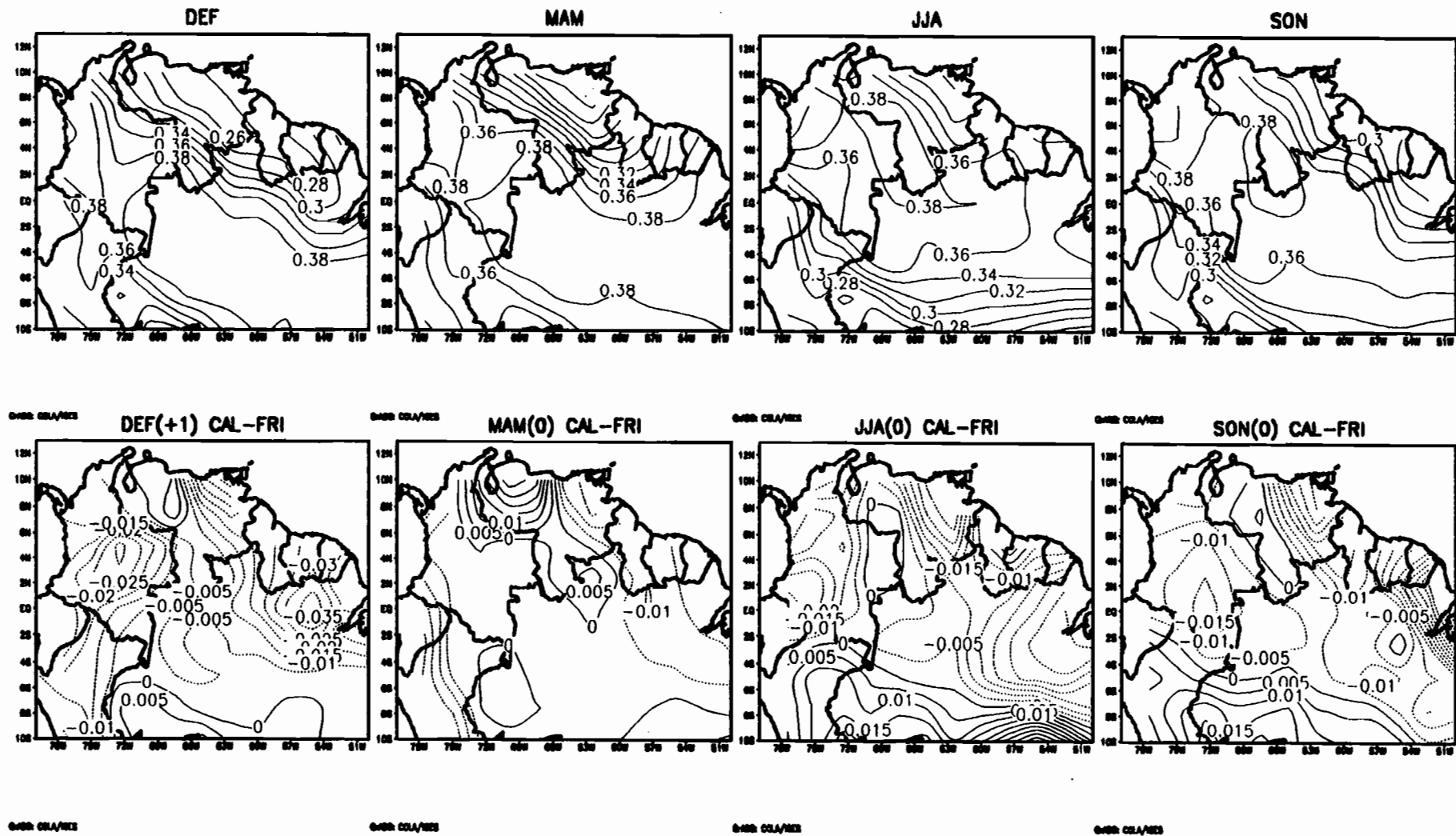


Figura 4. Ciclo Anual Humedad de Suelo 0–10 cm [fraccion] (superior)
Diferencia entre eventos calidos y frios 0. Pacifico (inferior).

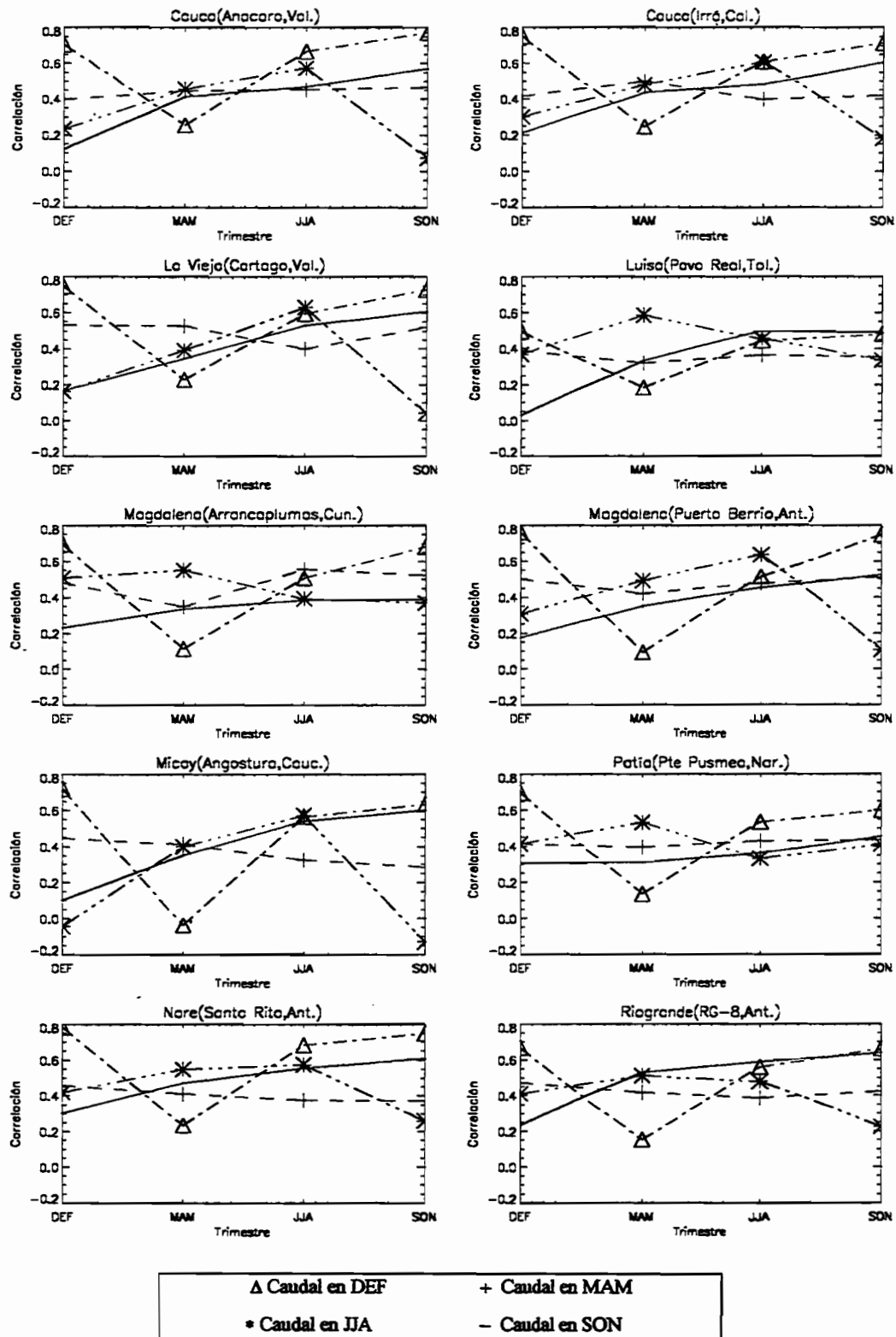


Figura 5. Coeficientes de correlación entre el Índice de Oscilación del Sur (SOI) y 10 estaciones de medición de caudales en Colombia.

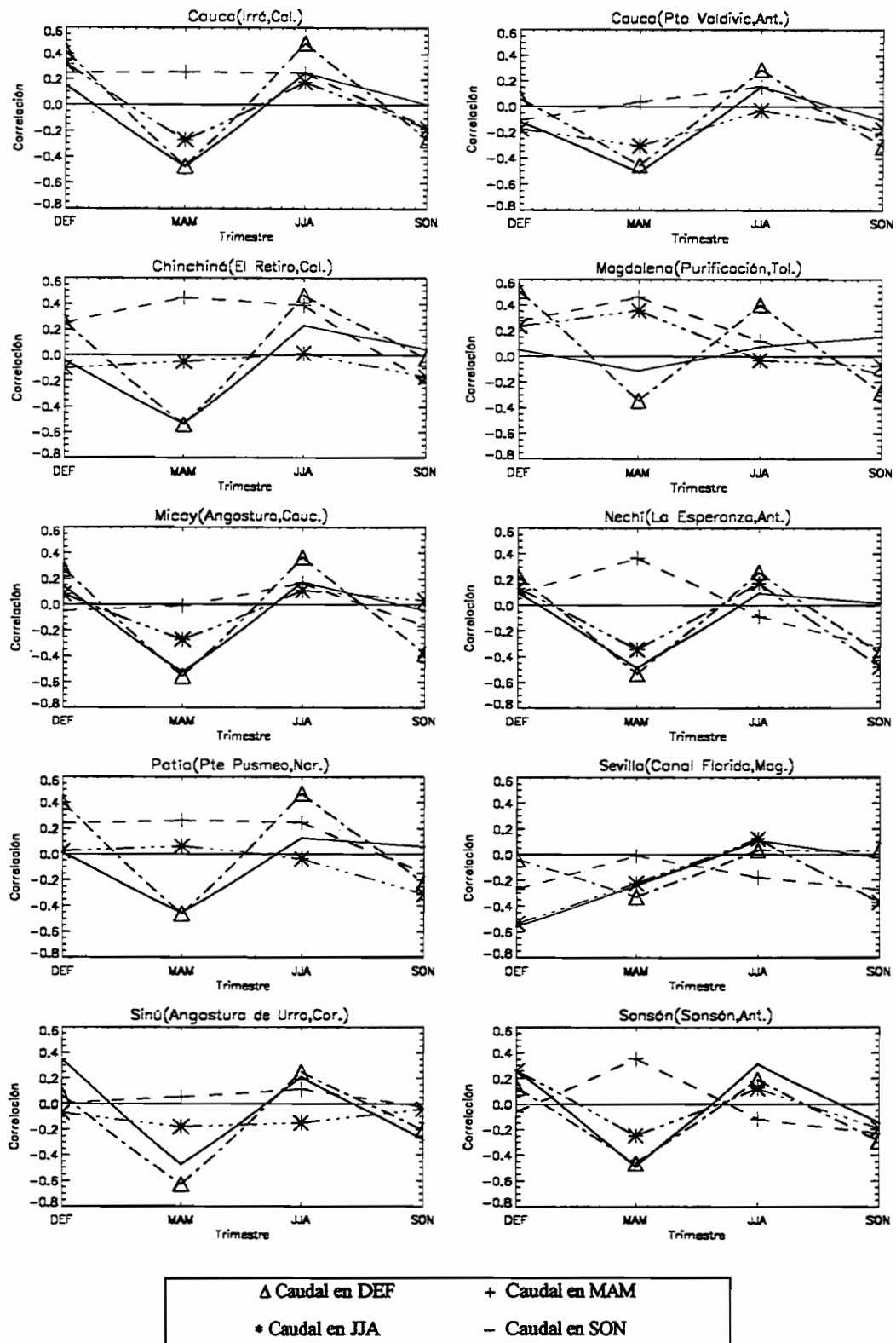


Figura 6. Coeficientes de correlación entre la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y 10 estaciones de medición de caudales en Colombia.

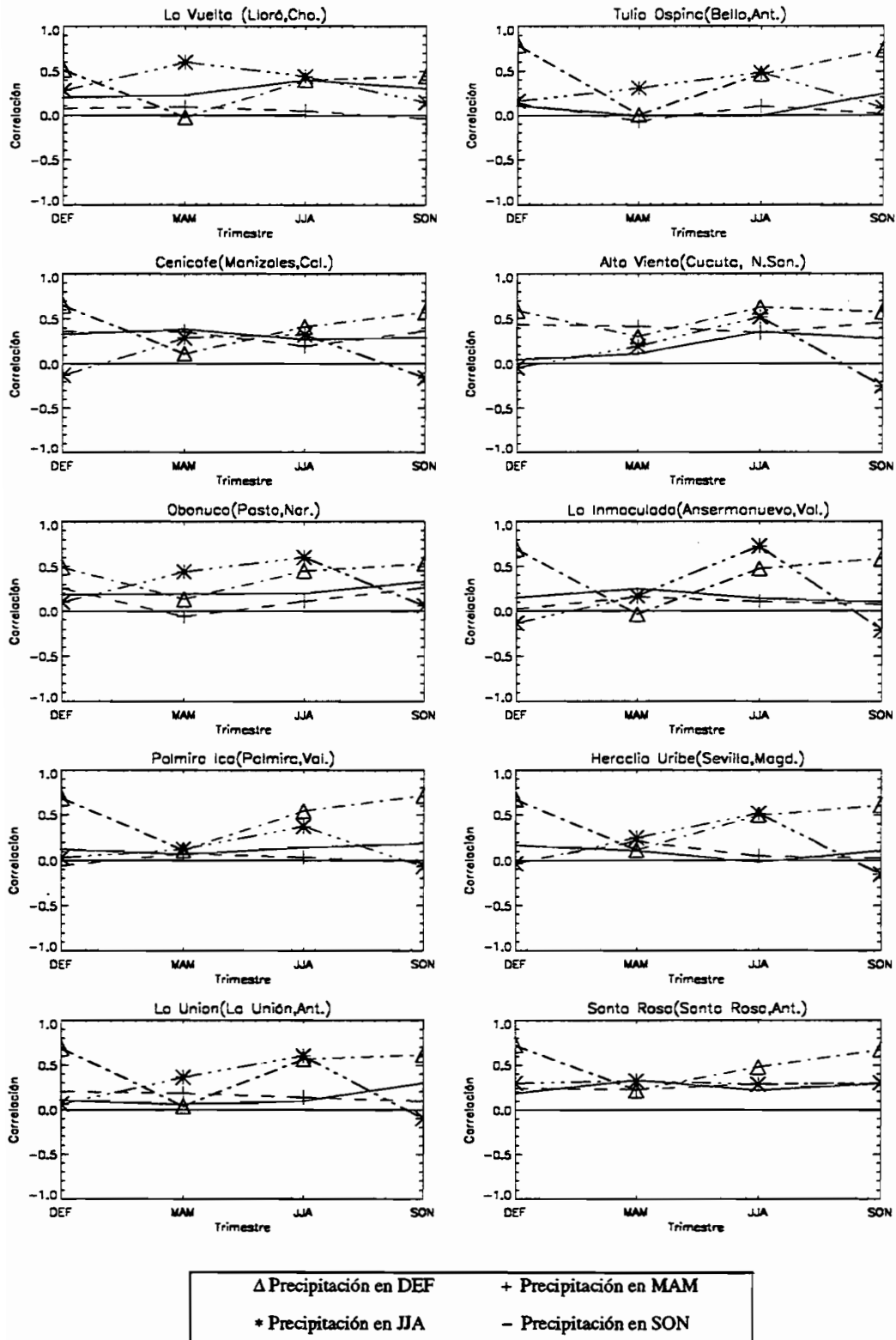


Figura 7. Coeficientes de correlación entre el Índice de Oscilación del Sur (SOI) y 10 estaciones de precipitación en Colombia.

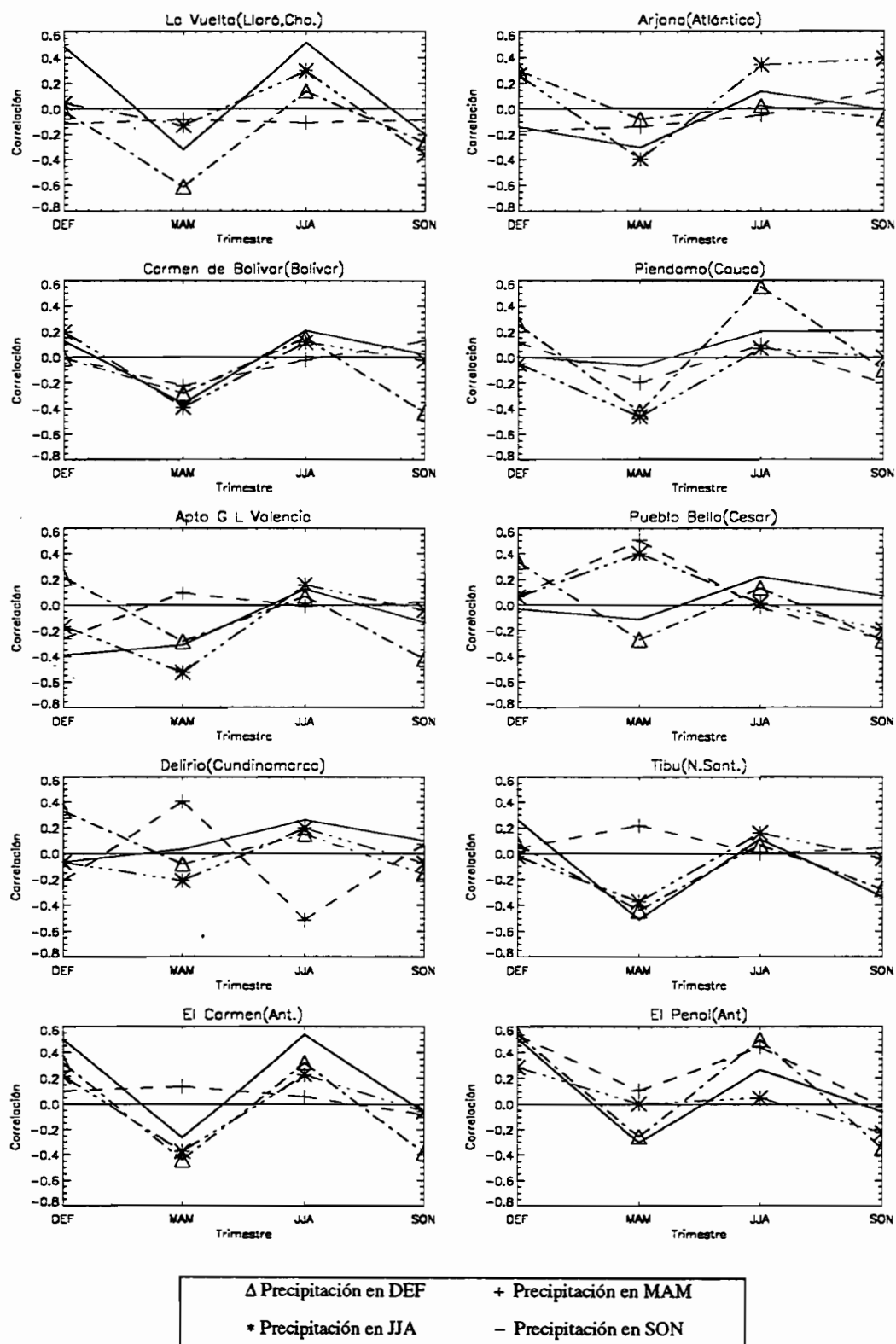


Figura 8. Coeficientes de correlación entre la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y 10 estaciones de precipitación en Colombia.

INCIDENCIA DEL FENÓMENO NIÑO EN LA HIDROCLIMATOLOGIA DEL VALLE DEL RIO CAUCA

Yesid Carvajal E., Henry Jiménez E., Hernán Materón M. Ingenieros Agrícolas.
M.Sc. Profesores Area Hidrología-Riegos y Drenajes. Facultad de Ingeniería.
Universidad del Valle. A.A.25360 Cali. Colombia
E-mail: yecarvaj@mafalda.univalle.edu.co
E-mail: hjimenez@mafalda.univalle.edu.co
E-mail: hmateron@mafalda.univalle.edu.co

RESUMEN

En el presente trabajo, se presentan algunas de las manifestaciones del Fenómeno y el impacto que ocasiona en la disponibilidad hídrica del Valle del Cauca durante los períodos secos, y por efecto de crecientes, inundaciones y desastres en períodos húmedos.

La evaluación del comportamiento de los valores extremos de los caudales de los ríos (mínimos y máximos) presenta un comportamiento diferencial entre los períodos con la presencia del fenómeno del Niño y los períodos de no presencia del Niño. En períodos con efecto Niño los caudales máximos tienden a ser mayores y los caudales mínimos a ser menores. Durante la ocurrencia del fenómeno se puede presentar un aumento de los riesgos de inundación en las poblaciones rurales durante la temporada de lluvias y por otro lado, durante las épocas mas secas se tiene un mayor riesgo de disminuir la disponibilidad de agua para diferentes actividades y a incrementarse el área de bosque incendiado en la región.

SUMMARY

On this paper, studying the Niño occurrence on the Cauca Valley; There are impact as consequence of droughts, floods and other natural disasters that increases its risk during the Niño Period.

The runoff extreme (maximum and minimum) values; during the Niño occurrence perios and non El Niño occurrence period there is a tendency to get higher floods during the rainfall period that during no occurrence period. Likely during El Niño occurrence period there is a tendency to have the lowest runoff during the dry season in comparison with the Niño non occurrence period.

During the Niño period there is an increasing risk to have floods occurrence, erosion effects during the rainny seasons; and during dry seasons, there is a high probability to get more fire forest events and droughts more critical.

INTRODUCCION

Colombia por su localización en la Franja Intertropical de Convergencia (FIC), y por su accidentada fisiografía, es un país susceptible a catástrofes y desastres naturales, los cuales en un 90% están asociados a fenómenos hidrometeorológicos; el Valle del Cauca es uno de los departamentos más afectados por su cercanía al Océano Pacífico, que es zona de influencia de fenómenos Océano-Atmosféricos cuasiperiódicos, difíciles de comprender, como el fenómeno del Niño (ENSO).

La agricultura es el principal renglón en la economía de la región, destacándose por ser la más tecnificada del país; sin embargo, sufre los efectos de los eventos derivados de la variabilidad climática, tales como sequías, incendios forestales, inundaciones, crecientes súbitas, desastres naturales, etc.

En 1992 la sequía y la falta de planificación ocasionaron un fuerte racionamiento de energía durante un año y la pérdida de cosechas, poniendo de manifiesto que El Niño es el evento que mayor impacto ocasiona en la economía, no solo de la región, si no del país. Actualmente, se manifiesta un nuevo episodio, con una intensidad fuerte, según los últimos registros del Índice de Oscilación del Sur SOI (NOAA, 1997), con la incertidumbre del impacto que traerá para los diferentes sectores productivos, con posibles sequías y/o inundaciones en los próximos dos semestres. Diferentes áreas del departamento han sido colocadas bajo estudio por las reiteradas faltas de agua desde 1991, cuyas causas no se conocen aún muy bien, pero que se sabe están evidentemente relacionadas con los fenómenos del Niño de esta década.

A partir de lo anterior, se pretende con el presente trabajo ofrecer una síntesis del estado actual del conocimiento en el tema del fenómeno del Niño en el Valle del Cauca, Efectuar un análisis que brinde mayores elementos de juicio a los planificadores del recurso hídrico en la región, con el fin de prever efectos adversos y adoptar medidas oportunas de prevención y mitigación, y finalmente analizar la incidencia del fenómeno Niño en los periodos secos y húmedos en la zona plana del Valle del Cauca.

1. ANTECEDENTES

1.1 LOCALIZACION

El Departamento del Valle del Cauca, se encuentran localizado entre los 3° 05' y 5° 0' de latitud norte, y los 75° 41' y 77° 33' de longitud Oeste; presenta dentro de sus límites políticos tres regiones bien definidas; La Costa Pacífica, el Valle interandino del río Cauca y la región Andina que comprende las cordilleras Occidental y Central.

El régimen de precipitación es bimodal, con dos trimestres secos en los meses de Diciembre a Febrero y Junio a Agosto y dos periodos lluviosos de Marzo a Mayo y Septiembre a Noviembre.

El régimen bimodal es el resultado de la actividad de la Zona de Convergencia InterTropical; esta se localiza en el sur durante los meses de Enero y Febrero, concluyendo su recorrido a mediados del año. Durante el mes de Septiembre inicia su desplazamiento hacia el sur, el cual termina en el mes de Enero.

En la Zona interandina del Valle del Cauca, la precipitación anual oscila entre 4000 mm y 1200 mm en las partes altas de las cordilleras y la parte plana del Valle respectivamente.

1.2 ASPECTOS GLOBALES DEL RECURSO AGUA EN EL VALLE DEL CAUCA.

Existen en el Valle del Cauca 336.000 has en la zona plana, de las cuales el 54.6% se encuentran en caña de azúcar y el área restante en otros cultivos y pastos. La producción agrícola demanda el 80% de las aguas superficiales y el 60% de las aguas subterráneas (Tabla 1). Puede considerarse que no existe un uso eficiente de las aguas para riego, considerando que el 64.5% del área cuenta con riego por gravedad, el 20.6% utiliza riego por aspersión y solamente el 0.06% emplea riego por goteo.

Actualmente la demanda para el consumo humano en centros urbanos y rurales es del orden de 14.3 m³/s, de los cuales un 60% proviene de las aguas superficiales y un 40% de subterráneas, con pérdidas en los sistemas de acueducto que superan el 35%.

Tabla 1. Uso del agua en la parte plana del Valle del Cauca

USO	SUPERFICIAL		SUBTERRANEA	
	(m ³ /s)	(%)	(m ³ /s)	(%)
AGRICOLA	134.3	79.80	111.83	60.00
ELECTRICO	9.1	5.40	—	—
URBANO-DOMESTICO	14.3	8.50	5.17	17.00
INDUSTRIAL	10.6	6.30	9.88	12.00
TOTAL	168.3	100.00	126.89	100.00

Entre 1988 y 1992, se presentó una disminución en la precipitación, generalizada en toda la zona plana, atribuida al fenómeno del Niño; la disminución de los caudales superficiales obligó a los usuarios a incrementar el tiempo de operación de los pozos, originando un descenso de los niveles y una disminución apreciable en las reservas de agua subterránea, que llegaron a su período crítico en 1991.

2. METODOLOGIA

Se seleccionaron los períodos de ocurrencia del fenómeno del Niño y AntiNiño teniendo en cuenta la estrecha relación existente entre su inicio y los valores negativos del SOI (Índice de Oscilación del Sur) calculado en el Centro de Análisis Climático de la NOAA (National Oceanic Atmospheric Administration); se utilizó este índice, por ser el más difundido y utilizado a nivel mundial (Tabla 2).

Posteriormente, mediante análisis comparativo con y sin Niño de la estadística de las variables hidroclimatológicas, logró establecerse la incidencia en las precipitaciones máximas en 24 horas, caudales medios, máximos, mínimos, transporte de sedimentos de los ríos e incendios forestales.

TABLA 2. Años de ocurrencia de Niños y Niñas desde 1950

PERÍODO	DURACION (MESES)	INTENSIDAD IOS	CLASIFICACION
Niño			
Jul 1951 - Abr 1952	10	-0.96	Moderado
Ago 1957 - Mar 1958	8	-0.95	Fuerte
Abr 1965 - Mar 1966	12	-1.16	Fuerte
Ene 1969 - Oct 1969	10	-0.84	Debil
May 1972 - Feb 1973	10	-1.35	Fuerte
Jul 1976 - Abr 1978	22	-0.96	Moderado
May 1982 - Abr 1983	12	-2.53	Muy Fuerte
Nov 1986 - Oct 1987	12	-1.54	Moderado
Mar 1991 - Ago 1992	17	-1.36	Fuerte
Niña o Anti-Niño			
May 1955 - Ago 1956	16	1.07	
Mar 1964 - Oct 1964	8	0.80	
Sep 1970 - Oct 1971	14	1.25	
Nov 1973 - Oct 1974	12	1.54	
Mar 1975 - Mar 1976	13	1.54	
Jul 1988 - Jul 1989	13	1.28	

3. ANALISIS DE RESULTADOS Y DISCUSION

3.1 PRECIPITACION MEDIA ANUAL. Por su fisiografía, la zona presenta lluvias de tipo orográfico, que guardan una estrecha relación directa con la altura, convirtiendo esta región en la más lluviosa del Alto Cauca, al registrar precipitaciones medias anuales que oscilan entre 4000 mm y 1200 mm, en las partes alta y baja respectivamente. Durante los

períodos de ocurrencia del Niño, las precipitaciones se reducen hasta en un 60%, y en los períodos de antiNiño o Niña, se incrementan por encima del 100%.

Los fenómenos Niño afectan durante casi dos años seguidos el estado del tiempo del país, la fase pre-Niño empieza a manifestarse cuando desde mitad de año varios de los índices objetivos empiezan a manifestar la tendencia a que el evento ocurra. La consecuencia más grave es que los cultivos merman su producción por exceso o déficit de agua. La alteración climática genera lluvias intensas en el pie de monte llanero de la cordillera oriental, donde los vientos alisios descargan la humedad que recogen en la Amazonía, ocasionando inundaciones, mientras la zona Andina permanece seca porque los alisios cortan la formación de nubes de lluvia. En esta fase, predomina la sequía en más del 50% del territorio nacional (región Andina y Caribe).

En la fase Niño el déficit de lluvia se generaliza en la zona Andina y la Costa del Caribe. En los casos más críticos, la falta de agua se da en un 60% y generalmente, no se presenta la primera temporada invernal. La afectación económica del sector agrícola es mayor si se tiene en cuenta las condiciones del semestre anterior no fueron buenas. La sequía se incrementa con intensidades moderadas y altas.

La fase PosNiño es supuestamente el retorno a las condiciones normales, pero en esta etapa se presenta el efecto de compensación de la atmósfera luego de más de un año de comportamiento irregular de déficit.

Generalmente, en este tercer año de impacto de los Niños se presentan inundaciones en el país con consecuencias graves para la producción agrícola. Como se aprecia, el Niño impacta enormemente al sector agrícola durante casi dos años consecutivos y no como se creía anteriormente, que estaba asociado sólo a la sequía relacionada con el SOI.

Considerando que el Niño tiene una frecuencia de 1 en 5 años, y que en términos generales, cada uno de ellos impacta durante dos años, se puede concluir que el sector agrícola presenta condiciones adversas de disponibilidad de agua por lo menos durante el 40% del tiempo en lo que respecta al Niño. En la región Andina, las tres sequías más fuertes han coincidido con eventos el Niño (72-73, 76-77 y 91-93). Sin embargo, el Niño de 1969 tuvo un efecto mínimo a nivel de lluvias, así como el Fuerte Niño de 1982-83, que no tuvo la repercusión esperada. Por el contrario el primer semestre del 85 se presentó extremadamente seco y no aparece definido como evento Niño, lo que implica que el Niño está acompañado de sequía, pero no toda sequía es causada por el evento.

Hurtado (1996) reporta que de los últimos 7 eventos Niño, 6 presentan concordancia relevante en las Regiones Andina, Caribe y Pacífica. Aunque los eventos cálidos son acompañados por sequía, aproximadamente el 50% de las 20 sequías más importantes no se presentaron durante eventos Niño.

En lo que respecta a los períodos lluviosos, la frecuencia de los AntiNiños o Niñas ha sido de 1 en 8.3 años con una afectación promedio de 1 año, lo cual indica que por lo menos el 12 por ciento del tiempo se presentan condiciones adversas por efecto de excesos de aguas.

3.2 PRECIPITACIONES MAXIMAS EN 24 HORAS. En la zona de mayor producción hídrica del Valle, en los Farallones de Cali, se encontró que cerca del 52.4% de las precipitaciones máximas en 24 horas superiores a 60 mm han ocurrido en los años de incidencia del fenómeno (Tabla 3), lluvias que por su magnitud e intensidad favorecen la erosión hídrica y generan caudales máximos que ocasionan desbordamientos, al estar asociados a otros factores tales como relieve, altas pendientes, inestabilidad y poca profundidad de suelos y encañonamiento de cauces. Lo anterior permite definir la zona como de alta vulnerabilidad, al favorecer derrumbes y represamientos que generan crecientes.

Tabla 3. Número de precipitaciones superiores a 60 mm presentadas en la cuenca del río Cali.

Estación	Número de Histórico	Precipitaciones > 60 mm Período Niño(mm)	%	Rango
Corea	109	91	83.5	135-60
Peñas Blancas	32	25	78.1	135-60
La Teresita	28	20	71.4	113-60
Las Brisas	79	54	68.4	135-60
Yanaconas	40	24	60.0	188-60
Brasilia	21	11	52.4	107-60
Aguacatal	7	5	71.4	84-60
Los Cristales	61	43	70.5	140-60
Planta Río Cali	35	26	74.3	135-60

3.4 CAUDALES MEDIOS. En la región se presentan rendimientos hídricos que oscilan entre 10.4 lps/km² y 73.9 lps/km² en las cuencas de los ríos Guachal y Jamundí respectivamente (Tabla 4). Algunas cuencas pequeñas, se caracterizan por ser torrenciales, alcanzando caudales 263 veces (80.0 m³/s) superiores al caudal medio anual (0.30 m³/s); tal es el caso de las cuencas de los ríos Cañaveralejo, Pance, Lili y Meléndez, en el municipio de Cali. (Carvajal, 1995).

En general, los caudales medios en los periodos de fenómeno Niño se reducen en un 30% en promedio. Sin embargo, en 1992 la disminución de caudales fue generalizada, alcanzando reducciones promedias del 50%, con casos críticos que alcanzaron el 80%; situación dramática si se tiene en cuenta que en el Valle del Cauca, 28 de los 42 municipios tienen problemas presentes o mediatos en el suministro de agua y muchas zonas carecen de ella para fines agrícolas, ganaderos e industriales. Adicionalmente, en este periodo, los requerimientos hídricos aumentaron, la evaporación se incrementó, y las lluvias disminuyeron conjuntamente con la disponibilidad de aguas subterráneas.

En los periodos húmedos, los caudales de los ríos se incrementaron en promedio un 44.7%,

con un promedio de 68.2% en los períodos más críticos, alcanzando en algunos casos valores superiores al 100%, tal como ocurrió en los ríos Desbaratado y Bolo (Tabla 5). Esta situación es crítica, ya que la torrencialidad de las cuencas favorece la acumulación de grandes volúmenes de agua en la zona plana (tierras cultivadas), generando pérdidas de vidas humanas y de cosechas, inundaciones, erosión, incremento de plagas y enfermedades endémicas entre otros.

3.5 CONCENTRACION DE SEDIMENTOS. En la Figura 1, tabla 6 se observa el transporte promedio diario de sedimentos en los ríos Palo, Cauca, Tulua y La Vieja, se aprecia en algunos casos (Río La Vieja), el desproporcionado incremento del 265% (32.772 t/d) en el transporte promedio de sedimentos diarios en 1988-1989 cuando ocurrió un AntiNiño. Estos valores están asociados a las grandes crecientes que se generan en los ríos, y son indicativos del grado de deterioro de las cuencas, cuando se pierden miles de toneladas de suelo por erosión. En 1992 que fue un año de incidencia del Niño, el transporte de sedimentos disminuyó, alcanzando valores cercanos al 20% de la media histórica.

3.6 CAUDALES EXTREMOS. los ríos se caracterizan por presentar grandes fluctuaciones en sus caudales extremos con respecto al caudal medio. La tabla 7 resume los eventos más críticos ocurridos en algunos ríos del Valle, se aprecia que en su mayoría, están asociados con los períodos de ocurrencia de eventos Niño y/o antiNiño.

3.7 INCENDIOS FORESTALES. Durante la ocurrencia del fenómeno Niño, se incrementa el % de área incendiada en la región (ver Figura 2). En las cuencas del municipio de Cali , la estadística indica un promedio histórico de 200 has/año incendiadas, cifra que se puede incrementar hasta 1200 has/año ,tal como ocurrió el presente año, con un incremento del 600%. A nivel de Colombia, en la actualidad , se reportan 70.000 has incendiadas de rastrojo y bosque en lo que va corrido del año

4. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Debido a la alta vulnerabilidad de la región, desde el punto de vista biofísico e hidroclimatológico, se recomienda: tomar medidas para reducir, los riesgos a los que se encuentra expuesta la población; esto permitirá zonificar y elaborar programas de prevención y de contingencia de desastres.

El cambio climático global y su impacto regional deben ser una prioridad de investigación en nuestra región, puesto que se evidencian señales claras, que sugieren que el sobrecalentamiento de la tierra por el aumento de las emisiones de CO₂ podría inducir la ocurrencia de eventos Niño más extremos y frecuentes, con las consecuentes repercusiones hidrológicas para la región.

Aunque el Niño tiene un gran impacto socioeconómico en diferentes sectores del Valle del Cauca, aún no existen evaluaciones concretas que cuantifiquen la magnitud económica de las pérdidas que deja. Igualmente, es importante evaluar el efecto hidrológico de la deforestación y la urbanización de las cuencas.

Las poblaciones que se abastecen de la cuencas del Valle del Cauca presentan un alto grado de vulnerabilidad, desde el punto de vista de la disponibilidad de agua, ya que la capacidad de producción hídrica es afectada por la ocurrencia de fenómeno del Niño. Por consiguiente se recomienda estudiar la viabilidad técnico-económica de alternativas de regulación del caudal en las corrientes, para disminuir el riesgo de sequías e inundaciones. La planificación y el manejo de los recursos naturales en la región debe considerar la predicción y /o ocurrencia de eventos Niño. Así, las decisiones sobre el manejo de los recursos hídricos y control de incendios deben ser diferentes de aquellas para los meses normales.

El estudio del impacto de la sequía en la agricultura y la prevención de los desastres causados por esta, resulta especialmente valioso en el Valle del Cauca dada su condición de dependencia frente a este renglón de la economía. se trata en conclusión de hacer un aporte valioso a la economía del Valle del Cauca, en un renglón que atraviesa desde todas las ópticas una de sus peores crisis.

El desconocimiento del comportamiento climático o del régimen hidrológico de una región acarrea grandes riesgos. Los efectos de los fenómenos naturales deben ser enfocados no sólo desde el punto de vista humanitario y social, sino, desde el punto de vista económico. La sequía es quizás el más inadvertido de los desastres naturales, puesto que al presentarse tiene un desarrollo lento que tarda en desaparecer mucho tiempo.

La reducción de la oferta hídrica durante los fuertes veranos que suceden durante el fenómeno del Niño, traen también como consecuencia la merma de las pasturas, afectando la producción ganadera, igualmente, la producción de alimentos agrícola se reduce al deprimirse las fuentes de riego. Lo anterior implica que el país debe pensar en la implantación de programas que presenten una mejor conservación y regulación del recurso agua en las cuencas mediante su retención superficial, subsuperficial o subterránea.

De otro lado, los períodos de lluvias intensas, aumentan los riesgos de inundaciones en las áreas cultivadas en tierras planas y/o de pobre drenaje.

Indirectamente El Niño, puede traer como consecuencia un aumento notorio de las pérdidas de productos perecederos. Durante los periodos secos con la reducción de las fuentes de energía de origen hídrico, tal como sucedió durante el famoso apagón, donde los sistemas de procesamiento, conservación, cadenas de frío, limitaron su eficiencia, con las consabidas pérdidas de calidad y deterioro de los productos. Adicionalmente, la pérdida de pasturas para el ganado ocasiona disminuciones del 25% en la producción de leche.

De otra parte, durante los acentuados períodos invernales, la mayor ocurrencia de fuertes lluvias y crecientes aumenta los derrumbes en las vías de comunicación y destrucción de puentes, afectando el transporte de los productos perecederos, animales, insumos y personas.

Tabla 4. Caudales medios anuales y extremos absolutos de algunos ríos del Valle del río Cauca

ESTACION	CUENCA	PERIODO REGISTROS	AÑOS	AREA (Km ²)	CAUDAL MAXIMO (m ³ /s)	MEDIO (m ³ /s)	MINIMO (m ³ /s)	RENDIMIENTO		
								MAXIMO (LPS/Km ²)	MEDIO (LPS/Km ²)	MINIMO (LPS/Km ²)
AMAIME	AMAIME	1984-1994	10	482	199	5	0	412.9	10.4	0
ARRIBA	BOLO	1960-1994	34	302	226	4	0	748.3	13.2	0
EL PLACER	BUGALA GRAND	1976-1994	18	648	155	13.9	1.3	239.2	21.5	2
ORTIGAL	DESBARATADO	1972-1994	22	105	44	2.6	0	419	24.7	0
BUCHITOLO	FRAILE	1961-1994	33	263	86	6.3	1.1	327	23.9	4.2
EL DOVIO	GARRAPATAS	1979-1994	15	827	350	13	6.3	423.2	15.7	7.6
PTE PALMASECA	GUACHAL	1977-1994	17	947	107	11.4	0	113	12.1	0
EL VERGEL	GUADALAJARA	1972-1994	22	131	231	3.9	1.2	1763.4	29.8	9.2
POTRERITO	JAMUNDI	1946-1994	48	69	194	5.1	0.1	2811.6	73.9	1.4
CARTAGO	LA VIEJA	1946-1994	48	2852	1099	95	11	385.3	33.3	3.9
ABAJO	OVEJAS	1964-1994	30	607	252	18	2.7	415.2	29.7	4.4
LA SORPRESA	LA PAILA	1972-1994	22	316	198	4.5	0	626.6	14.2	0.1
BOCATOMA	PALO	1946-1994	48	966	349	17	0.1	361.3	17.6	0.1
PTE FERROCARRIL	QUINAMAYO	1970-1994	24	160	339	4.2	0	2118.8	26.4	0.1
TIMBA	TIMBA	1946-1994	48	401	303	21.8	2.6	755.6	54.4	6.5
MATEGUADUA	TULUA	1945-1994	49	732	289	15.2	0.9	394.8	20.8	1.2
LA Balsa	CAUCA	1946-1994	48	5156	1360	193	18	263.8	37.4	3.5
ANACARO	CAUCA	1961-1994	33	17234	1361	399	75	79	23.2	4.4

Tabla 5. Comportamiento de los caudales máximos, medios y mínimos medios anuales en algunos ríos del Valle del río Cauca

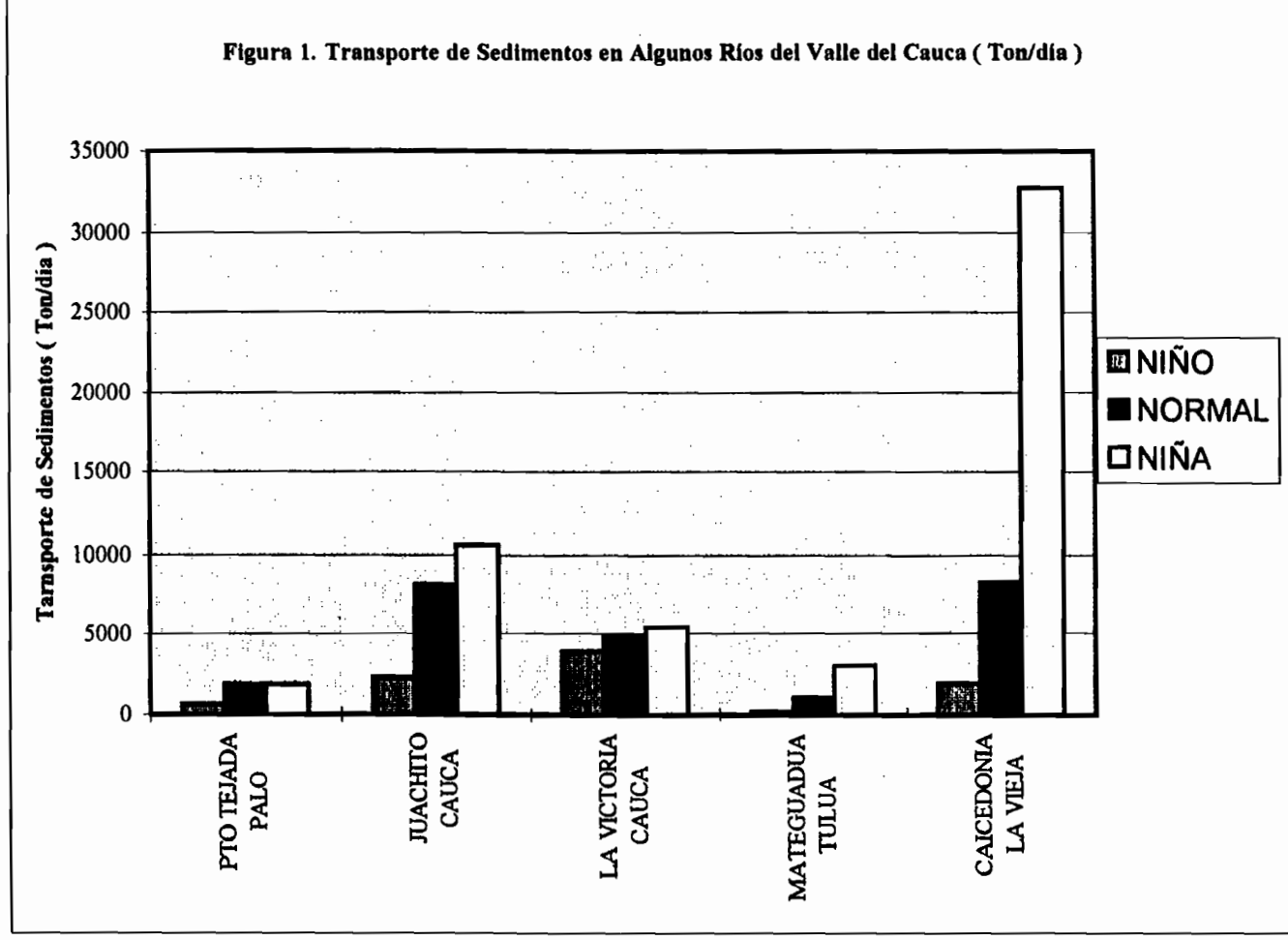
RIO	PERIODO REGISTROS	AÑOS	REGISTRO TOTAL					CAUDAL MAXIMO (m3/s)	PERIODO DEL NIÑO					CAUDAL MAXIMO (m3/s)	PERIODO LA NIÑA				
			CAUDAL MAXIMO (m3/s)	CAUDAL MEDIO (m3/s)	CAUDAL MINIMO (m3/s)	DESV STANDAR (m3/s)	COEF VARIACION %		CAUDAL MAXIMO (m3/s)	CAUDAL MEDIO (m3/s)	CAUDAL MINIMO (m3/s)	DESV STANDAR (m3/s)	COEF VARIACION %		CAUDAL MAXIMO (m3/s)	CAUDAL MEDIO (m3/s)	CAUDAL MINIMO (m3/s)	DESV STANDAR (m3/s)	COEF VARIACION %
AMAJME	1984-1994	10	8.2	5	1.6	2.3	46	3.4	2.5	1.6	0.9	37.9	7.4	7.4	7.4	7.4	7.4	7.4	7.4
BOLO	1960-1994	34	12	4	0.8	2.2	53.7	5	2.3	0.8	1.3	54.2	8.7	7.2	5.1	1.7	23.2		
BUGALA GR/	1976-1994	18	23.3	13.9	8.2	3.8	26.9	12.4	10.3	8.2	1.8	17.8	19.4	19.4	19.4	19.4	19.4	19.4	19.4
DESBARATAJ	1972-1994	22	5.8	2.6	0.8	1.3	49.2	4	1.9	0.5	1.3	67	5.3	4.1	3.1	1.1	26.2		
FRAILE	1961-1994	33	10.2	6.3	1.8	2.3	35.8	7	4.3	1.8	1.7	39.4	10.4	8.3	5.4	2	23.4		
GARRAPATA	1979-1994	15	19	13	8.1	2.9	22.7	10.9	9.7	8.1	1.2	12.5	15.8	15.8	15.8	15.8	15.8	15.8	15.8
JAMUNDI	1946-1994	48	7.3	4.2	1.5	1.5	35	4.7	3.8	2.9	0.6	16.3	8	7.1	5	1.2	17.1		
LA VIEJA	1946-1994	48	152	88	47	25	28.9	75.6	60.4	47	9.9	16.5	156	127.6	83.3	29.1	22.8		
OVEJAS	1964-1994	30	28.4	18.4	11.1	4.2	22.7	19.5	13.8	8.3	3.3	24	28.3	23.8	16.4	5	20.9		
PALO	1946-1994	48	33.6	15.3	4.7	6.3	41.3	12	9.1	4.7	2.9	31.6	23.1	19.5	15	3.5	18.4		
QUINAMAYO	1970-1994	24	7.3	4.2	1.5	1.5	35	3.9	2.5	1.5	0.8	31.8	6.7	6.3	5.6	0.5	8.1		
TIMBA	1946-1994	48	29.9	20.6	12.6	4.5	21.8	23.9	16.3	12.7	3.6	22.1	30.7	27.4	24.3	2.9	10.5		
TULUA	1945-1994	49	29.8	15.4	8.6	4.8	31.2	14.9	11.7	9.1	2.4	20.4	29.4	22.8	19.4	4.6	20.2		
CAUCA	1946-1994	48	301	193	113	44.2	22.9	184	146	112.8	25.1	17.2	350.6	268.6	178.9	63.3	23.6		
CAUCA	1961-1994	33	673	399	188	110.1	27.6	319.1	267	198	52.1	18.5	713	617.3	518	80.6	13.1		
			89.4	53.5	27.3	14.4	33.4	46.7	37.4	27.9	7.3	28.5	94.2	78.8	61.5	16.3	19		

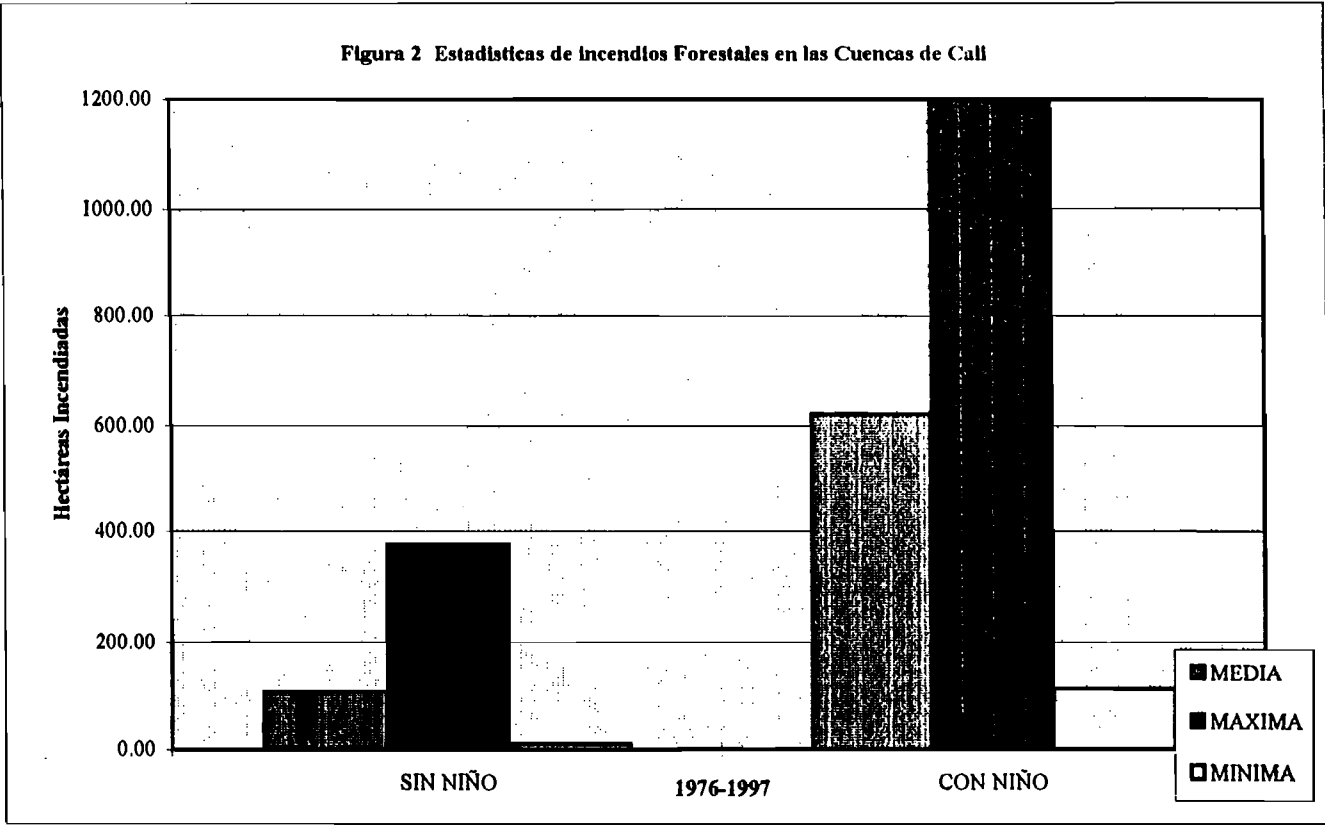
Tabla 6. Transporte de sedimentos (Ton/día) de algunos ríos del Valle del río Cauca.

CUENCA	AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ANUAL (m ³ /a)	ESPECIFICO (m ³ s ⁻¹ km ²)
PALO	1992	510	929	307	604	423	338	683	404	627	229	834	1689	631	0.40
PTO TEJADA	1981-93	1996	2196	1873	2875	2231	816	719	333	445	1549	3544	2684	1772	1.13
	1988						602	613	194	397	1198	6791	4779		
	1989	1297	1673	2169	464	1220								1783	2.69
CAUCA	1992	2473	2107	6488	2582	2347	1518	1017	1557	1084	681	1696	3223	2231	0.25
JUANCHITO	1973-93	8488	9456	10590	9880	10580	5011	3340	2206	3466	8421	13610	12900	8162	0.90
	1988						3988	4941	2007	4947	5668	14750	16640		
	1989	6193	9150	11020	41115	6957								10615	15.99
CAUCA	1992	5849	4771	4576	5332	4544	3313	1904	3496	4026	1521	2812	3878	3835	0.23
LA VICTORIA	1981-93	5149	5343	5980	7139	7026	4042	2720	1887	3733	3644	5643	4891	4766	0.28
	1988						2222	2980	1745	22710	2583	11020	6452		
	1989	4138	4759	4201	652	1015								5373	8.09
TULUA	1992	72	349	76	118	86	50	848	199	59	30	230	311	202	0.30
MATEGUADUA	1985-93	1047	960	800	1199	2170	1029	947	508	413	547	1499	1619	1062	1.60
	1988						2154	3160	569	451	691	7565	9643		
	1989	3014	2028	1953	883	3447								2963	4.46
LAVIEJA	1992	2235	2114	1057	3115	1593	325	132	93	278	194	2789	9198	1927	1.47
CAICEDONIA	1982-93	9352	6228	6769	10450	8450	1640	1000	512	1189	9039	23920	20950	8290	6.33
	1988						4628	5037	1867	7612	22100	133100	155400		
	1989	13630	3748	23380	5541	17220								32772	25.04

Tabla 7. Caudales extremos instantáneos alcanzados en las estaciones hidrométricas de algunas cuencas del Valle del río Cauca.

RIO	CORRIENTE	AÑOS	FECHAS	CAUDALES MINIMOS INSTANTANEOS (m ³ /s)	FECHAS	CAUDALES MAXIMOS INSTANTANEOS
LA BOLSA	CAUCA		Sep 80, Jun 87, Jul 87, Sep 69, Sep 67 Feb 73, Mar 77, Sep 78, Sep 86, Oct 92	44.0, 48.0, 53.0, 57.0, 51.0 49.0, 52.0, 53.0, 56.0, 57	Dic 93, Oct 84, May 82, Dic 75, Mar 74 Dic 73, Nov 73, Nov 74	762.0, 732.0, 721.0, 763.0, 733.0 745.0, 728.0, 726
ANACARO	CAUCA	10	Oct 61, Oct 58, Sep 61, Feb 73, Mar 73 Mar 77, Oct 83, Sep 59, Oct 59	63.0, 63.0, 76.0, 76.0, 74.0 74.0, 80.0, 82.0, 82.0	Dic 75, Ene 76, Abr 71, Mar 71, Nov 1970 Mar 74, Feb 74, Nov 84, Dic 88	1324, 1306, 1222, 1187, 1119 1219, 1178, 1216, 1152
POTRERITO	JAMUNDI	48	Ago, 65, Sep 65, Sep 76, Oct 76, Ago 82 Sep 82, Sep 61, Oct 61, Sep 56	0.10, 0.10, 0.10, 0.10, 0.10 0.10, 0.10, 0.10, 0.10	Nov 58, Jun 69, Jun 70, Nov 70, Jul 75 Oct 84, Ene 85, Oct 86, Nov 86, Nov 88	100.0, 142.0, 194.0, 108.0, 108.0 141.0, 152.0, 104.0, 104.0, 125.0
CAICEDONIA	LA VIEJA	23	Sep 92, Sep 91, Ago 92, Oct 92, Sep 83, Oct 83	8.0, 9.0, 9.0, 9.0, 9.0, 9.0	Oct 84, Nov 84, Nov 75, Dic 73, Dic 88	844.0, 764.0, 717.0, 667.0, 824.0
PTO TEJADA	PALO		Se 92, Ago 92, Jun 92, Jul 92, Sep 91	3.6, 4.0, 4.3, 4.3, 5.3 5.3, 5.4	Mar 63, Abr 64, Nov 73, Feb 74, Mar 74 Nov 76, Abr 76, Abr 78, Oct 79, Ene 82 Nov 84, Oct 84, Dic 88, Dic 93	169.0, 157.0, 186.0, 242.0, 179.0 348.0, 155.0, 158.0, 162.0, 162.0, 206.0, 200.0, 163.0, 158.0
MATEGUADUA	TULUA		Sep 93, Oct 93, Ago 93, Jul 93, Dic 92 Mar 92, Abr 92, Mar 88	0.90, 1.40, 1.70, 1.90, 1.80 1.20, 1.70, 1.60	Oct 49, Nov 70, Mar 74, Oct 84, Dic 75 Ene 71	289.0, 224.0, 221.0, 275.0, 176.0 179.0





5. BIBLIOGRAFIA

Carvajal E., Y. Estudio probabilístico de precipitación y caudal en la cuenca hidrográfica del río Cali. Universidad Nacional de Colombia. Tesis Magister en Suelos y Aguas. 1995. 240 p.

Correa D. J.J. Evaluación de la red Hidroclimatológica de las Subcuencas del Municipio de Santiago de Cali. Universidad del Valle. 1994.

Chow, V.T. Handbook of Applied Hidrology, Mc Graw Hill. 1994

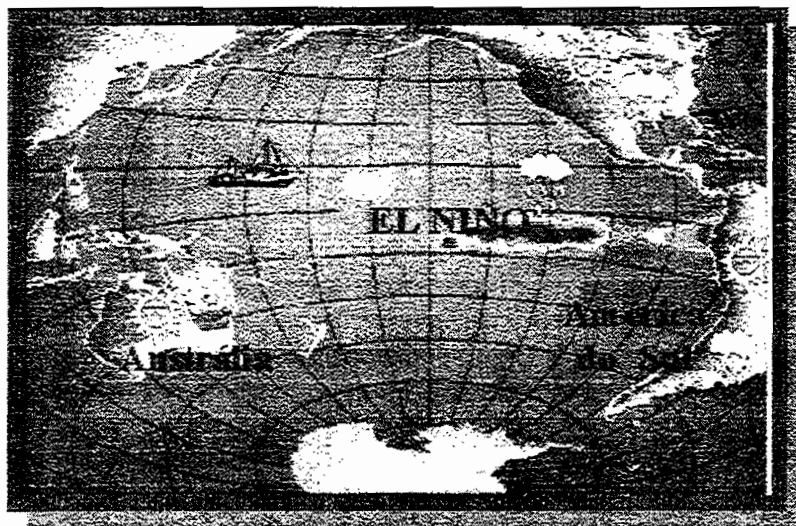
Henriquez, M. Impacto del fenómeno del Niño en las lluvias del país desde el punto de vista agrícola. IV Congreso Colombiano de Meteorología. Bogotá, Marzo de 1996.

Hurtado, G. Estadísticas de la sequía meteorológica en Colombia. IV Congreso Colombiano de Meteorología. Bogotá, Marzo de 1996.

Montealegre J. Análisis del comportamiento de la precipitación en Colombia durante los periodos de ocurrencia del fenómeno ENSO. en IV Congreso Colombiano de meteorología. Santafé de Bogotá. Marzo de 1966.

Poveda, G. Mesa, O. El Niño, La Niña y la predicción de la Hidrología Colombiana. Revista Energética # 16 de 1995.

PRONÓSTICO
DEL VOLUMEN DE ESCURRIMIENTO
(PERÍODO OCTUBRE/97 A MARZO/98)
DEL RÍO PARANÁ EN CORRIENTES
BASADO EN LA VARIABILIDAD DE
LAS TEMPERATURAS DEL OCÉANO PACÍFICO
(FENÓMENO "EL NIÑO")



fuerza: CLIMERH-SC-BRASIL

ING. EDUARDO FLAMENCO
DEPARTAMENTO DE INVESTIGACIÓN - ÁREA PRONÓSTICOS
EVARSA

CAPITAL FEDERAL
REPÚBLICA ARGENTINA

OCTUBRE 1997



**PRONÓSTICO DEL VOLUMEN DE ESCURRIMIENTO
(PERÍODO OCTUBRE/97 A MARZO/98)
DEL RÍO PARANÁ EN CORRIENTES
BASADO EN LA VARIABILIDAD DE LAS TEMPERATURAS
DEL OCÉANO PACÍFICO (FENÓMENO "EL NIÑO")**

El fenómeno "El Niño" comienza a manifestarse cuando las temperaturas de la superficie del mar, en el centro y este del océano Pacífico Ecuatorial, superan los valores medios mensuales, siendo estos últimos calculados considerando el período climatológico 1951-1980.

Cuando la diferencia entre la temperatura media de un mes determinado y la media histórica es positiva, se habla de anomalía positiva o calentamiento del océano en la región central y este del Pacífico. Como estas anomalías continúan en aumento a medida que transcurren los meses, lo cual viene sucediendo desde marzo de este año, ya se está en presencia del fenómeno "El Niño".

Comparado con episodios de "El Niño" históricos, como los de 1982, 1972 y 1965, el de este año es muy fuerte, dado que en el mes de Agosto de 1997 esta anomalía es ya de 3.10 °C, y en Setiembre de 3.24 °C valor cercano al observado recién entre Noviembre y Diciembre de 1982.

Es decir, que este episodio cálido se ha anticipado y acentuado y de permanecer la tendencia, las consecuencias en la región litoral de la República Argentina serían derrames de magnitudes muy significativas en el río Paraná.

Lo expresado puede observarse en las figuras N°1 y N°2, donde se han graficado las anomalías de las temperaturas de la superficie del mar (SST), de los episodios "Niño" más fuertes y los volúmenes estacionales (octubre-marzo) más importantes del río Paraná. Como se aprecia en los gráficos, los episodios fuertes de "El Niño" son indicadores de que puedan ocurrir eventos muy importantes en la cuenca del río Paraná.

Sin embargo, en las figuras N°3 y N°4 se han graficado también crecidas importantes en el río Paraná, como las de los años 1958/59, 1976/77, 1979/80 y 1992/93 pero donde las anomalías de las SST en la región NIÑO3 no indican un fuerte episodio de "El Niño".

Pero además se ha incluido en estos últimos un caso excepcional, que es el Niño del año 1987, que es un episodio moderado, sin embargo, el volumen estacional Octubre 1987 - Marzo 1988 fue de un año normal o medio en el río Paraná.

Por lo expuesto, el fenómeno " El Niño " es un indicador potencial o alerta de probable ocurrencia de escurrimientos importantes en el río Parana, más aún si el episodio es caracterizado como "fuerte".

Con la finalidad de poder evaluar el volumen estacional fue elaborado un modelo estadístico de pronóstico.

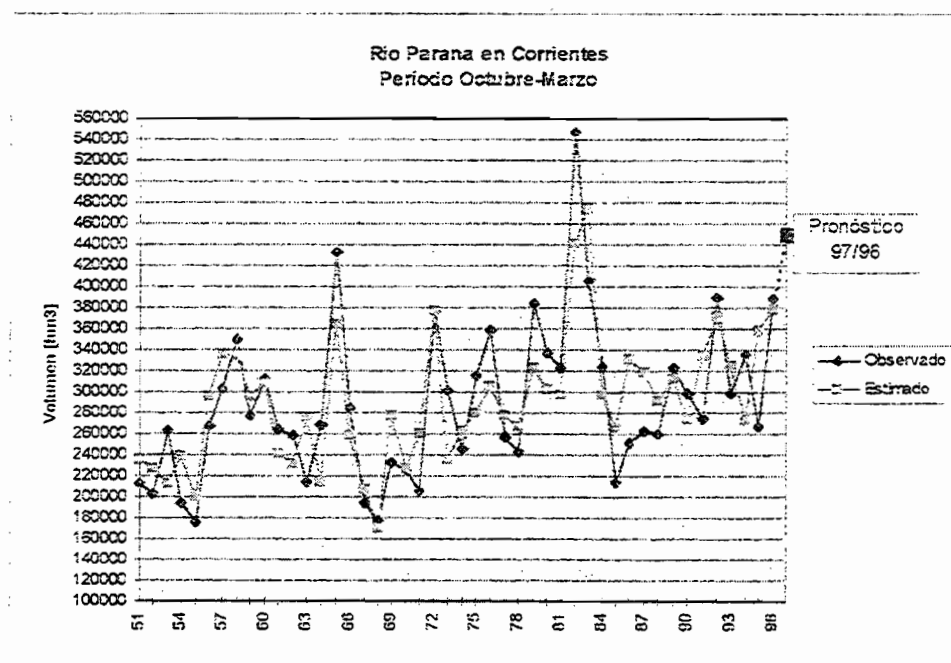


Este modelo relaciona el derrame o volumen total en el período octubre a marzo con la variabilidad de las temperaturas en las regiones geográficas llamadas NIÑO1+2, NIÑO3, NIÑO3.4 y NIÑO4 (situadas en el Ecuador) y con una región del océano Pacífico situada al sur del Ecuador, en las cercanías de las costas del Perú; y el índice de Oscilación del Sur (SOI) que es la relación entre la presión barométrica de Tahití (Polinesia Francesa) y Darwin (Australia). De esta forma el modelo contempla como predictores los fenómenos acopiados océano y atmósfera.

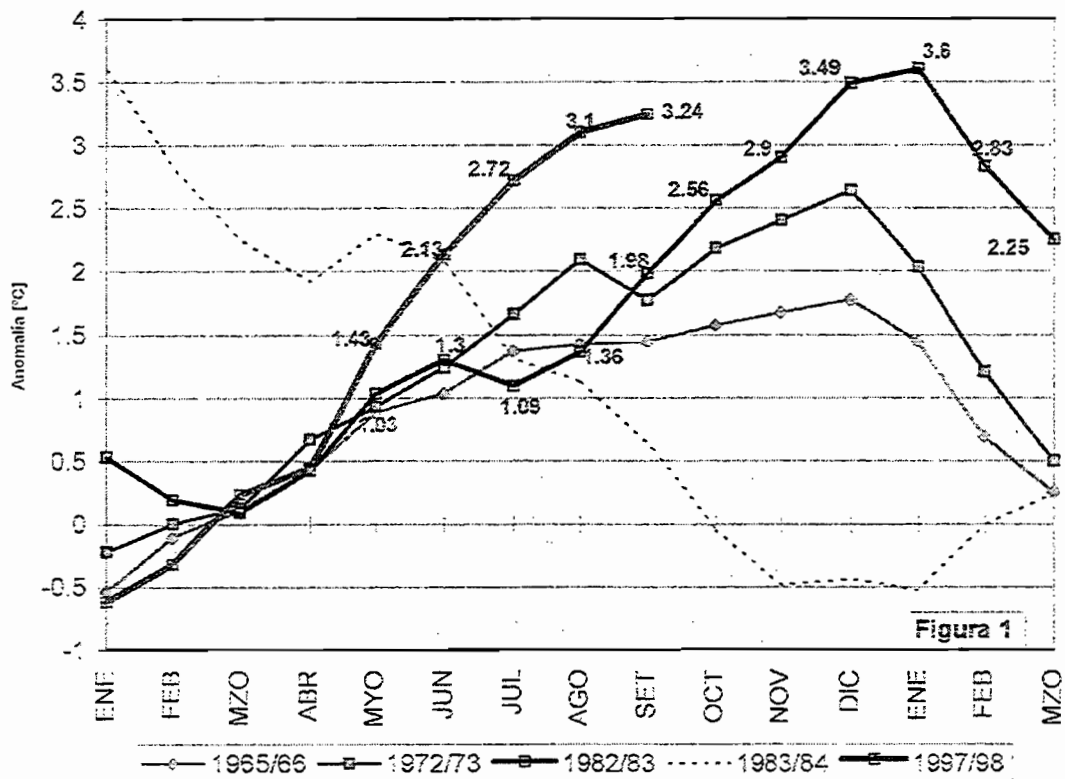
En la figura siguiente puede observarse cómo la serie de volúmenes estimados por el modelo acompañan la variabilidad de los observados, para período 1951-1994.

Los derrames importantes como los de 1982 y 1965 son subestimados por el modelo. El valor calculado para la presente temporada Octubre 1997 - Marzo 1998, es del orden de la estimación de 1982/83. Si atendemos a lo que está ocurriendo con las anomalías en el Pacífico Ecuatorial, se infiere que el **volumen a esperar desde Octubre de 1997 hasta Marzo de 1998 podría alcanzar una magnitud similar a las del mismo período en 1982/83.**

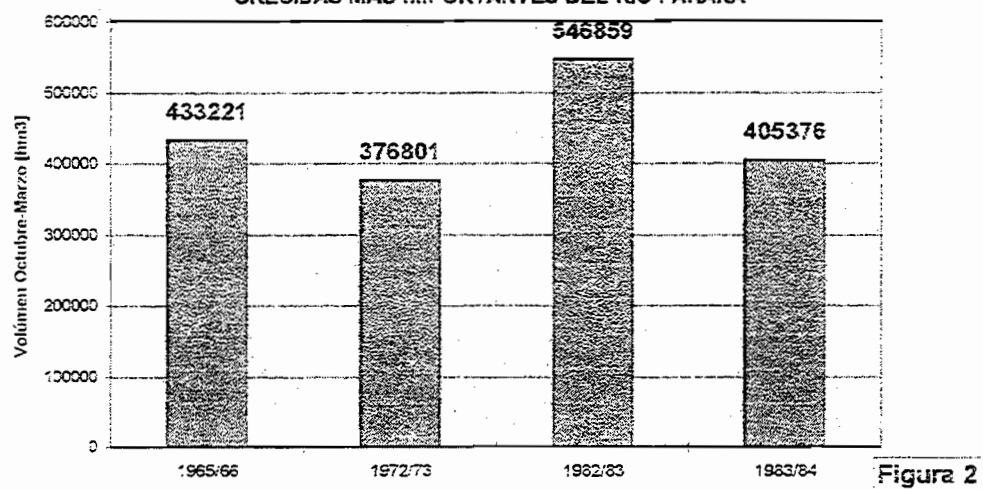
Cuando el fenómeno El Niño se manifiesta, comienza a observarse impactos en distintos lugares del globo. Ejemplos de estas señales son: incendios ocurridos durante el mes de Setiembre de 1997 en Indonesia y en la Amazonia (Brasil) como consecuencia de las extremas sequías, los huracanes Nora y Pauline en la costa del Pacífico de México, tormenta Olaf en El Salvador, y el ciclón monzónico en Bangladesh (India). Esta información fue obtenida de las noticias periodísticas difundidas por el canal de televisión CBS Teienoticias para América Latina .



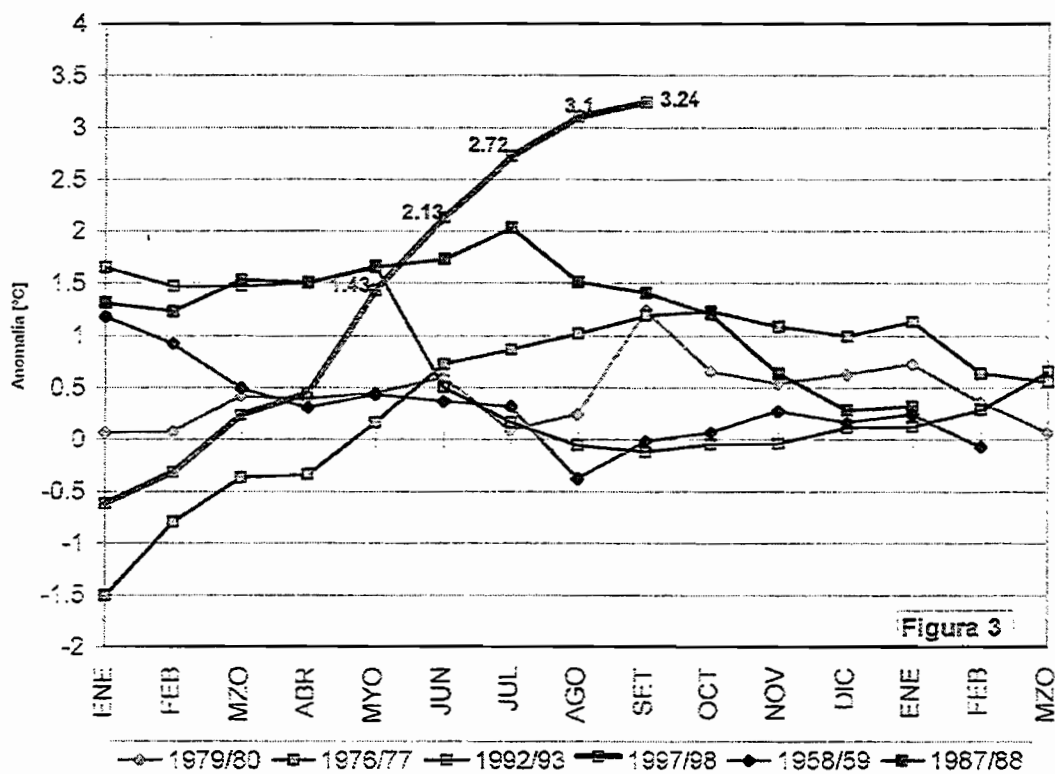
ANOMALIAS DE LAS SST EN LA REGION NIÑO3



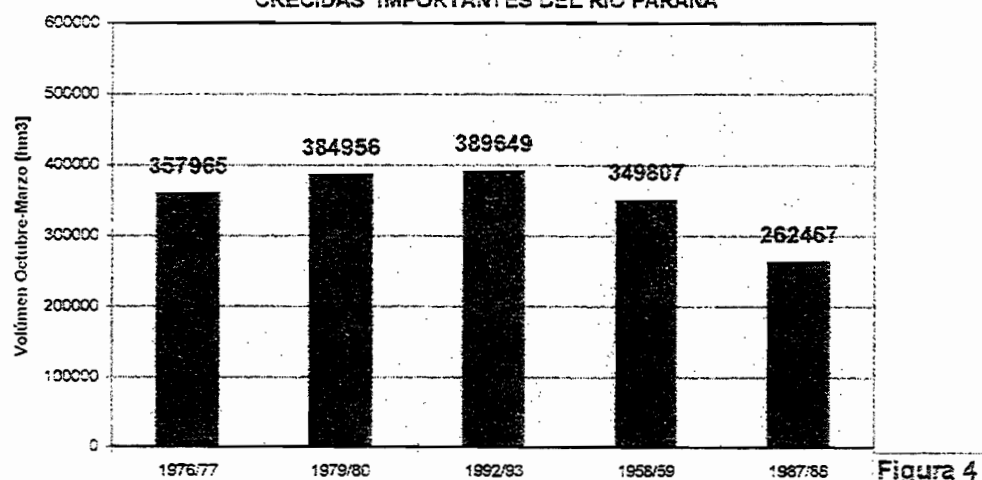
CRECIDAS MAS IMPORTANTES DEL RIO PARANA



ANOMALIAS DE LAS SST EN LA REGION NIÑO3



CRECIDAS IMPORTANTES DEL RIO PARANA



IMPACTO DEL FENOMENO ENOS EN EL REGIMEN HIDROMETEOROLOGICO DE MENDOZA, ARGENTINA

NORTE, F.; SIMONELLI, S. y HEREDIA, N. Programa Regional de Meteorología - IANIGLA - CONICET - Gobierno de Mendoza - Bajada del Cerro s/n Mendoza - Argentina. Telf (5461) 286010. Fax 286010. e-mail: norte@cpsarg.com

Resumen

El objetivo principal del trabajo es analizar los efectos hidrometeorológicos que ocasiona el ENOS en la provincia de Mendoza, Argentina.

Los objetivos secundarios son considerar las condiciones meteorológicas predominantes (situaciones sinópticas más frecuentes y los fenómenos de mesoescala asociados) durante el invierno tanto en el llano como en el sector cordillerano.

Se caracteriza hidrológica y climatológicamente al área de estudio.

Se utilizan datos de caudales mensuales de los principales ríos de la región, así como datos climáticos, sinópticos y de imágenes satelitales.

El estudio abarca los eventos ENOS registrados en este siglo, haciendo énfasis en los casos de 1982-83, 1987, 1991-93 y las primeras manifestaciones del caso de 1997.

Los resultados principales muestran un incremento sustancial de los caudales de los ríos a fines de primavera y durante el verano respecto de otros años en que el fenómeno está ausente.

El principal impacto en el régimen hídrico está dado por la anomalía positiva de precipitaciones en el área cordillerana que tiene régimen invernal.

Se concluye que las mayores precipitaciones en la cordillera obedecen a una mayor frecuencia de pasajes de centro de baja presión y vaguadas de onda larga por latitudes más bajas que lo normal. Esto determina una anomalía negativa en el campo de presión tanto en superficie como en capas medias de la atmósfera.

HIDROMETEOROLOGICAL EFFECTS CAUSED BY THE ENSO IN THE PROVINCE OF MENDOZA ARGENTINA

Abstract

The main goal of this work is to analyse the hidrometeorological effects caused by the ENSO in the province of Mendoza, Argentina.

The secondary goals are to consider the prevailing meteorological conditions (more frequent synoptic situations and associated mesoscale phenomena) during the winter in the plains as well as in the mountains sector.

The study area is hidrologically and climatologically characterized.

There were used monthly flow data from the main region rivers, as well as climatic and synoptic data from satellite images.

The study comprises ENSO events recorded during this century, emphasizing the cases of 1982-1993, 1987, 1991-93 and first month of 1997.

The main results show a sustancial increase in the rivers flows at the end of spring and during the summer in regards to the year when the phenomenon is absent.

The main impact in the hidrical regime is given by the precipitations positive anomaly in the mountains area with winter regime.

It is concluded that the more precipitations in the cordillera are owed to a greater frequency of passages of low pressure and long wave troughs through lower latitudes than what is normal.

This determines a negative anomaly in the pressure field either in the surface as in the atmosphere mid layers.

1. INTRODUCCION

La provincia de Mendoza está ubicada en el occidente de la República Argentina, a sotavento de la Cordillera de Los Andes y se extiende de norte a sur entre 32° y 37,5° S; y de oeste a este entre 66,5° y 70° O. En estas latitudes la cordillera presenta una altura media entre 3500 y 4000 m.s.n.m. En medio de los Andes, entre la cordillera frontal, la cordillera del límite y la precordillera, se encuentra el Valle de Uspallata con una altura de 1890 m.s.n.m. Desde la ladera oriental (piedemonte) hacia el este la planicie desciende suavemente.

De acuerdo a la clasificación climática de Koëppen la provincia de Mendoza presenta cinco regiones climáticas:

* B - Climas Secos: BS de estepa - BW desértico;

* E - Climas Polares: ET de tundra - ETH de tundra de altura - EF de hielos eternos

Los significados de algunas de las letras mayúsculas que se utilizan en la clasificación son los siguientes:

E : la temperatura media del mes más caliente es inferior a 10°C

F : la temperatura media del mes más caliente es inferior a 0°C

T : la temperatura media del mes más caliente entre 0°C y 10°C

H : clima de altura a más de 3000 m.s.n.m.

Para establecer los límites entre las distintas variedades de climas se utilizan subíndices que significan:

a : la temperatura media del mes más caliente mayor que 22°C

b : la temperatura media del mes más caliente menor que 22°C

h : la temperatura media anual mayor que 18°C

c : sólo de 1 a 4 meses con más de 10°C

k : frío en invierno con temperatura media anual menor que 18°C

k' : idem k, salvo que la temperatura media del mes más caliente es inferior a 18°C

s : seco en verano

w : seco en invierno

La mayor superficie de la provincia está dominada por la zona climática del tipo B, el límite entre el clima estepario y el desértico está determinado por la relación entre la cantidad de precipitación anual y la temperatura media anual.

En la región cordillerana el clima es de tipo polar debido a la altura, con zonas de clima polar helado o de hielos eternos.

El límite entre el clima de tundra ET y el polar helado EF está dado por la isoterma de 0 °C correspondiente a la temperatura media del mes de enero.

El clima ET se caracteriza por no tener árboles, pero si algunos arbustos al menos en verano. El EF tiene ausencia absoluta de vegetación.

De la triple confluencia de los ríos Vacas, Cuevas y Tupungato nace el río Mendoza superior, a pocos kilómetros del límite internacional con Chile, y tiene un largo curso de

río de montaña, encajonado entre altos paredones aunque con un cauce bastante ancho y fuerte correntada. Su cuenca superior no es muy extensa, abarca sólo desde el Cerro Aconcagua (6.959 m.s.n.m.) al Cerro Tupungato. Recibe luego varios afluentes, no tan caudalosos y recorre después la pampa de Uspallata, para internarse enseguida en la Precordillera. Ya en el llano un dique deriva las aguas hacia las zonas de cultivo. Su régimen es irregular, con crecientes de deshielo y estiaje en invierno. Su caudal medio en Cacheuta es de 55 m³/seg.

La cuenca del río Mendoza presenta en base a la clasificación de Koeppen cuatro zonas climáticas: ET, ETH, EF y BW.

Las nacientes de los ríos Vacas, Cuevas y Tupungato se encuentran en la zona climática EF, y en su curso atraviesan zonas con clima ETH y ET.

El río Mendoza en su curso superior atraviesa áreas de clima ET, y en las proximidades de la localidad de Uspallata ingresa en la zona de clima BW.

Para esta clasificación se utilizaron los datos estadísticos de las estaciones meteorológicas que se detallan a continuación:

Cristo Redentor	ETHk's	Lat 32°50S	Lon 70°05O	Alt 3832 m.s.n.m.
Puente de Inca	ETk's	Lat 32°49S	Lon 69°54O	Alt 2720 m.s.n.m.
Uspallata	BWkw	Lat 32°36S	Lon 69°20O	Alt 1891 m.s.n.m.
Chacras de Coria	BWakw	Lat 32°59S	Lon 68°52O	Alt 921 m.s.n.m.
Mendoza Aero	BWakw	Lat 32°50S	Lon 68°47O	Alt 704 m.s.n.m.
San Martín	BWakw	Lat 33°05S	Lon 68°25O	Alt 653 m.s.n.m.

2. DATOS Y METODOLOGIA

Se utilizaron datos de caudales mensuales de los principales ríos de la región: Río Mendoza, Río Atuel, Río Desaguadero y sus correspondientes afluentes.

También se analizaron los datos climáticos, sinópticos y de imágenes satelitales, correspondientes a las fechas de ocurrencia de fenómenos meteorológicos extremos que acaecieron durante eventos ENOS.

Se analizaron los datos de precipitación de una estación ubicada en el área precordillerana, correspondiente al periodo 1972-1997 (Aguaditas 33,05°S 69,17°O 2225 m.s.n.m). Se consultaron archivos de información periodística sobre efectos del evento ENOS en la provincia de Mendoza, Argentina.

El estudio abarca los eventos ENOS registrados en este siglo (Quinn 1989), haciendo énfasis en los casos de 1982-83, 1987, 1991-93, y las primeras manifestaciones del caso de 1997.

3. ANALISIS DE LOS RESULTADOS

A través del estudio de los datos climáticos, observaciones y cartas sinópticas y de las imágenes satelitales de la región, la ocurrencia de un evento ENOS coincide en la mayoría de los casos con precipitaciones superiores al promedio en la región cordillerana desde San Juan hacia el sur, incluyendo la cordillera patagónica.

3.1 Archivo de información periodística:

Algunos fenómenos meteorológicos extremos registrados en la región de Cuyo durante el evento de 1987 fueron:

6/3/87: Un aluvión afecta la localidad de Barreal (Provincia de San Juan) con pérdidas, destrozos y 150 evacuados.

19/5/87: Lluvias en el llano de Mendoza y nevadas importantes en precordillera y alta montaña.

25/5/87: Nevadas en la precordillera y alta montaña mendocina.

16/7/87: En Mendoza se mantiene cerrado el paso fronterizo por acumulación de hasta 1,80 metros de nieve.

26/7/87: Segundo temporal de nieve tan intenso como el anterior.

13/8/87: Tercer temporal de invierno vuelve a causar daños; las intensas nevadas mantienen aisladas a unas 800 personas en la cordillera mendocina. El temporal dura más de 4 días continuados. Se producen varios aludes en la región montañosa de la ruta internacional.

17 y 18 /9/87: Se registra el cuarto temporal de importancia en la zona cordillerana de Mendoza.

19/9/87: Al finalizar el temporal de nieve en la Cordillera de Los Andes se abre por primera vez el paso fronterizo después de 2 meses de clausura.

22/11/87: El acelerado deshielo de primavera comienza a provocar algunos problemas en los ríos de la vecina provincia de San Juan.

3.2.- Análisis de las situaciones sinópticas asociadas a los fenómenos extremos:

Desde fines de mayo de 1997 en adelante se registraron eventos tales como:

Temporales de nieve en la Cordillera mendocina en junio, agosto, setiembre y principios de octubre.

Ondas de calor extraordinarias a fines de agosto que incidieron en los deshielos y el escurrimiento en sectores ubicados a latitudes más altas que el área analizada en este trabajo.

Por ejemplo el evento del 19/5/87 se produce por la acción combinada de un cetro de alta presión en superficie de 1029 hPa ubicado al sur de la provincia de Buenos Aires determinando advección fría y húmeda del sudeste sobre la región de estudio y una depresión en el nivel de 500 hPa ubicada sobre el Océano Pacífico frente a la región central de la República de Chile. Una situación semejante se registra el día 25/5/87.

3.3 Análisis hidrometeorológico

Del análisis de una serie de 40 años de caudales totales mensuales de diferentes ríos de la provincia de Mendoza, se observa que en la mayoría de los casos en que se ha registrado un evento ENOS se ha observado un incremento significativo en los caudales de los ríos.

Todos ellos presentan máximos en el período estival, preferentemente en el mes de enero. Debido a la similitud en esos comportamientos, a los fines de este trabajo se ha seleccionado el Río Mendoza, que suministra agua para riego y consumo, y energía hidroeléctrica a uno de los núcleos poblacionales más importantes de la región.

La Figura 1 muestra la distribución mensual de caudales correspondientes a la estación Cacheuta del río Mendoza en años de evento ENOS (1982/83, 1983/84, 1987/88) y de casos NO ENOS (1970/71, 1980/81, 1990/91).

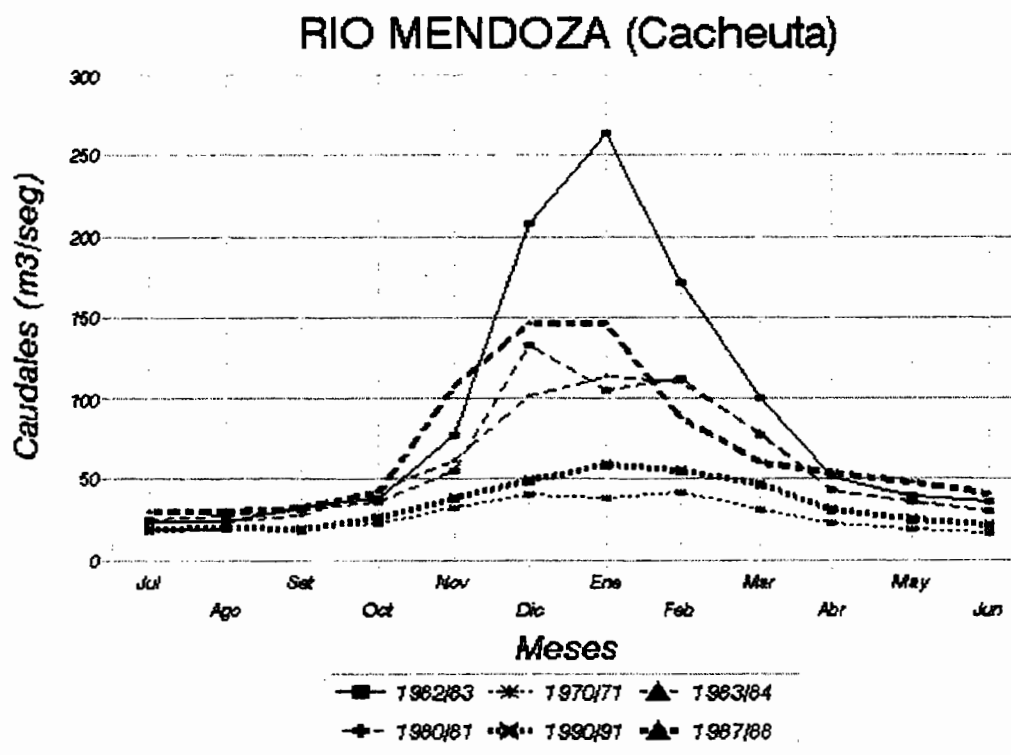


Figura 1 Distribución mensual de caudales

Algo semejante muestra la Figura 2 para los años con evento ENOS (1919/20, 1941/42 y 1972/73), y sin evento ENOS (1909/10, 1950/51 y 1960/61).

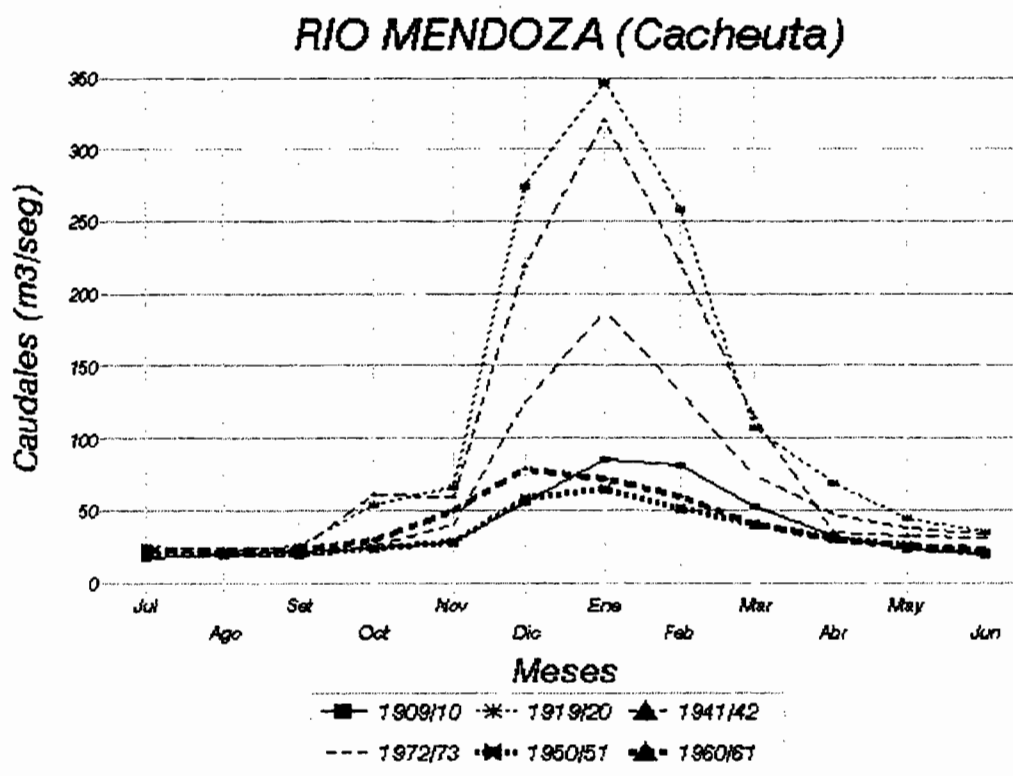


Figura 2 Distribución mensual de caudales

En ambos casos se observa que la distribución es normal (gaussiana) con máximos estivales. La curva correspondiente a eventos ENOS presenta máximos de caudales más significativos debido al aumento de las precipitaciones nivas en la cordillera en el período invernal.

La Figura 3 compara la distribución anual de caudales en dos estaciones diferentes en el Río Mendoza (Guido y Cacheuta) correspondiente a los meses de enero para el período 1957-1997; también en este caso se registra un máximo preferencial en los años ENOS.

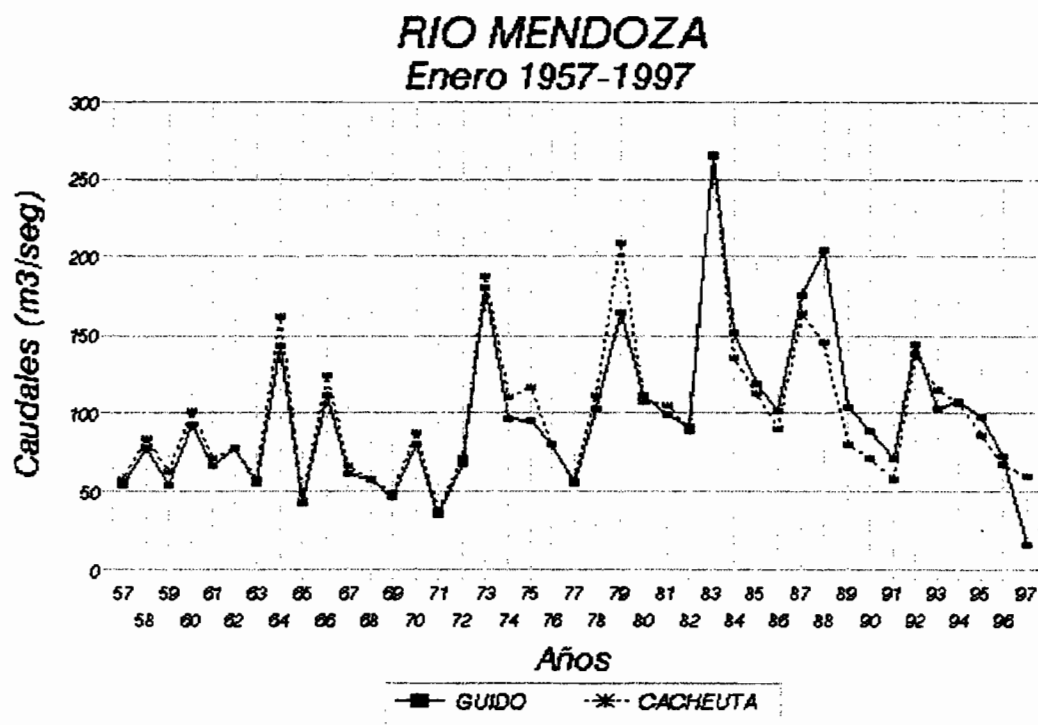


Figura 3 Distribución anual de caudales

La Figura 4 muestra la distribución anual de caudales de dos afluentes del Río Mendoza (Río Cuevas y Río Tupungato) en la estación Punta de Vacas, ubicada en la confluencia de los mismos. Como en las figuras anteriores el comportamiento es semejante (máximos anuales en eventos ENOS) pero con distintos caudales propios.

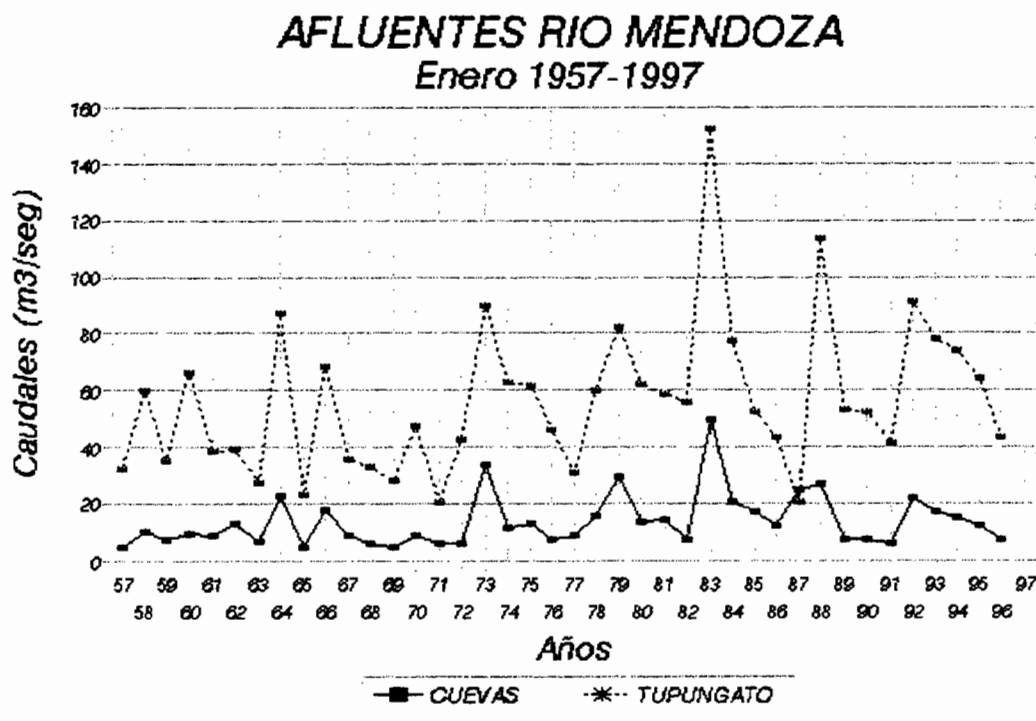


Figura 4 Distribución anual de caudales

En las Figuras analizadas se destaca, como caudal máximo maximorum de la serie, el valor asociado al evento 1982/83 considerado (hasta 1997) como el más intenso del siglo (Philander, 1983)

La Figura 5 muestra la distribución del total de precipitación para el período estival, comprendido entre los meses de octubre y marzo, en Aguaditas. Se observa la ausencia de señales indicadoras de la presencia de eventos ENOS o no ENOS en la serie analizada.

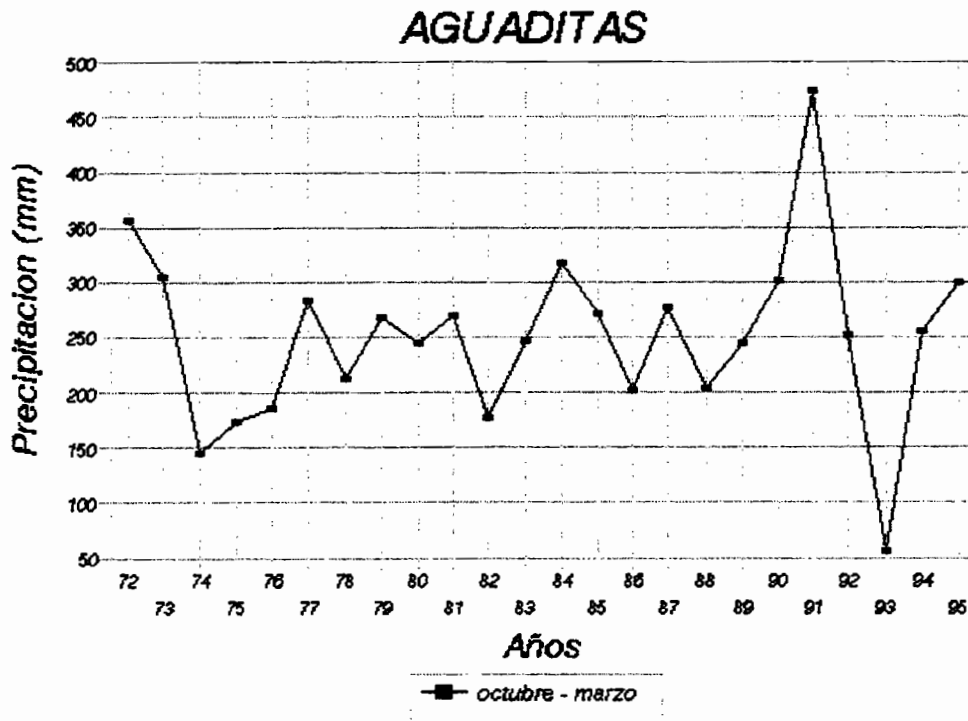


Figura 5 Distribución de precipitación

4.CONCLUSIONES

A través de los acontecimientos meteorológicos que fueron seleccionados para identificar lo que sucede generalmente en años de eventos ENOS, se puede concluir que:

Hay una tendencia a ocurrencia de precipitaciones superiores al promedio normal en el área cordillerana en la época invernal (Compagnucci, 1989), pero no existe una tendencia clara en la primavera y verano correspondiente

El principal impacto en el régimen hídrico está dado por la anomalía positiva de precipitaciones mencionada.

Las mayores precipitaciones en la cordillera obedecen a una mayor frecuencia de pasajes de centro de baja presión y vaguadas de onda larga por latitudes más bajas que lo normal. Esto determina una anomalía negativa en el campo de presión tanto en superficie como en capas medias de la atmósfera.

Se registran en el año tres o cuatro temporales de nieve intensos en el sector de la Cordillera de los Andes correspondiente a la provincia de Mendoza.

Estos se asocian en varias ocasiones a fenómenos de mesoescala tales como el viento Zonda (tipo Foehn) (Norte, 1988), el cual presenta episodios muy severos en años de eventos ENOS como los que ocurrieron el 13/9/83 o el 16/9/92.

Se concluye que es necesario conocer también en forma exhaustiva el comportamiento térmico en la alta montaña a fin de poder precisar la onda de crecida de los ríos de la región.

5. AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Luis Fornero del Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídrica, Regional Mendoza por facilitar la información hidrológica necesaria.

Al Analista de Sistemas Sr. Martín Silva por el apoyo en los aspectos informáticos de este trabajo.

Al Sr. Julio Cristaldo por su colaboración en la elaboración de datos sinópticos y climáticos.

6. BIBLIOGRAFIA

COMPAGNUCCI, R. (1988) Climatología sinóptica de las precipitaciones en Cuyo. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires. Argentina.

NORTE, F. (1988) Características del viento Zonda en la región de Cuyo. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires. Argentina.

PHILANDER, S.G. (1983) El Niño Southern Oscillation phenomena. Nature. Vol. 302, 295-301

QUINN, W.H. et al (1989) The historical records of El Niño events. College of Oceanography. Oregon State University, Corvallis, Oregon, Estados Unidos.

EVENTOS DE TIEMPO SEVERO INDUCIDOS POR EL ENOS EN LA TEMPORADA INVERNAL CUBANA Y DESARROLLO DE UN SISTEMA DE ALERTA TEMPRANA PARA PREVENIR Y MINIMIZAR SUS EFECTOS

RUBIERA J, y CAYMARES A. *Departamento Nacional de Pronósticos, Instituto de Meteorología, Casa Blanca, Apartado 17032, La Habana 17, C.P. 11700, Cuba. Telf.(537) 61 66 44, e - mail: Erreur! Signet non défini..*

Resumen

La temporada invernal cubana enmarca a la temporada seca o poco lluviosa del año, en la cual, a diferencia de los sistemas tropicales del verano, no se registran usualmente fenómenos severos. Sin embargo, en las temporadas invernales bajo la influencia del ENOS se activan de manera anómala los sistemas meteorológicos invernales en latitudes situadas muy al sur. Son entonces relativamente frecuentes que se produzcan eventos de tiempo severo de 24 a 48 horas de duración, con el avance de líneas de tormentas severas, lluvias intensas, tornados, granizadas e inundaciones costeras. Estos eventos ocasionan muerte y gran destrucción, con grandes afectaciones a la agricultura y la industria azucarera. Los climatólogos reconocen en el ENOS la causa de mayor variabilidad climática interanual en el planeta. Desde este punto de vista describen y pronostican sus efectos estacionales como la desviación positiva o negativa de variables como la precipitación y la temperatura. Sin embargo, un enfoque más detallado de las afectaciones sólo pueda brindarlo un estudio de los sistemas sinópticos que, inducidos por el ENOS, causan el tiempo severo. Esto es totalmente necesario para el diseño de un Sistema de Alerta Temprana que sirva a los intereses de la Defensa Civil y de la economía.

En el presente trabajo se identifica el papel que juega la Corriente en Chorro Sub-tropical en la formación de los eventos de tiempo severo en Cuba. Asimismo, del estudio de las temporadas invernales con ENOS moderado o fuerte desde 1957-58 hasta la del 1996-97, se obtuvieron los patrones sinópticos de superficie y aire superior que están asociados a los eventos de tiempo severo inducidos por el ENOS. Se presentan además ejemplos de la afectación al País de los eventos principales. Con el reconocimiento de estos patrones o tipos, se diseña un Sistema de Alerta Temprana desde el plazo de 7 a 10 días, dirigido a la Defensa Civil y los intereses económicos del País.

1. INTRODUCCIÓN.

La temporada invernal cubana (noviembre - abril) coincide con la estación seca o de poca lluvia en Cuba. En la misma se registra sólo el 30 % de la precipitación anual, la cual es aportada por el tránsito de la porción sur de los frentes fríos que se extienden desde el continente norteamericano. Es la época del año en la que se cosechan importantes cultivos, como la caña de azúcar, la papa y el tabaco. También se ejecuta el proceso agro-industrial de la producción de azúcar, la primera industria del País, llamada la zafra azucarera. Todas estas actividades se llevan a cabo de manera idónea en condiciones de poca lluvia.

Naranjo (Naranjo et al, 1997) en un estudio sobre la circulación atmosférica sobre Cuba observó una tendencia poco significativa al aumento de la cantidad anual de frentes fríos que afectan al país, la cual posee una alta variabilidad interanual que le sugirió la presencia de ciclos naturales, uno de los cuales, de 6 años, parece vincularse a la influencia del ENOS. También Naranjo (1994) logró describir la existencia, bajo condiciones ENOS, de una expansión de los oestes extratropicales invernales sobre

Cuba, unido a un incremento de los transportes atmosféricos superficiales en la dirección norte-sur. Este sistema favorece, en general, la formación de bajas extratropicales en el Golfo de México, por lo que la frecuencia de estos sistemas aumenta significativamente provocando un incremento relativo de las lluvias invernales sobre Cuba, principalmente en su mitad occidental.

Así pues, en los años bajo la influencia del ENOS la temporada invernal se muestra en Cuba mucho más lluviosa que lo normal, a veces más cálida y otras veces más fría. Los climatólogos describen y prevén estas anomalías estacionales en términos de desviaciones positivas o negativas de la normal climatológica de las variables precipitación y temperatura. Pero los efectos perjudiciales del ENOS no ocurren de manera uniforme en toda la temporada invernal, sino que ocurren "a golpes", en forma de eventos de tiempo severo de poca duración relativa (24 a 48 horas), pero de efectos terribles al producir líneas de tormentas severas, áreas de lluvias intensas, vientos fuertes, tornados, granizo, y en las costas inundaciones ocasionadas por la penetración del mar. Son estos eventos severos los que despiertan gran interés por el impacto negativo que son capaces de provocar sobre las personas y la economía del país.

Alfonso et al (1992) analizaron las series de casos de tormentas locales severas en Cuba, que incluyen las granizadas, tornados y vientos lineales superiores a 90 km/h y encontraron señales cíclicas dominantes en el orden de los 6 y 3-6 años vinculadas al evento ENOS. Encontró que la frecuencia de condiciones circulatorias que propician la aparición de líneas de tormentas pre-frontales de considerable intensidad se incrementó significativamente en los años ENOS.

Con relación a las lluvias intensas o eventos de grandes precipitaciones (eventos en los que se acumulan 100 mm o más en 24 horas o menos en alguna localidad), Alfonso y Florido (1992) encontraron que su ocurrencia está fuertemente determinada por la combinación que se produce en las circulaciones atmosféricas y los diferentes factores físico-geográficos. Lograron describir 12 configuraciones de circulación que favorecen las grandes precipitaciones. Solo en dos de ellas están incluidos sistemas tropicales (ciclones tropicales y ondas tropicales), pero en el resto predominan mecanismos de interacción trópico-latitudes medias, entre ellos se destacan los frentes fríos clásicos, los cuasi-estacionarios y la extensión de ondas de latitudes altas en el trópico. Hallaron que en los años bajo la influencia del ENOS en el período 1965-1990 presentaron un notable incremento en el número de días con grandes precipitaciones, con un promedio de 110 días y un valor máximo de 124 en el año 1972. Es interesante destacar que estos autores no hallaron incrementos de las grandes precipitaciones en los años ENOS debidas a los frentes fríos clásicos, por lo que son otros los sistemas que las producen.

Rubiera (1984) había realizado un análisis del período invernal más severo registrado en Cuba, el primer trimestre de 1983. En ese período se presentaron cuatro eventos de tiempo severo en todas sus variantes, lluvias intensas que superaron de 3 a 5 veces los récord históricos para estos meses con valores mayores en algunas zonas. Se alcanzó un nuevo récord nacional en Punta del Este, Isla de la Juventud, con un registro de 696.5 mm. En dicho trabajo se vinculan los eventos severos al desarrollo de potentes bajas extratropicales en el Golfo de México, se trazan las configuraciones medias de la

circulación para esos meses y su anomalía respecto a la norma y se vinculan los sistemas que ocasionaron el tiempo severo a una posición anómala, mucho más al sur que lo normal, de la Corriente en Chorro Sub-tropical en el Golfo de México, pero también anómala en cuanto a la velocidad de sus vientos de +75 km/h. También encontró valores muy bajos del índice de circulación en los niveles medios de la tropósfera.

Sólo un estudio más generalizado de los patrones de sistemas sinópticos inducidos por el ENOS en superficie y la atmósfera superior, los que ocasionan esos fenómenos severos, conduce a poder pronosticarlos con efectividad para emitir Alertas Tempranas a la Defensa Civil y los intereses económicos, así como Avisos públicos para la población a través de la radio y la televisión. La finalidad es proteger la vida humana y minimizar los daños económicos. Este es el objetivo final de este trabajo.

2. TIPIFICACIÓN SINÓPTICA DE LOS SISTEMAS CAUSANTES DE TIEMPO SEVERO EN LOS AÑOS ENOS.

2.1 El papel de la Corriente en Chorro.

Se estudiaron las temporadas invernales desde la de 1957-58 hasta la pasada temporada 1996-97. De estas temporadas ocho estuvieron bajo la influencia de un ENOS moderado o fuerte. En todas ellas se presentaron eventos de tiempo severo con un mínimo de un caso y un máximo de cuatro casos. El lugar común a casi todos ellos fue la presencia anómala de la Corriente en Chorro Sub-tropical de 5 a 10 grados de latitud por debajo de su posición normal, sobre el Golfo de México y el occidente de Cuba, y vientos con intensidades superiores a los valores usuales, como había encontrado Rubiera (1984) para el primer trimestre de 1983. Bjerknes (1966) había establecido por primera vez una teoría coherente sobre la posible respuesta de la circulación atmosférica global al calentamiento oceánico del Pacífico Tropical. Razonó que la convección anómala en los trópicos debía provocar la intensificación de la Corriente en Chorro Sub-Tropical debido a la necesidad del transporte de energía hacia latitudes más altas. En consecuencia se produce una intensificación de los sistemas de bajas presiones del Pacífico norte que altera toda la circulación global, fundamentalmente en invierno.

Es interesante hacer notar que en los casos de las bajas extratropicales más profundas, las que generaron las más intensas líneas de tormentas pre-frontales tanto en el Golfo de México como en el sudeste de los EE.UU. y trajeron aparejado los peores casos de eventos severos en Cuba, estaba involucrada no tan sólo la Corriente en Chorro Sub-Tropical en las condiciones descritas más arriba, sino que la Corriente en Chorro Polar se encontraba también mucho más al sur de su posición normal. Poco después del punto de confluencia de ambas corrientes, donde ambas comienzan a divergir, se halló la mayor intensificación de los sistemas superficiales en correspondencia con la gran difluencia provocada en los niveles más altos de la tropósfera. Esta condición ha sido descrita por Whitney (1977) como favorable para que ocurran Tormentas Locales.

2.2 Patrones sinópticos de superficie y aire superior.

El análisis de las situaciones de estudio llevó a la identificación de patrones de

circulación bien diferenciados de circulación asociados a los eventos de tiempo severo en Cuba durante los inviernos influidos por el ENOS. Se hallaron tres patrones superficiales y junto a ellos tres patrones en el aire superior.

Dichos patrones sinópticos son:

- A. Frente frío fuerte seguido de intenso anticiclón continental migratorio y onda polar profunda en la tropósfera.

Este caso no es privativo sólo de los años ENOS, pero en estos años es que se producen significativamente los eventos severos asociados a este patrón. Es también el patrón que menos eventos severos produce. Se describe como un frente frío de origen ártico que llega a la región occidental de Cuba seguido por un anticiclón intenso (1028 a 1030 hPa) que tiene asociada una masa de aire polar ártica con temperaturas muy bajas en el sur de los EE.UU. y sobre el Golfo de México. Ocasiona vientos fuertes de región norte sobre el occidente y centro de Cuba, con velocidades máximas sostenidas por encima de 55 km/h y rachas superiores a 80 km/h.

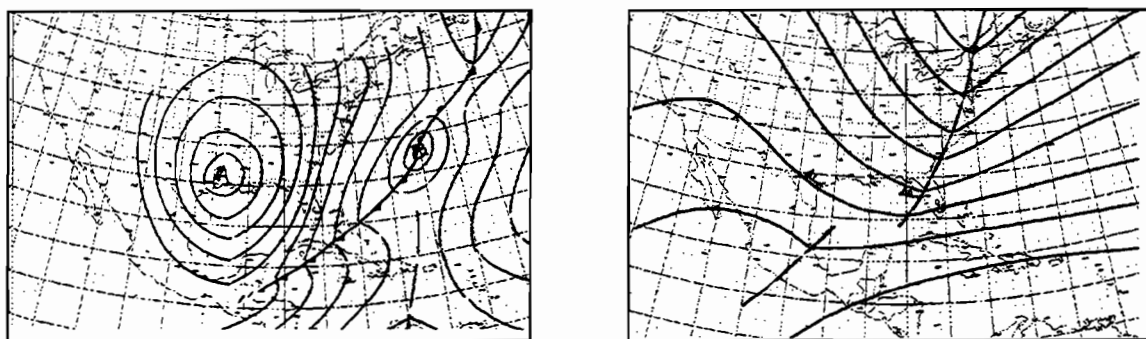


Figura 1.- Configuración de superficie (izquierda) y 500 hPa (derecha) correspondiente al patrón A.

El patrón de los niveles medios asociado a esta situación es una onda polar profunda, definida en todos los niveles de la tropósfera, con su eje extendido sobre los 80° W, el cual cruza sobre Cuba y el Mar Caribe occidental. Hay fuertes corrientes del noroeste en todo el Golfo de México y la Florida, con valores entre 95 y 150 km/h en 850 y 700 hPa, mientras que en 500 hPa alcanzan de 185 a 220 km/h sobre la Florida. En los niveles superiores la onda polar está más atenuada, pero la Corriente en Chorro polar tiene curvatura ciclónica sobre el sur de los EE.UU. y el norte del Golfo de México, con velocidades entre 185 y 220 km/h. La Corriente en Chorro Sub-tropical casi no se identifica en este patrón.

- B. Baja extratropical intensa que se desarrolla en el Golfo de México con uno o varios centros de circulación. Estas bajas se ocluyen generalmente sobre la región central del Golfo de México y tienen un movimiento hacia el este-nordeste sobre la porción norte del Golfo, moviéndose hacia el norte de la Florida o el sudeste de los EE.UU., desde donde toman un rumbo más al nordeste. Estas bajas extratropicales se profundizan hasta valores por debajo de 1004 hPa y en ocasiones hasta valores

inferiores a 998 hPa. En el caso extremo de la supertormenta del 13 de marzo de 1993, se profundizó en el este de los EE.UU. hasta 964 hPa. En el aire superior, el patrón B se identifica con una baja de desprendimiento (cut off low) con una profunda onda corta. La baja se localiza en el sur de EE.UU. próxima a

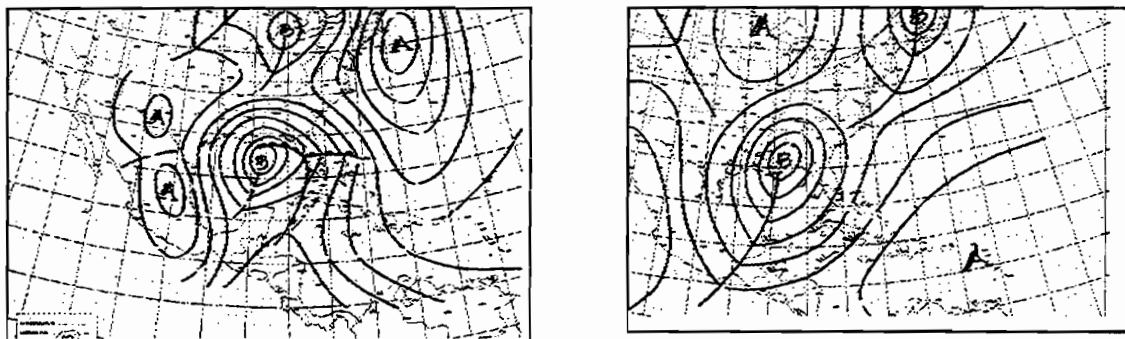


Figura 2. Configuración de superficie (izquierda) y 500 hPa (derecha) correspondiente al patrón B.

la desembocadura del río Mississippi o en la porción norte del Golfo de México, con la onda corta extendida hacia el sur y sursuroeste sobre la región central del Golfo de México, muy bien definida en los niveles de 850 y 700 hPa. Presente en este patrón está la formación de una asíntota de convergencia horizontal en el sudeste del Golfo de México y el occidente de Cuba, delante del eje de la vaguada. Esto trae aparejado una fuerte confluencia en los niveles bajos sobre la región occidental de Cuba, con vientos entre 55 y 75 km/h, y en algunas ocasiones 75 a 95 km/h (chorro de los niveles bajos). En los niveles medios (500 hPa) hay un flujo del suroeste de 65 a 95 km/h y temperaturas entre -12 y -14 °C. En los niveles más altos está presente la Corriente en Chorro Sub-tropical procedente del Pacífico, que cruza sobre Campeche, Yucatán y cruza sobre o cerca del occidente de Cuba con velocidades entre 185 y 240 km/h. También está presente la Corriente en Chorro Polar establecida sobre la porción norte del Golfo de México y el centro de la Florida, con velocidades entre 220 a 260 km/h. La fuerte convergencia en niveles bajos y la también fuerte divergencia en los altos, ocasionada por los chorros, hacen que este patrón sinóptico sea el que ocasiona los eventos más severos.

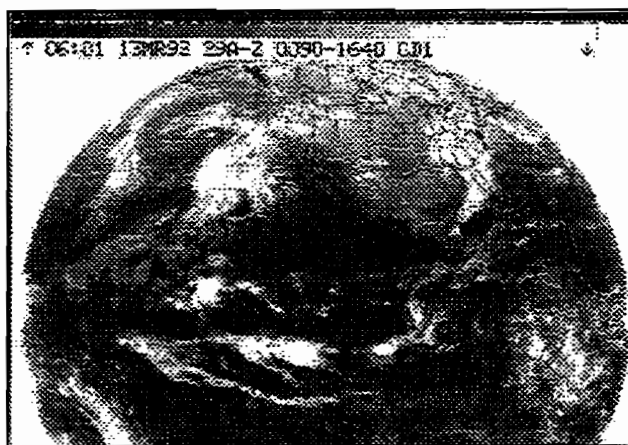


Figura 3.- Imagen infrarroja del GOES del 13 de marzo de 1993 a las 06:01 UTC.

En todos los casos se observaron en las imágenes de satélite las bandas triangulares o en forma de "V" (figura 3) descritas en la literatura por Fujita (1978), McCann (1981) y Heymsfield and Blackmer (1988), portadoras de áreas de fuertes tormentas severas, las que se generaron en el sector caliente de la baja extratropical, con fuerte confluencia de vientos del sur y la superposición de lenguas de aire húmedo en los niveles bajos y aire seco en los niveles altos, junto a la interacción de las Corrientes en Chorro Sub-tropical y Polar.

- A. Bajas "Golfianas" que se desarrollan en el Golfo de Campeche, porción sur del Golfo de México o sobre el Golfo de Honduras o el noroeste del Mar Caribe occidental. Estas bajas tienen presiones entre 1000 y 1008 hPa (1004 hPa al cruzar sobre o cerca de Cuba) y se van profundizando a medida que avanzan hacia el estenordeste o el nordeste, cruzando sobre Cuba o próximo al país. A pesar de que las presiones no son excesivamente bajas, se producen muy fuertes vientos del norte al noroeste, debido al fuerte gradiente de presión que se establece entre la baja y el anticiclón continental sobre el sur de los EE.UU. o el Golfo de México. En el aire superior, niveles medios y altos, se observa una onda corta moderada que se desarrolla sobre el Golfo de México y sur de los EE.UU. Está presente una corriente en chorro de los niveles bajos con dirección del segundo al tercer cuadrantes y velocidades de 65 a 75 km/h. La Corriente en Chorro Sub-tropical se extiende de suroeste a nordeste sobre la Florida y porción este del Golfo de México con velocidades de 185 a 220 km/h.

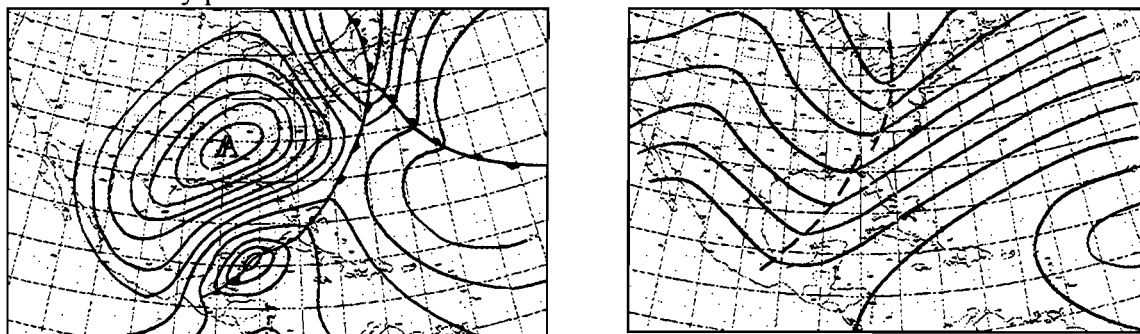


Figura 4.- Configuración de superficie (izquierda) y 500 hPa (derecha) correspondiente al patrón C.

2.3 Trayectorias de las bajas extratropicales en años ENOS asociadas a eventos de tiempo severo en Cuba.

También se estudió la trayectoria de las bajas extratropicales causantes del tiempo severo en Cuba durante los inviernos con influencia del ENOS. Estas bajas están asociadas, como se vio anteriormente, a los patrones tipo B y C.

En el caso del patrón Tipo B casi todas las bajas extratropicales se formaron e el noroeste del Golfo de México o comenzaron a desarrollarse en el sudeste del estado norteamericano de Texas. En este caso las trayectorias tienen una marcada tendencia primero hacia el estenordeste, sobre la mitad norte del Golfo de México entre los 26 y 29

grados de latitud norte, para posteriormente inclinar su rumbo hacia el noreste sobre el norte y noroeste de la Florida, saliendo al Atlántico por las costas de los estados de Carolina del Norte o el este de Virginia.

Las bajas extratropicales del patrón Tipo C se movieron al estenoreste y después al noreste, cruzando sobre el occidente y centro de Cuba o sobre el extremo sudeste del Golfo de México.

1. ALGUNOS EJEMPLOS DE EVENTOS SEVEROS ASOCIADOS A LOS PATRONES A, B Y C.

Patrón tipo A: Frente frío fuerte del 20 de enero de 1977. El fuerte gradiente bórico ocasionó vientos que llegaron a 89 km/h. Esos vientos fuertes soplando sobre el Golfo de México arrastró fuertes olas que ocasionaron una gran inundación costera en todo el litoral de la ciudad de La Habana. La masa de frío ártico llegaba desde Alaska y produjo un notable descenso en las temperaturas con valores entre 4 y 9 °C. La frontera de la nieve se acercó al trópico, ya que nevó en Miami, Florida, y en la isla Gran Bahama, en las Bahamas.

Patrón tipo B: Baja extratropical del 16 de marzo de 1983. Ocurrió divergencia de la Corriente en Chorro Polar y la Subtropical sobre la región occidental de Cuba (Córdova y Alfonso, 1992), lo que ocasionó el mayor "brote" de tormentas severas que se haya registrado en Cuba: se formaron 7 tornados, ocurrieron 7 turbonadas con rachas destructoras y 5 granizadas, es decir, 19 casos de severidad. Este brote costó al país 2 muertos, 63 heridos, 234 casas destruidas o dañadas, más de 56 instalaciones económicas afectadas y más de medio millón de dólares en pérdidas.

Patrón tipo C: Baja extratropical del 2 - 4 de enero de 1958. Esta baja surgió en la zona del Golfo de Honduras, en el noroeste del Mar Caribe occidental, se estructuró en las cercanías de Cabo Catoche, Yucatán. Avanzó al estenoreste cruzando sobre las regiones occidental y central de Cuba, penetrando al final de la tarde del día 2 entre Isla de Pinos (hoy Isla de la Juventud) y la costa sur de la provincia de La Habana con 1006 hPa y saliendo al Canal Viejo de Bahamas en la mañana del día 3 por las inmediaciones de Caibarién, Villa Clara, con 1004 hPa. En la tropósfera superior estaba presente una onda corta y superpuesta a ella, en los niveles más altos, una Corriente en Chorro Subtropical. En 500 hPa el flujo del suroeste alcanzaba 110 km/h, mientras que la temperatura a ese nivel era de -11 a -17 °C. El fuerte gradiente superficial producido por la combinación de la baja y el anticiclón continental causó vientos fuertes sostenidos de hasta 96 km/h, con rachas reportadas de 113 km/h. Hubo lluvias torrenciales que afectaron los cultivos y desbordaron los ríos. El fuerte viento causó también mucho daño al derribar árboles y cortar las comunicaciones y la electricidad. Se produjo una gran inundación costera por la penetración del mar a lo largo del litoral de la ciudad de La Habana, con olas de 4.5 m de altura y hasta 5.0 m en algunos tramos. Hubo el saldo de varios heridos, muchas personas sin hogar, naufragios y cientos de miles de dólares en pérdidas materiales.

2. DISEÑO DE UN SISTEMA DE ALERTA TEMPRANA DE EVENTOS SEVEROS DURANTE LA TEMPORADA INVERNAL CUBANA.

El reconocimiento de los anteriores patrones o tipos permite realizar el diseño de un sistema de alerta Temprana dirigido a la Defensa Civil de Cuba y diferentes sectores claves de la economía nacional. Un sistema tal resulta muy necesario para enfrentar los eventos meteorológicos severos que se presentan en la etapa invernal en los años en que está presente el ENOS. Este sistema se implanta y es ejecutado desde el Grupo de Pronósticos a Plazo Medio del Departamento Nacional de Pronósticos del Instituto de Meteorología de Cuba. El sistema consiste en:

1. Reconocimiento de los patrones de tiempo severo en los modelos de pronóstico hidrodinámico de superficie y niveles medios de la tropósfera de uso operacional para plazos de 7 a 10 días. Se emplean con este fin la salida del modelo del Centro Europeo de Pronósticos a Plazo Medio (ECMWF) y el Medium Range Forecast (MRF) del National Weather Service de los EE.UU.
2. Al observarse analogía mediante la confrontación de los modelos de pronóstico con los patrones de eventos severos encontrados, comienzan a emitirse Alertas Tempranas de carácter no público, con diferentes significados, al tomar en cuenta el grado de incertidumbre o confiabilidad con que puedan emitirse. A estos efectos se denomina:
 - a. Alerta Amarilla: Existe en los plazos de pronóstico de 6 a 7 días una configuración de circulación que puede dar lugar a un evento de tiempo severo en determinada zona del país. Es una posibilidad de confiabilidad baja, pero se debe mantener la atención sobre la evolución atmosférica y próximas informaciones. Pueden tomarse algunas medidas organizativas de poco costo.
 - b. Alerta Azul: En los plazos de 3 a 6 días se mantiene la configuración de circulación en los modelos o se acentúa ésta. Es una posibilidad de confiabilidad media y deben tomarse ya algunas medidas que sean oportunas en la zona amenazada. Debe aumentar además la atención a la evolución atmosférica y a las próximas informaciones.
 - c. Alerta Roja: Dentro del plazo de 72 horas persiste la configuración que puede dar lugar a un evento meteorológico severo en determinada zona del país. Hay una probabilidad relativamente alta de que ocurra tiempo severo. Deben tomarse las medidas que no puedan esperar e incrementarse la atención ante la evolución atmosférica.
1. Al confrontarse los patrones sinópticos de tiempo severo con los modelos regionales de pronóstico a corto plazo y observarse la coincidencia con alguno de los patrones descritos para plazos inferiores a 48 horas, comienzan a emitirse Avisos Especiales. Estos son avisos públicos para su transmisión a la población por radio y TV que se emiten cuando se tiene ya la certeza o muy alta probabilidad de que se desencadene el evento de tiempo severo en alguna zona del país. Deben llevarse a término todas

las medidas de prevención. Los Avisos Especiales se emiten continuamente cada seis horas, actualizando la información al público, la que se va nutriendo de la información de satélite, de la red de radares cubanos y la propia información en tiempo real. Cuando ya el evento severo ha comenzado, se emiten Avisos Especiales cada tres horas y se continua emitiendo este tipo de información hasta que haya concluido el evento severo y cesado todo peligro.

Las diferentes alertas pueden combinarse de manera apropiada, toda vez que va dirigida a usuarios muy específicos con los que se tiene comunicación frecuente y se les brinda asesoría, por lo que se anula cualquier posible confusión o malentendido. De esta manera, a una Alerta Azul, puede seguirle una Alerta Amarilla si en los modelos de pronóstico o en la evolución real de las condiciones sinópticas se observa que disminuye la posibilidad de que se produzca el evento severo.

3. CONCLUSIONES.

1. Se obtuvieron tres patrones sinópticos de superficie y aire superior (500 hPa) que poseen plena correspondencia con los eventos de tiempo severo que se han registrado en Cuba en los inviernos bajo condiciones de ENOS.
2. El patrón de tipo B es el que ocasiona los eventos más severos, seguido por el tipo C. En ambos se pone fuertemente de manifiesto el papel de la Corriente en Chorro Sub-tropical procedente de la zona de convección profunda ocasionada por la acumulación de agua cálida en el Pacífico ecuatorial oriental.
3. El patrón tipo A fue encontrado también en temporadas sin la influencia de ENOS, por lo que no es un patrón exclusivo del mismo. Sin embargo, en los años ENOS es que se encuentra con un carácter más fuerte y severo.
4. Con estos patrones y su comparación con los modelos hidrodinámicos de pronóstico a plazo medio, se diseñó un Sistema de Alerta Temprana de tiempo severo asociado al ENOS en la temporada invernal cubana.

5. BIBLIOGRAFÍA.

- ALFONSO, A., A. FLORIDO (1992): Las grandes precipitaciones en Cuba, aspectos fundamentales, Memorias 3er Congreso de Desastres, La Habana.
- , B. LAPINEL, L. NARANJO (1997): Tormentas locales severas, grandes precipitaciones y sequías, en Variaciones y cambios del clima en Cuba, Instituto de Meteorología, La Habana.
- BJERKNES, J. (1966): A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature, *Tellus*, 18, 820 - 829.
- FUJITA, T. T. (1978): Manual of downburst identification for Project NIMROD, SMRP Res. Pap. 156, 103 pp., Dep. Geophys. Sci., University of Chicago, Ill.

- HEYMSFIELD, G. M., R.H. BLACKMER, Jr.(1988): Satellite-observed characteristics of mid-west severe storms anvils. Mon. Wea. Rev., 116, 2200 - 2224.
- McCANN, D.W., (1981): The enhanced V, a satellite observable severe storm signature, NOAA Tech. Memo. NWS NSSFC-4 31 pp., National Severe Storm Forecast Center, Kansas City, Mo.
- NARANJO, L., (1994): Uso de los índices de circulación para la caracterización de las condiciones atmosféricas en las inmediaciones de Cuba, Instituto de Meteorología, La Habana, 31 pp.
- , M. BALLESTER, A. ALFONSO, M. SOSA (1997): Circulación atmosférica sobre Cuba, en Cap. I de Variaciones y cambios del clima en Cuba, Instituto de Meteorología, La Habana.
- RUBIERA, J. (1984): Enero-marzo de 1983: un análisis del período invernal más severo registrado en Cuba, Memorias I Seminario-Taller sobre Desastres Naturales, UNDRO, La Habana, pp. 13 - 19.
- WHITNEY, L.S. (1977): Relationship of subtropical jet stream and severe local storms. Mon. Wea. Rev. Vol. 105, No. 4, pp. 477 - 484.

SOUTH PACIFIC CLIMATE VARIABILITY AND ITS IMPACT ON LOW-LYING ISLANDS

Jacques Merle
ORSTOM - Noumea, New Caledonia

1. THE IMPORTANCE OF CLIMATE IN THE PACIFIC

The Pacific is the world's largest ocean. With a surface area of 175 million km², it accounts for 40% of the planet's open waters. In the tropical latitudes, it spans more than half the globe's circumference.

In its western tropical regions, surface water temperature is always in excess of 28°C over a depth of several hundred meters. This constitutes the world's major store of thermal energy available for exchange with the atmosphere (Fig.1). This is where the interaction between ocean and atmosphere is the most intense, and what takes place there influences the climate not just regionally but planet-wide.

The nations of the Pacific are isolated pockets of human settlement immersed in this vast fluid universe. The ocean is by far the most important factor controlling the environment and all life in it. Thus any variation in oceanic conditions, and the resulting climatic changes, are of fundamental importance for the environment and the life of the inhabitants.

This article aims at presenting the major climatic phenomena affecting the Pacific Ocean (chapter 2) and their impact on the environment (chapter 3).

2. CLIMATE SIGNALS AFFECTING THE SOUTH PACIFIC

The most characteristic aspect of the mean climate of the Pacific region is that it is entirely ocean-dependent. Yet, above and beyond the seasonal fluctuations, it is subject to variations on a larger scale in which periods of intense drought alternate with period of extreme rainfall. Scientists have attempted to identify climate signals, which can be more or less distinct, and to determine the particular frequency (or rate of return) characteristic of each.

The best known among these is the phenomenon called ENSO (El Niño Southern Oscillation), which has a frequency of 2 to 4 years and affects the tropical regions in a spectacular manner.

A ten-year, or decadal, oscillation has also been observed; this affects each hemisphere in turn and is the subject of current research.

Global warming is not strictly speaking a signal, as it does not possess any identifiable frequency. This general warming trend has been observed since the beginning of the century, and appears to have been gathering speed over the last few years. At this stage, it is not possible to say whether this phenomenon is of natural origin or whether it is linked to man's increased industrial activity.

The study of paleo-climatology in the Pacific, using the evidence found in the build-up of coral formations, hopes to yield valuable information concerning longer-term oscillations of the region's climate. This kind of research may also help us understand better the currently observed shorter-term oscillations, and establish a relationship between climate and the large-scale migrations and the lifestyles of the people of the Pacific.

Before discussing these variations, or signals, let us consider the characteristics of the mean climate in the Pacific region.

2.1 - Mean climate conditions in the Pacific

The climate of a region is defined by averaging the conditions observed over a period of 30 years or more, taking into consideration all the parameters that constitute "weather" as it is felt by everyone and predicted by meteorologists. Among these parameters, the major ones are atmospheric pressure, temperature, wind conditions, rainfall and cloud cover.

As all inter-tropical regions, the South Pacific is bound by an area of low pressure near the equator (10°N to 10°S) and an area of high pressure centred around the 30°S parallel. Between these two areas, the resulting north-south pressure gradient generates the regular winds known as the South-East Trades.

Yet, within this overall pattern, there exist differences between the eastern and western parts of the region. Equatorial low pressures are lower in the west (around northern Australia and Indonesia), while the sub-tropical high pressures are higher in the east, reaching a maximum in an area south of French Polynesia and around Easter Island. This constitutes another pressure gradient, east to west, affecting the whole Pacific region between the equator and 30°S .

This east-west pressure gradient is one of the elements, in the equatorial zone, of what meteorologists call "Walker's cell". It is made up of a surface atmospheric flow generated by the above mentioned pressure gradient; this converges toward the low-pressure area of the equatorial western Pacific which covers northern Australia and extends to the whole of Indonesia. In this region, cloud cover is abundant and rainfall is intense. Above this warm and rainy region, very powerful ascending convection currents can be observed. Conversely, the wind circulation at higher altitudes (10,000 m, pressure 200 mb) follows a reverse pattern, i.e. from west to east. Over the area of high pressure at other end of the ocean, in the vicinity of Easter Island, the atmospheric circulation follows a downward flow.

closing the loop of the equatorial circulation cell (Walker's cell), which plays an essential role in the climate of the South Pacific. Disturbances in the flow of Walker's cell are associated with the ENSO phenomenon, which we shall discuss later. (Fig. 2)

Air and ocean temperatures follow the same general pattern as that of atmospheric pressure and wind. A north-south thermal gradient exists between the equatorial areas, where average air and water temperatures never drop below 26°C and are little influenced by seasonal cycles, and the tropical regions where the temperatures are considerably cooler during the southern winter (for example 21°C for sea water and 19°C air temperature in New Caledonia). Similarly, there is also a temperature gradient between the western and eastern Pacific, particularly concerning sea surface temperature. The western end of the ocean (northern Australia, Indonesia) experiences sea-water temperatures in excess of 28°C all year round: this is the planet's boiler that we mentioned earlier (see Fig. 1). Conversely, the eastern equatorial regions can have comparatively much cooler waters (below 20°C in the vicinity of the Galapagos Islands); this is due to the upwelling of cooler water from the ocean's depths. This phenomenon is extremely important: it is one of the elements which drive the overall atmospheric circulation in Walker's cell, and its behaviour is responsible for the anomalies in this circulation associated with the ENSO cycle.

2.2 - ENSO : El Niño Southern Oscillation

ENSO is the dominant meteorological and oceanological phenomenon affecting the South Pacific. It is responsible for a large part of its inter-annual climate variability. "EL Niño" refers to the oceanological aspect of the phenomenon, and is characterised by an abnormal warming of the usually cool waters off the coast of Peru and Ecuador. "Southern Oscillation" is the atmospheric aspect of the event, characterised by a remote interaction between the atmospheric pressure fields of the eastern and western Pacific.

The German meteorologist J. Bjerknes was the first to establish a link between the warming of the ocean waters off the coast of Peru and a vast oscillation of the ocean-atmosphere system affecting the whole of the Indo-Pacific region. He also showed the existence of a negative correlation between the surface atmospheric pressure in the area of northern Australia / Indonesia and that of the region between Tahiti and Easter Island. He observed that when the atmospheric pressure is lower than average over several months in the Australia-Indonesia region, it is higher than average 10,000 km to the east in the central Pacific (near Tahiti and Easter Island). Such oscillations of atmospheric pressure have been shown to correspond to sea surface temperatures off the coasts of Peru and Ecuador, home of the El Niño phenomenon. When the Southern Oscillation Index (SOI), which is based on the difference in sea-level pressure between Darwin (northern Australia) and Easter Island, reaches a maximum, the warm anomaly characteristic of El Niño appears along the Peruvian and Ecuadorian coastlines.

Since the beginning of the 1950's, scientists have had at their disposal the necessary equipment for observation, and have been able to document fifteen El Niño events associated with the Southern Oscillation. The most pronounced El Niño recorded this century began during the summer of 1982 and intensified through 1983, reaching a magnitude never experienced before. Its impact on climate was spectacular, and was featured in the news media over a period of several months. Although the phenomenon does not always follow the same pattern, there are enough common features that a typical scenario can be described.

The most likely sequence of events is based on a simple mechanism (Fig. 3). The south-east trade winds, when they blow consistently over a long period of time, create an accumulation of warm waters and a rise in sea level in the western Pacific. As soon as the wind strength drops, the accumulated water tends to flow back eastward. This return flow can be accompanied by an equatorial wave (known as a Kelvin wave) resulting from the deformation of the interface between the surface warm waters and the cooler waters below.

In turn this eastward movement of warm waters, which constitute the El Niño phenomenon proper, influences the lower atmosphere resulting in a lowering of the atmospheric pressure, particularly in the Tahiti - Easter Island region where the pressure is normally high. The Southern Oscillation Index drops, as does the strength of the trade winds. Thus the phenomenon is further fuelled by its own self-reinforcing feedback, and reaches the warm phase of ENSO, the stage usually called El Niño. These warm waters then disperse north and south along the coasts of the American continent. Cold water reappears off the coast of Peru and Ecuador, bringing the atmospheric pressure back to normal for the area. Atmospheric pressure increases in the Tahiti - Easter Island zone, raising the Southern Oscillation Index and reinforcing the trade winds. The phenomenon moves then into its cold phase, sometimes erroneously called "normal", and the trade winds begin once more to push warm waters to the western edge of the Pacific (Indonesia and northern Australia).

The climatological consequences of these oscillations between a cold and a warm pole are very important for the South Pacific region. In a "normal" situation (cold pole of ENSO), the South Pacific regions enjoy plentiful rainfall. During the "El Niño" phase (warm pole of ENSO), the area of abundant rainfall shifts eastward toward the central and eastern Pacific. Thus in 1983, Indonesia and northern Australia suffered from the most severe drought ever observed in these regions. Conversely, torrential downpours drenched the central Pacific, particularly the Marquesas Islands which received 2400 mm of rain in three months (Fig. 4).

New Caledonia is affected by the cyclic influence of ENSO. Periods of drought, such as the one which began in 1992, correspond to the El Niño phase of the oscillation, i.e. the warm pole of ENSO.

2.3 - Global warming

Since the beginning of the century, the earth's average temperature has increased by 0.5°C ; this has been accompanied by a 10 cm rise in the level of the oceans. The rise in sea level is the result of thermal expansion of the surface layers of the oceans.

This long-term climate change is termed "global warming". The process has shown a tendency to accelerate, and computer modelling of the situation indicates that this warming may be the result of an increase in the "greenhouse effect", itself due to an increase in the atmospheric concentration of gases produced by industrial activities, such as carbon dioxide, methane and ozone.

Whatever the cause of the phenomenon, be it natural evolution or man's industrial activity, this warming trend in the atmosphere is transferred to the oceans, resulting in a world wide rise in mean sea level. Global warming is therefore of particular concern to the Pacific Island communities who exist within this ocean environment. The rise in sea-water temperature affects marine life and increases the chances of cyclones. The rise in sea-level is a vital concern for many of the region's islands and nations.

We shall discuss the impact of global warming in more detail in Chapter 3.

2.4 - The ten-year (or decadal) oscillation

This climate signal, whose existence was recently discovered, is only mentioned here because it is likely to be the subject of research projects in the near future. It affects alternatively the whole of each hemisphere. It appears to be particularly noticeable in the Atlantic, and might be one of the driving factors in the current persistent drought in the sub-Saharan regions of Africa. In the Pacific, it has been detected as a factor in oceanic water circulation in the vicinity of Kuro Shivo (Japan). It might affect climatic conditions in the Pacific on a ten-year cycle, and may have an influence on the effect of the shorter-cycle ENSO.

2.5 - The paleo-climates of the Pacific

Changes in climate have a significant influence on the biology of the reef ecosystems, on their morphology, structure and abundance.

Corals have a well documented response to environmental conditions, thus the study of coral reef structures makes it possible to determine with surprising accuracy the average surface temperature and level of the oceans during past periods, and even to detect and date annual and inter-annual climate variations, from the recent past all the way back to the close of the last ice-age (roughly 18,000 years ago).

Such studies are shedding light on long-term trends which have affected the Pacific since the last ice-age, and have led scientists to reconsider some previously accepted scenarios. They show for instance that in the region of Vanuatu, the surface temperature of the ocean may have been 5° to 7°C lower than at present at the time of the last ice-age. In New Caledonia, the water was also much colder, and the seasonal variation far more pronounced. The discovery of past occurrences of rapid changes in average ocean temperature (several degrees per century) and sea-level (a rise of over 1 cm/year during the thaw that followed the ice age) has raised questions about the human origin of the current warming, which is progressing at a much slower pace.

Past climate changes have profoundly influenced the life and settlement patterns of the early inhabitants of the region. A good understanding of the way in which human communities reacted and adapted to these variations is likely to be very relevant today.

Studies are currently being undertaken in this field, and further research programmes may soon be initiated focusing on the Pacific region, where ancient coral formations can readily be found.

3 - THE IMPACT OF CLIMATE CHANGES ON THE SOUTH PACIFIC ENVIRONMENT

The impact of climate variability in the Pacific is linked to the evolution of the atmosphere and of the ocean waters, the major characteristic of the region being its oceanic nature.

Among the impacts of the evolution of oceanic waters we may list:

- (i) The consequences of the rise in mean sea-level;
- (ii) The consequences of the warming of surface waters for marine life and its harvesting for human consumption;
- (iii) The consequences of the warming of surface waters on the frequency of catastrophic meteorological events, notably cyclones;

Among the impacts of the evolution of atmospheric conditions, we may list:

- (iv) The consequences of climate variation on rainfall and the fresh-water supply;
- (v) The consequences of climate variations on certain types of agricultural activities.

We may also consider types of impact which are linked to climate change, but which act through factors of purely human origin, such as over-population:

- (vi) The consequences of warming and coastal pollution for lagoon environments: leaching of mineral salts and heavy metals, erosion.

3.1 - Consequences of the rise in mean sea-level for the nations of the South Pacific

The rise of the mean sea-level (ignoring the changes in level due to tides and meteorological events) affects all coastlines in the Pacific. Since the beginning of the century, the figures for this rise vary between island groups, going from 0.6 mm/year in Micronesia to 3.8 mm/year in the Hawaiian Islands. This observable rise in water level is not only due to a general increase in the level of the oceans, but also to "isostatic" movements of the seabed which supports the islands. Given the short period of time since the beginning of scientific observations of the phenomenon (often less than 20 years), it is difficult to establish a clear tendency independent of these tectonic movements. Nevertheless, we may estimate that the mean sea-level in the Pacific, and over the rest of the globe, rises at a rate of 0.5 mm/year. This is principally due to thermal expansion of the water as a result of global warming.

It is very difficult to say with confidence whether the current rising trend of the mean level of the oceans, a phenomenon which is tied to global warming and has now been observed for a full century, is the direct result of the increase in the greenhouse effect due to man's industrial activities, or whether it is a stage in a perfectly natural long-term evolutionary process.

Some nations are at risk

In any case, acting on the hypothesis that the rise in sea-level is a consequence of industrial activity, there has been much debate on the subject among the governments of the small island nations of the Pacific. The tendency has been to overestimate the danger, and to demand action (and compensations) from the industrialised nations of the northern hemisphere, considered to be the major producers of greenhouse-effect gases.

One must admit that some of the figures can be frightening. The more pessimistic models, given the continuing production of greenhouse gases at current rates, anticipate a rise in sea-level of the order of 0.5 m in the next 50 years (document published by the International Panel on Climate Change). Some atoll islands of the atoll type do not exceed a height of 3 m above mean sea-level. A rise of this magnitude would be enough to wipe such nations as the Marshall Islands, Kiribati, Tuvalu and Tokelau off the map within the next century. While it is true that the whole of the populations concerned represents only a few tens of thousands of individuals, and that these could be easily relocated on other islands, the impact on public consciousness of the disappearance of several sovereign states could be stupendous, particularly if it could be shown that their demise was directly attributable to the industrial activity of other nations.

Yet, paleo-climatology - the study of the climate patterns of ancient times - has shown that the Pacific has experienced several major changes in sea-level over the last few millennia. About 18,000 years ago, at the time of the peak of the last

ice-age, the mean level of the ocean was approximately 120 meters below its current level. It then rose rapidly until 5000 years ago, when it reached a level higher than that of today. Over the last 2 to 3000 years, the general tendency has been to a decrease, but with ups and downs lasting several centuries. For example, between 750 and 1300 AD, the mean sea-level rose; then, during the mini-ice-age of 1300 to 1800 AD, it dropped again. Since 1800, we have been experiencing a period of rise in sea-level, which coincides with the development of the industrial age; but it is impossible to say whether this, or natural causes, is at the root of the phenomenon.

Compounded degradation of coastal areas

Not only would rising ocean levels mean the disappearance of low-lying lands, but it would also affect entire coastal areas above the level of flooding.

In atolls, any rise in salt-water level would tend to push the precious fresh-water lenses upwards, where they would evaporate faster.

The loss of coastal areas, combined with a reduction in available fresh-water, would could be very detrimental to the agricultural potential of the many islands where the coastal strip is the only area suitable for cultivation.

The temporary rise of water level which accompanies such events as cyclones or tidal waves would threaten and damage lands which had been previously out of reach of the sea.

3.2 - Consequences of the warming of surface waters on marine life and its harvesting

Life in the ocean is very much dependent on the thermal conditions of the water. Salinity is also important, but this is less affected by climate change. Ocean dynamics are another significant factor: strength of currents, turbulence, frontal and convergence zones, all of which are likely to be altered by climate change.

The life and death of corals - The phenomenon of "bleaching"

Corals grow successfully where the water is between 26° and 30°C. Above 30°C, corals become separated from the symbiotic algae which are the indispensable partners of their existence, and which give them their usual colouring.

Over the last few years in the Pacific, particularly the South Pacific, one has been able to observe a discoloration of corals, a phenomenon referred to as "coral bleaching". The coral colonies suddenly take on vivid colours, going from brilliant blue to pink and fluorescent yellow. They appear to bloom, while at the same time the tips of the branches start to turn totally white. In the space of a few weeks, this stark white colour extends to the whole structure, and filiform algae begin to grow over the coral, indicating without any doubt that the coral is now irreversibly dead.

In the Society Islands, scientists from the ORSTOM Centre of Tahiti observed coral bleaching over 500 km of barrier reef. Other regions of the Pacific are also affected. Similar observations had been made during the warm periods of the 1982-83 El Niño, at a time when sea surface temperatures in the central and eastern Pacific were 4°C above normal. The same phenomenon has also been noted in the Atlantic Ocean since the 1970s, when temperature anomalies affected the Caribbean region.

Thus it is possible to associate the bleaching syndrome and death of coral with the general warming of surface waters in the tropical oceans, itself a consequence of global warming, although at this time the information is too sketchy for an exact mapping of the extent of the phenomenon and for establishing with precision its relationship with the warming of the waters and of the climate in general. Other factors, linked or not with climate change, may well be involved in the process.

Impact on fishing resources

Life within the ocean is directly dependent on the conditions it finds there and, near the surface, on certain atmospheric influences such as the effect of the wind.

Of the two climate signals which affect the South Pacific, ENSO and global warming, only the former has significant and reasonably well understood effects on life in the ocean. Our understanding of the biological consequences of global warming have not progressed beyond speculation.

The impact of ENSO on marine ecosystems has been known to fishermen off the coast of Peru, Ecuador and Chile for centuries. The warm waters associated with the phenomenon interfere with the upwelling of cold, nutrient-rich waters, inhibit the development of plankton, and thus limit the supply of nutrition available to the food-chain. This means fewer fish to catch for human consumption. Furthermore, the temperature anomalies which accompany ENSO affect the behaviour of many fish species, which will tend to seek waters where the temperature is more to their liking and where food is more plentiful. During an El Niño occurrence, these fish migrations take place north and south along the American coast, shifting the traditional fishing grounds by hundreds, if not by thousands, of kilometres.

At times, this may lead to large congregations of fish within a very limited area where water temperature is favourable, making them vulnerable to massive over-fishing. This may reprocent "miraculous catches" to some fishermen, but in the long term this can be dangerous for the population dynamics of the particular species, and a threat to the sustainability of the resource.

Another physical factor associated with El Niño and capable of negative impact on marine life is the disruption of the rhythm of the seasons. Both flora and fauna rely on this cycle to time the stages of their life-cycle and any disturbing of the pattern is certain to be detrimental to their development.

In the Society Islands, scientists from the ORSTOM Centre of Tahiti observed coral bleaching over 500 km of barrier reef. Other regions of the Pacific are also affected. Similar observations had been made during the warm periods of the 1982-83 El Niño, at a time when sea surface temperatures in the central and eastern Pacific were 4°C above normal. The same phenomenon has also been noted in the Atlantic Ocean since the 70's, when temperature anomalies affected the Caribbean region.

Thus it is possible to associate the bleaching syndrome and death of coral with the general warming of surface waters in the tropical oceans, itself a consequence of global warming, although at this time the information is too sketchy for an exact mapping of the extent of the phenomenon and for establishing with precision its relationship with the warming of the waters and of the climate in general. Other factors, linked or not with climate change, may well be involved in the process.

Impact on fishing resources

Life within the ocean is directly dependent on the conditions it finds there and, near the surface, on certain atmospheric influences such as the effect of the wind.

Of the two climate signals which affect the South Pacific, ENSO and global warming, only the former has significant and reasonably well understood effects on life in the ocean. Our understanding of the biological consequences of global warming have not progressed beyond speculation.

The impact of ENSO on marine ecosystems has been known to fishermen off the coast of Peru, Ecuador and Chile for centuries. The warm waters associated with the phenomenon interfere with the upwelling of cold, nutrient-rich waters, inhibit the development of plankton, and thus limit the supply of nutrition available in the food-chain. This means fewer fish to catch for human consumption. Furthermore, the temperature anomalies which accompany ENSO affect the behaviour of many fish species, which will tend to seek waters where the temperature is more to their liking and where food is more plentiful. During an El Niño occurrence, these fish migrations take place north and south along the American coast, shifting the traditional fishing grounds by hundreds, if not by thousands, of kilometres.

At times, this may lead to large congregations of fish within a very limited area where water temperature is favourable, making them vulnerable to massive over-fishing. This may represent "miraculous catches" to some fishermen, but in the long term this can be dangerous for the population dynamics of the particular species, and a threat to the sustainability of the resource.

Another physical factor associated with El Niño and capable of negative impact on marine life is the disruption of the rhythm of the seasons. Both flora and fauna rely on this cycle to time the stages of their life-cycle and any disturbing of the pattern is certain to be detrimental to their development.

The impact of global warming on marine ecosystems is not expected to modify their composition, but only to alter their zone of expansion following the shifting of the isotherms. Global warming generally tends to shift these in latitude, which implies a progressive expansion of marine habitats from the tropics toward higher latitudes. Nevertheless, if the warming trend accelerates, it is debatable whether the various ecosystems will be able to adapt to such rapid change.

The distribution and the abundance of the different marine populations will be more affected by modifications in ocean dynamics (currents) than by the warming itself. It is thus difficult at this time to predict the evolution of marine ecosystems in the South Pacific under the influence of the warming of ocean waters (excepting in the case of corals - see earlier paragraph).

Global warming will also have consequences for the carbon exchange process at the interface between ocean and atmosphere. Generally speaking, oceans act as receptor for excess atmospheric carbon dioxide, and thus contribute to the regulating of the global carbon cycle, which is an important factor in climate change. However, the equatorial regions of the Pacific actually give out carbon dioxide to the atmosphere through a release of the CO_2 dissolved in the surface layers. Nevertheless, the equatorial Pacific plays an essential role in the balancing the global carbon budget, which amply justifies the amount of research which is currently being carried out on the subject (JGOFS - FLUPAC, Chapter 4.2.2).

3.3 - The consequences of the warming of surface waters for catastrophic meteorological events

Tropical cyclones are an important feature of the climate of the South Pacific; their destructive power affects agriculture, housing, and the whole of the living conditions of the many island groups which lie within the cyclone belt.

One of the necessary conditions for the formation of cyclones is sea surface temperatures in excess of 27°C . Thus any warming up of surface temperature, whether temporary as during an ENSO event or more lasting as a result of global warming, will contribute to an increase in the risk of cyclones. This was demonstrated clearly during recent ENSO occurrences; in 1983, during what was termed "the El Niño of the century", French Polynesia, an area not normally prone to cyclones, was battered by six particularly violent cyclonic storms which devastated a number of atolls, notably Muroroa. Temperature anomalies of 4 to 5°C above normal were observed in this region, resulting in favourable conditions for the formation of tropical cyclones (water temperatures of 28 to 30°C).

If the current warming trend persists, the frequency of cyclones in the central South Pacific can be expected to increase. This frequency is not proportional to the rise in temperature, but can actually accelerate with warming. Furthermore, a larger area of the ocean will become likely to experience cyclones, as the 27 - 28°C

isotherm shifts poleward and toward the central Pacific, increasing the risk, among other islands, for French Polynesia.

Over the last few years, a striking increase in cyclonic activity has been observed in the region of French Polynesia, where such tropical storms used to be virtually unknown.

2.4 The consequences of climate change on rainfall and fresh-water resources

The pattern of rainfall over the whole of the South Pacific, up to fairly high latitudes (30°S), is to a great extent governed by the ENSO phenomenon. The warm phases of ENSO, the ones usually referred to as El Niño, correspond to below-normal rainfall throughout the western Pacific, which includes the east coast of Australia, Indonesia, Papua New Guinea, Solomon Islands, Vanuatu and New Caledonia. Conversely, the central Pacific, including Tuvalu, Kiribati and French Polynesia, experiences heavier rainfall than normal. The actual quantities of water may vary by a factor of 3 between a dry and a wet year, with significant consequences for agriculture and fresh-water reserves. Therefore, the ability to predict the behaviour of the Southern Oscillation a few months to a year in advance could be of extreme importance to the planning and management of resources, particularly among the regions' smaller nations where the availability of fresh-water is critical and traditional agriculture represents a sizeable factor in the economy.

Global warming will also affect rainfall, and thus the region's fresh-water resources. The fresh-water cycle, and notably the rate of evaporation and rainfall, will be intensified by the combined warming of air and sea-water. Rainfall statistics have not been kept long enough in the South Pacific region to assess any trend toward increase in average rainfall, as this evolution would be a long-term, low amplitude phenomenon, and would be overshadowed by the more dramatic influence of ENSO, far the strongest influence on South Pacific rainfall.

3.5 The consequences of climate changes on agriculture

Here again, we shall consider the difference between short-term fluctuations, such as those linked to ENSO and which result in alternating periods (or years) of heavy rainfall and of pronounced drought and which are potentially predictable, and the long-term warming trend whose effect on the rainfall patterns is much less dramatic, to the point of being barely measurable.

In many countries, the ENSO cycle is already the subject of government concern and involvement. Farmers are advised of predicted upcoming wet or dry periods, so that they may plan accordingly. This is the case in Peru, in Ecuador, in Brazil, and in other Pacific countries. In Peru, for instance, farmers are encouraged to alternate the growing of cotton (during dry periods) and rice (wet periods). Improvements in production, measurable in economic terms, have been achieved

this way, and while such predictions are still at the experimental stage, they should soon become an operational tool for the whole Pacific region.

Concerning any need to adapt the agricultural practices in the Pacific on account of the consequences of global warming, one can only speculate at this stage. It can only be said that some regions will be wetter, others dryer, and that the differences over space (between regions) and over time (between periods for any given region) will be more pronounced, raising the risk of persistent drought in certain cases, and of chronic flooding in others. Furthermore, if the concentration of atmospheric carbon dioxide continues to increase, this will have a positive influence on the growth of plants, but may be detrimental to their physiology (too rapid a rate of growth may result in improper maturing).

Generally speaking, the adaptation of agricultural practices in response to changing climatological parameters (fresh-water supply, temperature, amount of sunlight, carbon dioxide levels, wind strength....) will follow two major directions:

- switching to different crops (as is done in Peru by switching between cotton and rice in harmony with the ENSO cycle), and
- modifying cultivated species through genetics, as is already being done industrially for maize (Indian corn).

Two extremely important negative factors resulting from a general trend toward a warmer climate should also be noted:

- Increase erosion and leaching of soils due to increased rainfall and intensification of climatic contrasts, and
- Increased pest activity (insects, bacteria, etc.) resulting from increased humidity.

3.6 - The consequences of climate changes and demographic growth on coastal and lagoon areas

Human activity is responsible for major alterations to coastal marine environments. If this influence reinforces that of climate change in the direction of warmer conditions, this can be highly detrimental to the health and balance of lagoon habitats through the impact of such phenomena as leaching of chemicals into lagoon and coastal waters, and sharp increase in sedimentation.

The island environments of the Pacific are particularly vulnerable to these risks, which are only partly the result of climatic change, but also that of a human factor which characterises our times: rapid demographic growth. A general warming of the climate would only amplify the dangers, and the impact of climate changes must be taken into account in future studies concerning the problems of leaching and over-sedimentation.

ON THE ASSOCIATIONS BETWEEN HYDROMETEOROLOGICAL CONDITIONS IN AMAZONIA AND THE EXTREMES OF THE SOUTHERN OSCILLATION

MARENGO J. A., NOBRE C. A., and SAMPAIO, G., *Centro de Previsão de Tempo e Estudos de Clima (CPTEC/INPE). Rodovia Dutra km. 40. 12630-000. São Paulo-Brasil. Telf. (5512) 560-8464, Fax: 561-2835, e-mail: marengo@cpotec.inpe.br.*

Abstract:

Northern and central Amazonia show tendencies for negative rainfall anomalies during the summer season on the mature phase of strong El Niño events, such as in 1982/93 and 1986/87, although, there is also a tendency for positive rainfall anomalies during some El Niño years, such as 1972/73. Broadly inverse variations of rainfall are evident in Northern and Southern Amazonia. It has been observed that some stations in Amazonia show abundant rainfall on the year before the peak of El Niño, while others show large negative departures on the beginning of summer while large positive rainfall anomalies during the fall season, of the El Niño year. In addition, strong El Niño events have also been linked to events of smoke clouds, consequence of the biomass burning during an anomalously long dry season, affecting the population of the main cities in Amazonia. From models and the current observations, we would expect one El Niño as spectacular as in 1982/83, but there is still lack of ground to assure that this upcoming El Niño will be much stronger.

I. INTRODUCTION:

El Niño event of 1982/83 was one of the more intense of the century, and affected the weather and climate in several regions of South America. In the Amazon Basin, this event was related to the occurrence of an extremely dry period in January-February 1983, which normally is the peak of the rainy season in central Amazonia. Negative rainfall anomalies of up to 70% were reported in Manaus, and large negative river discharge/water levels anomalies were identified in the Amazon river and its main tributaries. Before 1982/83, the strongest event was identified as in 1925/26, where extreme negative river anomalies were detected for the Rio Negro at Manaus (Marengo 1992). According to Meggers (1994) the 1925/26 very strong El Niño event caused great destruction of the fauna, including parrots, toucans, and large birds, and in some places the heat was so intense that even the fish was killed, while fires were said to have killed thousands of rubber gatherers. On the other hand, such another strong El Niño events as in 1972/73 have produced anomalously wet conditions in Amazonia.

The prospects of a major El Niño event on the austral summer 1997/98 are being discussed by the global scientific community, based on the latest surface, oceanic and satellite observations of winds, sea surface temperature (SST), sea level as well as from the outputs from atmospheric and coupled atmosphere-ocean models. Large positive SST anomalies were detected on the eastern Pacific off the coast of South America since May 1997, reaching up to 5 °C in July 1997, and along the central and eastern tropical Pacific together with the 850 hPa wind westerly anomalies. Numerical forecasts from the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) indicate that the El Niño would start to debilitate on the second half of 1998. The mature phase of El Niño usually is reached at

the beginning of austral summer-late fall, however, these large anomalies in SST were detected in the winter, where convection and moisture convergence in surface are on their minimum of the annual cycle. A comparison between the current event with the one of 1982/83 seems not to be pertinent, since one can not expect that because the warming started early the upcoming El Niño may be stronger than in 1982/83.

The impacts of the El Niño phenomenon in the hydrometeorology of the Amazon basin are here explored. We analyze series of river and rainfall all across the basin, and try to identify the main features of the weather and climate conditions during past El Niño/La Niña events. Considering consequences of previous events, it would be expected that on the summer-autumn of 1998, central and northern Amazonia would experience moderate and intense drought, with a high probability of forest fires, especially wherever there has been deforestation. These were conditions present on the strong events of 1925/26 and 1982/83. However, there are no assurances that similar conditions could be observed in 1998.

II. BACKGROUND

Studies on previous El Niño events and their impacts on Amazonia

Observational studies have described the behavior of rainfall in Amazonia during extremes of the Southern Oscillation, indicator of El Niño. Marengo (1992) indicated that during years with very strong El Niño events (1925/26, 1957/58, 1982/83, and 1986/87) summertime precipitation on the peak of the phenomenon is usually low, which is also reflected in negative Rio Negro level anomalies. Aceituno (1988), Rogers (1988), Rao and Hada (1990) show that drier than normal conditions extended southwestward from the mouth of the Amazon across most of Bolivia and southern Peru during El Niño years. For January-February 1983 period, Kousky et al. (1984) indicated that rainfall in some stations in Amazonia was almost 30% below the normal. The period January-February 1983, precipitation was 70% below the normal, and February 1983 was the driest from the last 50 years. Ropelewski and Halpert (1987, 1989) have studied the anomalous patterns of rainfall in all around the world during both extremes of the Southern Oscillation, and given to the fact that the data coverage in Amazonia was not that good, no clear signal of rain was identified for this region.

Interannual variability of climate in Amazonia

Historical records of the Amazonian rivers (Marengo 1992, 1995, Marengo et al. 1997) show that interannual variability of precipitation in Amazonia is large, as revealed by the river streamflow records, and also reveal the coherence of hydrological anomalies across northern Amazonia. Broadly inverse variations of rainfall are evident in Northern and Southern Amazonia. During the low SO phase, Northern Amazonia rainfall tends to be deficient and the Rio Negro exhibits negative water level departures. This is noticed in the strong 1926 and 1983 El Niño events, however there are years with deficient hydrometeorological conditions in Amazonia not coinciding with the low SO phase. Richey et al. (1989) showed that the interannual variability of the precipitation and water levels regimes in northwest Amazonia is related to events with a cycle of 2-3 years, applicable to the time scale of El Niño.

Marengo e Hastenrath (1993) have shown that a strong interannual variability of precipitation related to El Niño, with positive SST anomalies in the central equatorial Pacific, is characterized by deficient late austral summer precipitation in northern Amazonia, concomitant with anomalously warm waters in the tropical North Atlantic but cold in the equatorial South Atlantic. the Northeast trades are weak and the influx of moisture coming from the Atlantic towards the Amazon basin is reduced. The Inter Tropical Convergence Zone is located anomalously to the north of its average position. On the west side of the Andes, intense convection produce abundant rains in northwest Peru, and then compensatory subsidence on the eastern side of the Andes produces less rain in Northwest Amazonia. This behavior was due to the anomalous location of the descending branch of the Walker cell over the Amazon region, inhibiting the formation of convective activity over those regions.

The Peruvian Amazon shows negative water level anomalies for the Amazon river at Iquitos during El Niño years (Marengo 1997). Regarding the El Niño 1986/87 and La Niña 1988/89, large moisture transport from the North Atlantic into the Amazon Basin and a large moisture convergence and precipitation and precipitable water were detected over Amazonia during 1988/89, compared with reduced rainfall and moisture divergence over the region during the El Niño year 1986/87.

III. DATA AND METHODS

For the purposes of this discussion the following information have been used:

- a) River and rainfall data across the Amazon basin, provided by INMET and DNAEE, mostly from 1961 to March 1997 (Fig. 1).
- b) Climatic products from the CPTEC/INPE, such as the SST evolution for the regions Niño 1+2 and 3+4, precipitation anomalies for two El Niño events, and the evolution of rainfall and SST anomalies since May 1996 to the present (available at the CPTEC homepage, CPTEC 1997).

IV. HYDROCLIMATOLOGY OF THE AMAZON BASIN DURING EL NIÑO YEARS

Time series of rainfall (Fig. 2a-c) are shown for different stations spread across Amazonia. In Northwest Amazonia (Fig. 2a) some of the El Niño years show precipitation below the normal, the year 1982/83 was characterized by a very wet year in 1982 and then 1983 showed below the normal. The El Niño year 1986/87 is somewhat similar to 1982/83 but the rainfall anomalies are much smaller. Some La Niña years exhibit positive rainfall anomalies, but are not as dramatic as the negative rainfall anomalies of El Niño years.

In southwest Amazonia (Fig. 2b) the site at Cruzeiro do Sul show rainfall above the average during the El Niño years while La Niña features rain slightly below the normal. All of this is in contrast of the tendency in Northern Amazonia during El Niño years. In Soure, nearby the mouth of the Amazon river (Fig. 2c) 1983 and 1986 also shown rainfall below the average, while 1973 and 1976 show rainfall near or slightly above the average. La Niña years features conditions that are nearby the average. With this, it is observed that the signal of El Niño is not that uniform in the entire Amazon basin. It is observed that during the events of 1983 and 1986, rainfall was below the average, while in other El Niño years rainfall was not much different from the average.

For two El Niño event 1972-73 and 1982-83 (CPTEC, 1997), the rainfall anomalies in the Amazon basin show a different behavior. Focusing on the Amazon basin, at the end of 1972, negative rainfall anomalies were observed over western Amazonia, near the mouth of the Amazon, where anomalies reached -25 mm. Later, at the beginning and during summer and fall, positive rainfall anomalies (+100 mm) are shown in western and southern Amazonia extending towards the mouth of the Amazon, and at then end of the rainy season, and indicating a wet winter in western and northern Amazonia. During the El Niño 1982-83, the anomalies in rainfall were distributed differently than on the 1972-73 event, in terms of intensity and location. At the end of 1982 and the beginning of summer 1983 large negative rainfall anomalies (more than +50 mm), while small rainfall positive anomalies are observed over western Amazonia. During the fall large negative rainfall anomalies are observed over western and central Amazonia, and specially the mouth of the and with even larger intensity on the Northeast Brazil. At the end of the rainy season large negative rainfall anomalies are observed over western Amazonia.

Regarding streamflow data, the records of the Amazon, Negro, Xingú and Tocantins (Fig. 1, 3a-d) are displayed for 2 El Niño years [1982/83, 1986/87] and La Niña years [1975/76, 1988/89], with the year of the beginning and the following year where the events gets more intense. The records at Obidos reflect the rainfall regimes from the Negro river, together with the Solimões, Madeiras and Purus, while the records at Manaus show the influence of the rainfall at the Rio Negro basin only, located in Northwest Amazonia. The Xingú and Tocantins rivers represent the rainfall regimes in southern Amazonia. Marengo (1992) has indicated that negative rainfall anomalies and Rio Negro water levels were detected on the El Niño 1982/83. At Obidos, (Fig. 3a) The year before the peak of El Niño, the river discharge at Obidos are anomalously high, while on the year of El Niño the discharges are lower than average. During la Niña years, the discharges at Obidos are very large, more than 7,000 m³/seg above the normal. At Manaus (Fig. 3b), the main difference with Obidos is the lack of anomalously large values on the year before the peak of the event. The El Niño in 1983 showed river levels below the average, while on during the peak of the Niño 1987 and the 2 La Niña years values larger than the average were observed. At Belo Monte and Tucuruí (Fig. 3c,d) the signal is mixed. since the records for the El Niño year 1982-83 are larger than the average, while for the other El Niño year 1986/87 the discharges are similar or just a bit larger than the average. The discharges during the La Niña years show values that are near the average.

V. CURRENT SITUATION AND THE PROSPECTS OF AN EL NIÑO 1998

The warming detected in the regions Niño 1+2 (CPTEC, 1997) for 1997 started to be noticed in March 1997, and by July-August it reached 4.1 C above the normal. The warming have been steadily an contunuosly since. Compared to the El Niño events, the warming during the El Niño 1982/83 started in July 1997, reached a maximum in December 1983 and the second maximum occurred in June 1983. There two peaks were also detected in 1972/73 and 1986/87 but not at the same time as in 1982/83. On 1992/93, a similar warming was observed until April 1993, and later on became a strong cooling on the summer of 1994. The most important feature is that the current warming occurred earlier that other events, and it is still unclear what the tendency will be for the next summer season 1998. From the evolution of SST anomalies for January to August 1997, warm waters appeared on the eastern Pacific off the coast of Peru and Chile in May 1997,

and then moved to the west, similarly to the EL Niño 1972/73, and quite different from the El Niño 1982/83.

Regarding rainfall conditions, CPTEC (1997) shows the rainfall anomalies for the May August 1997 period. For the Amazon basin, the June-July dry season was drier than normal all over central and northern Amazonia, including the mouth of the Amazon. In August, positive anomalies (100 mm above the average) were detected in parts of northern and northwest Amazonia, all the way to the mouth of the Amazon. Climate models from CPTEC, and NCEP show that for the next three months (September-October-November 1997) rain below the normal for the Amazon region was predicted by the model, and slightly above the normal air temperatures.

According to the current atmospheric and oceanic parameters, El Niño is still intense, with an expansion of the region covered by SST anomalies larger than 2 C to the west, when compared to July or August. There is a large region with SST anomalies above 4 C over the eastern equatorial Pacific. Over the equatorial Pacific near by the international date line the winds at 850 hPa show a westerly anomaly. The SO Index remained negative (-2.0). The current El Niño is different from others, in relation to the time of the year in which was initiated. Comparing the current events with the one of 1982/83, it was observed that the SST in the region Niño 1+2 reached values similar to August 1997 in May 1983.

VI. DISCUSSIONS AND CONCLUSIONS

After these preliminary analyses, it is observed that the signal of El Niño/La Niña is not that clear in the whole Amazonia. Correlation coefficients between rain and the SO index, and between river data and the SO Index can reach significance at the 5% level, but the SO does not seem to explain more than 40% of the variance of rainfall and river discharge/levels in the region. Northern Amazonia shows some tendency for drier than normal conditions during some El Niño years, especially the strong ones such as 1925/26, 1982/83 and 1986/87. On the other hand, the strong event of 1972/73 was accompanied by wetter than normal conditions. La Niña features precipitation slightly above the normal in northern and central Amazonia. Southern Amazonia does not seem to show a clear signal of the El Niño. In fact, broadly inverse variations of rainfall are evident in Northern and Southern Amazonia. During the low SO phase, Northern Amazonia rainfall tends to be deficient and the Rio Negro exhibits negative water level departures. This is particularly apparent in the strong 1983 El Niño event, however there are years with deficient hydrometeorological conditions in Amazonia not coinciding with the low SO phase.

Regarding the upcoming 1997/98 summer season, numerical and statistical forecasts indicated that the current El Niño should start to become weak at the beginning of 1998. NCEP warns that small SST anomalies forecasted for March to May 1998 could still have strong impact on the global circulation. From models and the current observations, we would expect one El Niño as spectacular as in 1982, but there is still lack of ground to assure that this El Niño will be much stronger. Even though the observational evidence indicates that this current event could have significant consequences in the planet's climate, it is early to affirm that these such impact will occur, it is not possible yet to predict the magnitude of the response of the atmosphere to the warming of the tropical Pacific in the upcoming months.

VII. REFERENCES

- Aceituno, P., 1988: On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I. *Mon. Wea. Rev.* 116, 505-524.
- Cavalcanti, I., Rao, V. B. 1996: Variação nas características de umidade nos anos de El Niño e La Niña de 1987 e 1988. *IX Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Campos de Jordão, São Paulo.
- CPTEC, 1997: El Niño especial. In the home page of CPTEC, <http://yabae.cptec.inpe.br/products/elniño/>.
- Kayano, M.T.; Moura, A.D. 1986: O El Niño de 1982-83 e a precipitação sobre a América do Sul. *Revista Brasileira de Geofísica*, 4(1-2): 201 - 214.
- Kousky, V., Kayano, M. T, Cavalcanti I., 1984: A review of the Southern Oscillation oceanic atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus*, 36A, pp. 490-504.
- Marengo, J. 1992. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin, *Int. J. Climatol.*, 12, 853-863,
- Marengo, J. 1995. Variations and Change in South American Streamflow. *Clim. Change*, 31, 99-117.
- Marengo, J., 1997: Factores medio-ambientales del area de estudio: Climatologia en la Zona de Iquitos. Parte III. In *Geoecologia y Desarrollo de la Zona de Iquitos*, Peru. R. Kalliola, S. Flores Eds. University of Turku, Finland (in process).
- Marengo, J., Hastenrath, S. 1993: Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin, *J. Climate*, 6, 617-617.
- Marengo, J., Tomasella, J., Uvo, 1997: Long-term streamflow and rainfall fluctuations in tropical South America: Amazônia, Eastern Brazil and Northwest Peru (*accepted J. Geophys. Res.*).
- Meggers, B., 1994: Archaeological evidence for the impact of Mega-Niño events in Amazônia during the past two millennia. *Clim. Change*, 28, 321-338.
- Rao, V. B., Hada, K., 1990: Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation, *Theor. Appl. Climatol.*, 42, 81-91.
- Richey, J., C. Nobre, and C. Deser, 1989: Amazon river discharge and climate variability: 1903 to 1985, *Science*, 246, 101-103.
- Rogers, J.C., 1988: Precipitation variability over the Caribbean and tropical Americas associated with the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 1, 172-182.

Ropelewski, C. Halpert, M. 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.* 115, pp. 1606-1626.

Ropelewski, C. Halpert, M. 1989: Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. *J. Climate*, 2, pp. 268-282.

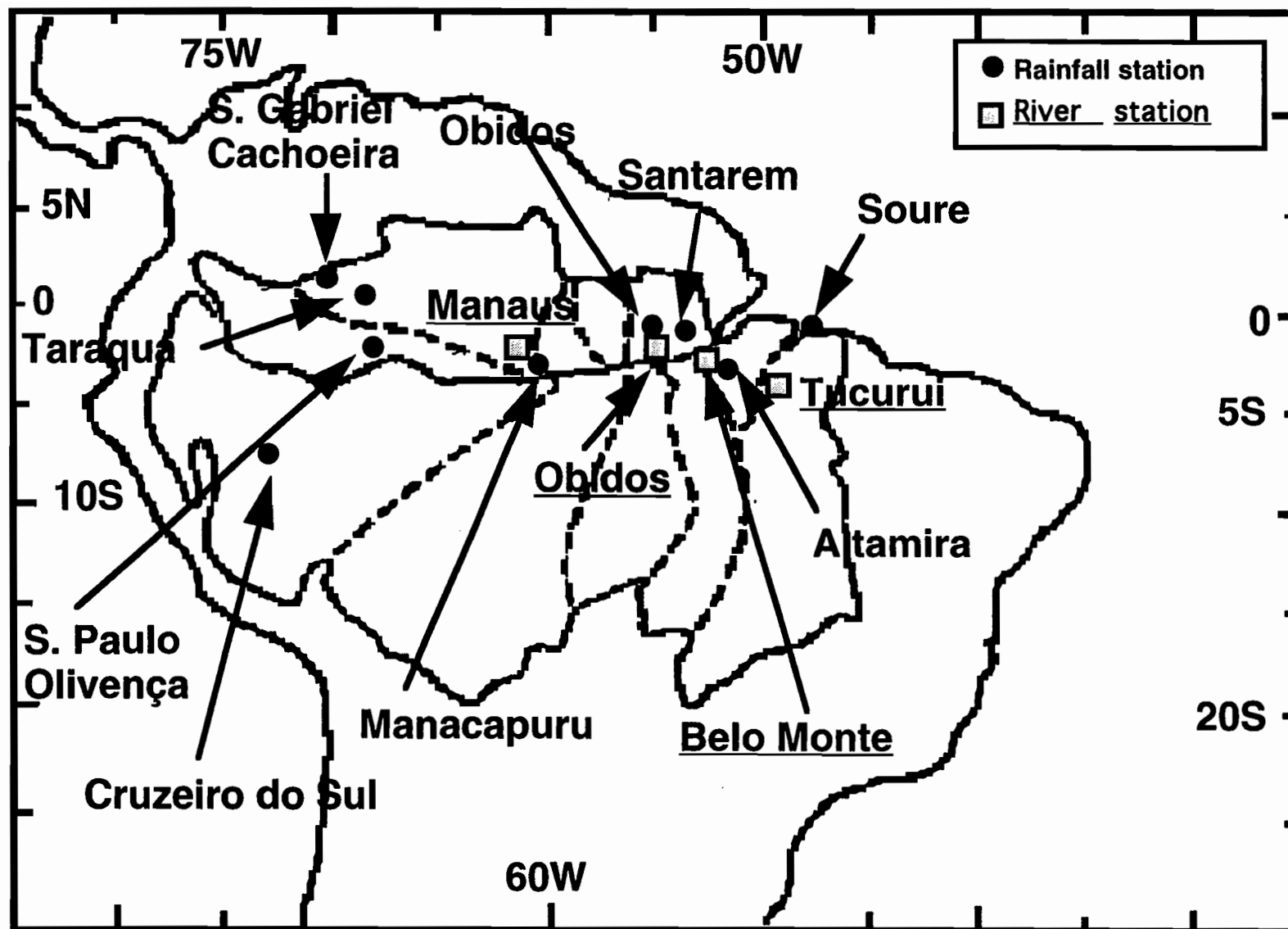


Fig. 1 River and rainfall stations in Amazonia. River stations are underlined and represented by a shaded square, rainfall stations are represented by dots.

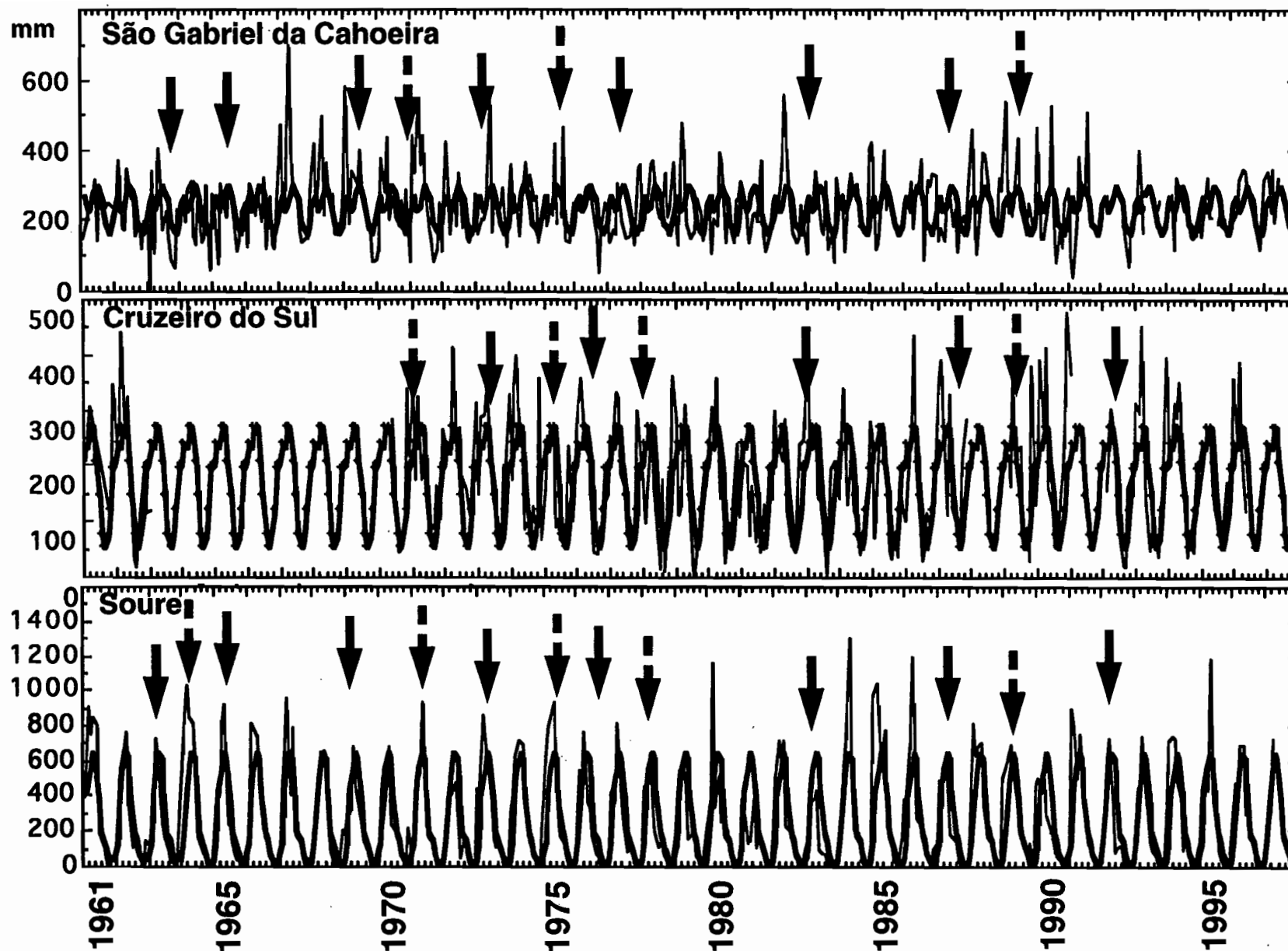


Fig. 2. Rainfall variability in some stations in Amazonia: Northwest (a), south (b), east (c). Thick line represents the long term mean 1961-96. El Niño/La Niña years are indicated by full/broken arrows.

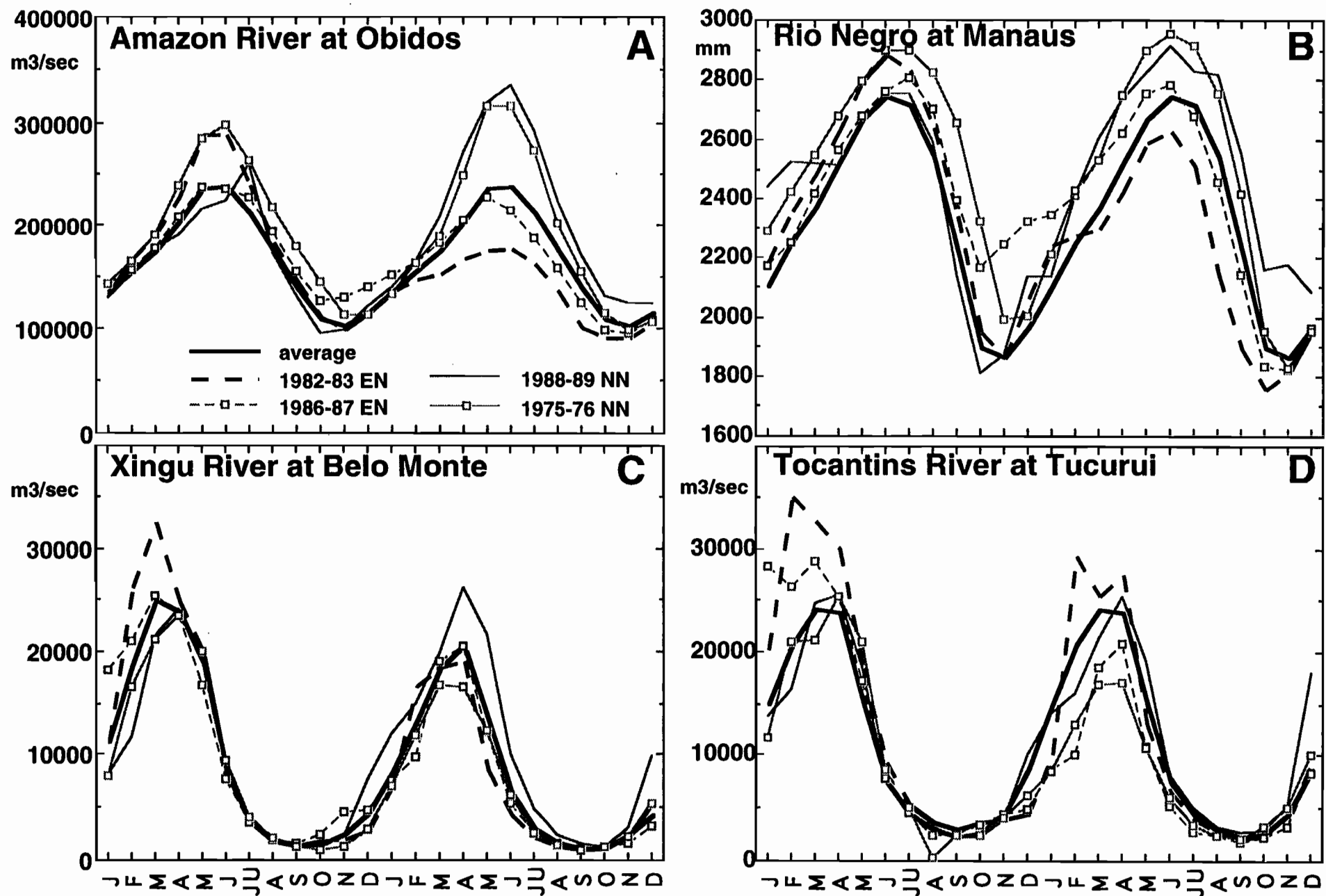


Fig. 3. Variations of river discharge/level in Amazonia during 2 El Niño (EN) and La Niña (NN) events. Legend is on the lower side of panel A.

EL NIÑO E SUA INFLUÊNCIA NO PERÍODO DE INVERNO DE 1997 EM ALGUMAS REGIÕES DO BRASIL

Francisco de Assis Diniz
Instituto Nacional de Meteorologia - INMET
Brasília - DF Brasil

RESUMO (ABSTRACT)

O El Niño é o fenômeno climático de preocupação mundial que causa variações e flutuações periódicas em escalas sazonal e interanual, resultante da interação entre o oceano e atmosfera. Neste estudo, tem como objetivo mostrar que o atual fenômeno, talvez pela sua intensidade que vem alcançando em curto período de tempo, as suas influências e redução no regime de precipitação no norte e centro da Região Norte, redução na precipitação na costa leste da Região Nordeste entre os estados do Rio Grande do Norte e a Bahia, que é o período mais chuvoso da região e, o inverno quente e úmido que vem ocorrendo nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, com temperaturas elevadas que chegam até 3 (três) graus acima do normal em algumas regiões. Foram feitas a distribuição espacial e temporal dos totais da precipitação e comparadas com relação as normais climáticas de 1961 a 1990, das regiões Norte e da costa leste do Nordeste e, apresentado a diferença da redução das chuvas em porcentagens. Nas regiões Sul e Sudeste do País foi feita a diferença entre as temperaturas médias mensais e as normais mensais climatológicas para verificar o aumento com relação as normais, bem como, que o inverno foi consideravelmente quente e o aumento na precipitação do Estado do Rio Grande do Sul. Também, verificou-se que na semana do início de inverno as temperaturas estavam elevadas nas duas regiões em estudo. Portanto, procura-se ter uma previsibilidade da aplicação do fenômeno El Niño na previsão climática sazonal nas regiões em estudo.

INTRODUÇÃO

O fenômeno Climático conhecido de El Niño/Oscilação Sul, resultado de uma interação entre os oceanos tropicais e a atmosfera, têm provocado alterações nas flutuações e anomalias climáticas nas condições atmosféricas da América do Sul. As principais manifestações do episódio quente em sua fase ativa são mostradas pelo aquecimento das águas na superfície do mar, que normalmente são frias próximo a costa oeste da América do Sul, que provoca uma alteração no padrão do regime de chuva em grande parte da região equatorial, no Nordeste do Brasil com forte redução de chuvas acarreta prejuízos econômicos e sociais e, chuvas em excesso no Sul do País com perdas e danos materiais e de defesa civil.

Vários estudos tem mostrados a influência do fenômeno El Niño/Oscilação Sul, episódio quente no leste do Oceano Pacífico Tropical com anomalias negativas de precipitações na Região Nordeste e positivas na Região Sul do Brasil. O ano de 1983, de um episódio quente, considerado o El Niño mais forte do século, a costa leste do Nordeste do Brasil no período de abril a julho apresentou desvios de precipitações negativas (Lima e Rao, 1994). O ano de 1987, também, de episódio quente, foi considerado na costa no leste do Nordeste como um seca moderada, sendo que o leste e no norte dos estados de Alagoas e Sergipe tiveram forte redução na precipitação de até 80%, descreve Lima de Rao, 1994. No El Niño de novembro de 1992 a outubro de 1993, em que foi considerado um evento quente de fraca a moderada intensidade, durante o mesmo período, a costa leste do Nordeste entre o Rio Grande do Norte e a Bahia apresentou desvios de precipitação negativos. As frentes frias que as normalmente chegam no

Nordeste do Brasil Neste época do ano, permanecem mais estacionárias entre o Sul e o Sudeste do Brasil (Kousky e Cavalcanti, 1984), que contribui assim, em reduzir as chuvas na costa leste.

Na determinação de anos menos chuvosos na região de Belém do Pará, uma das cidades do Brasil com maior índice pluviométrico, 45% dos anos estudados foram de El Niño, o que significa dizer que o fenômeno influenciou na redução das chuvas para estes anos com chuva abaixo da média (Oliveira, 1994). Constatou também, que as reduções nas precipitações no norte do Pará devem estar relacionados com ocorrência de eventos fortes e moderados de El Niño, quando o ramo ascendente/descendente da célula de Walker é dominante, resulta em excesso(escassez) de chuva.

Quanto a Bacia do Amazonas estudos têm mostrados chuva acima do normal na Região relacionados a eventos frios. Nas condições atmosféricas e oceânicas relacionados a episódios quentes (Molion, 1993), admite a existência de uma redução nas chuvas no setor leste da Região. Alves e Repelli em 1994, mostraram um estudo sobre a influencia do índice de Oscilação Sul, na fase negativa, na Bacia da Região Amazônica uma relação com um déficit de precipitação no sudeste e leste associados aos anos de El Niño.

DADOS E METODOLOGIA

O período selecionado para o presente estudo foi de junho a setembro, durante a estação de inverno, para a costa leste da Região Nordeste, para o norte, centro e leste da Região Norte até o leste e norte do Maranhão e o Rio Grande do Sul, para verificar a distribuição espacial e temporal da Precipitação. Foram analisados mapas das porcentagens das distribuições espaciais e temporais e dos desvios acumulados das precipitações espaciais e temporais para o período em estudo, nas três regiões distintas. Foram escolhidas quatro localidades: Manaus, Belém, Natal e Recife para mostrar graficamente os desvios negativos da precipitação durante o período. Por outro lado, uma análise feita por (Lima e Rao, 1994), mostraram um relação das condições atmosféricas e oceânicas com os anos secos 1983, 1987, 1993 sendo seco no setor leste a Região Nordeste do Brasil.

Também, para o mesmo período foi verificado e observado para o centro e sul do Brasil o comportamento das médias das temperaturas do ar mensais e analisados os campos das distribuições espaciais e temporais dos desvios das temperaturas médias comparadas com as normais mensais, de junho a setembro. Observou-se que em junho as temperatura médias foram um pouco acima do normal nas regiões sudeste e sul do País, em média de dois graus. As maiores anomalias positivas de temperaturas foram em Catalão-GO de 4,5 graus; em Caxambu-MG de 4,0 graus e em Cordeiro-RJ de 6,6 graus. Para o mês de Julho houve um aumento nas temperaturas e anomalias chegaram em média de 3 a 4 graus no oeste do Rio Grande do Sul, no leste da Região Sudeste. As maiores anomalias positivas foram: em Goiânia-GO de 2,5 graus; Caxambu-MG de 5,9 graus; Cordeiro-RJ de 3,0 graus, Irai-RS de 3,1 graus e Patos-MG de 3,1 graus. Para mês de agosto em média as anomalias positivas ficaram em torno de 2 a 4 graus no sul do Rio Grande do Sul e de 3 a 5 graus no Rio de Janeiro, sudeste de Minas Gerais e em Roraima. As maiores anomalias foram: Posse-GO 4,9 graus; Passa Quatro-MG 4,9 graus, Picos-PI de 3,5 graus; Marica-RJ de 3,4 graus; Boa Vista Roraima de 4,8 Graus. Em setembro as anomalias de temperaturas médias foram em torno de 2 graus no centro e sul do Brasil e estenderam para as regiões Norte e Nordeste do País. As maiores anomalias foram: 3,5 graus em Barra-Ba; 3,1 graus em Catalão-GO; 3,8 graus em Pirapora-MG; 5,3 graus em Ecologia Agrícola-RJ; 4,5 graus em Picos-PI; 6,1 graus em Boa Vista-RR e 6,2 em Araguaina-TO.

RESULTADOS

O El Niño de 1983 foi considerado o evento extremo no século de um episódio quente. Entretanto, o El Niño de 1997 vem sendo considerado semelhante ao de 1983 pela sua intensidade. Nos meses de junho de 1983 toda a costa leste do Nordeste do Brasil apresentou desvios de precipitação negativos (Rao et al 1986; Lima, 1991)

No Leste do Nordeste

No período estudado, mostrou que os desvios de precipitação negativos foram: mais em junho em toda a costa leste; em julho mais a leste do Rio Grande do Norte e no nordeste da Bahia, sendo que Alagoas e Pernambuco ficaram ligeiramente com desvios positivos de precipitação. Em agosto toda a costa teve desvio de precipitação ligeiramente negativa e setembro voltou a apresentar as anomalias negativas de precipitação em grande parte do leste da Região. Os maiores déficit de precipitação foram no leste do Rio Grande do Norte de 59%; em Garanhuns-PE as anomalias negativas de precipitação foi de 70%. Houve alguma localidades onde a precipitação foi em torno da normal como no leste da Alagoas e no de Sergipe que foi de 70 % da normal. A redução na distribuição espacial e temporal nas chuvas nos quatro meses acumulados foi de 45% da normal no leste da região na distribuição espacial e temporal, mostrado na figura 01. Foram escolhidos duas cidades do leste da Região (Natal-RN e Recife-PE), figura-03, para mostrar os desvios negativos de precipitação para o período.

Região Norte

A característica é mostrar os déficit de precipitação associados com episódios quentes de El Niño fortes, quando as anomalias de temperatura da superfície do mar estão bem acima do normal no leste do Oceano Pacífico Tropical. (Alves e Repelli, 1994) têm mostrado a existência de uma relação no déficit de chuva no leste e sudeste da Bacia Amazônica com os índices de oscilação sul negativos (anos de El Niño)

A precipitação entre o centro e leste do Amazonas, centro e norte do Pará, Amapá e norte e oeste do Maranhão com redução na distribuição espacial e temporal nas chuvas foi de 59 por cento, acumulado para os quatro meses de junho a setembro, conforme figura 01. Observou-se que os maiores déficit de chuva ocorrem em Altamira-PA de 75%; Iaumete-AM de 80%; Marabá-PA de 80 por cento e em Belém de 50%. Em Manaus, de junho até a primeira quinzena de agosto a precipitação foi de 9,5 mm, algo em torno de 10 por cento da normal. São mostradas os desvios negativos da precipitação para as cidades de Manaus-AM e Belém-PA, no período de inverno, pelos gráficos da figura 03.

Rio Grande do Sul

Durante os episódios de eventos quentes El Niño, vários estudos têm mostrados anomalias positivas na distribuição da precipitação na Região Sul do Brasil. De acordo com Kousky e Ropelewke, em 1989, os jatos subtropicais são observados mais fortes em direção ao Atlântico oeste nos anos de El Niño, durante outono, inverno e primavera, associados as atividades frontais.

Para o período em estudo, mostrou uma relação nos desvios positivos das chuvas com o fenômeno El Niño em todo no Rio Grande do Sul para os meses de julho e agosto. Em junho, algumas áreas estiveram ligeiramente com desvios negativos de precipitação e em setembro observou-se um desvio negativo na precipitação no sul e centro do Estado. Contudo, a distribuição espacial e temporal da precipitação acumulada para os quatro meses com relação a normal foi da ordem de 135 por cento para o Estado (fig. 01) e, os desvios acumulados positivos das precipitações foram da ordem de 60 mm para os meses de julho e agosto em média, figura 02.



Figura 1 - Porcentagem da distribuição espacial e temporal da precipitação acumulada de junho a setembro

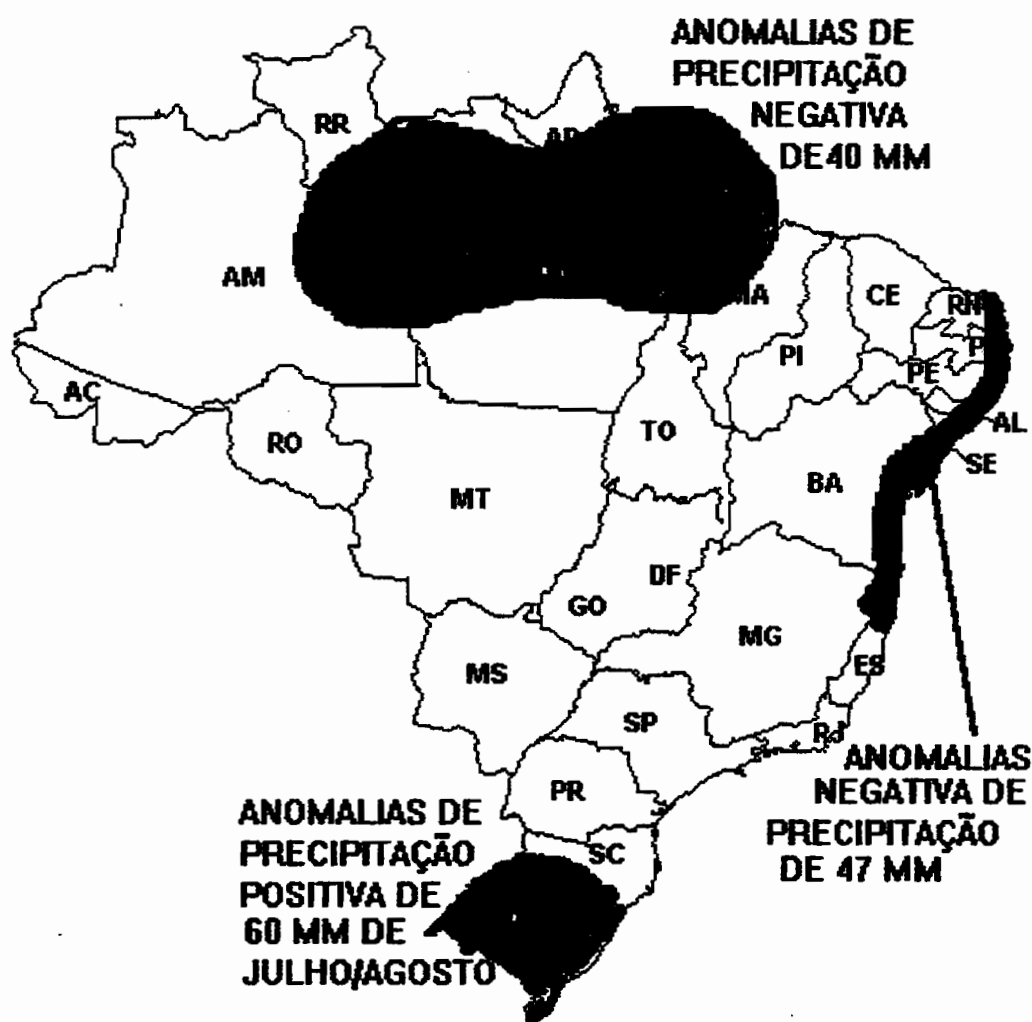


Figura 2 - Desvios da distribuição espacial e temporal das precipitações em mm

CONCLUSÃO

O leste da Região Nordeste o período mais chuvoso vai de março a agosto, o qual esta incluído três meses do referido estudo.

Os anos de El Niño observar-se uma acentuada redução na distribuição da precipitação entre o outono e inverno. Com isso, mostra uma relação no fenômeno com a redução das chuvas das costa leste do Nordeste nos meses de inverno.

Apesar da influencia do fenômeno El Niño na redução das chuvas na região de Belém-PA, ocorreram na primavera/verão, feita por Oliveira em 1994, mostramos que nos meses de inverno existe a relação entre eventos fortes de El Niño associados com os desvios negativos na distribuição espacial e temporal da precipitação no norte e centro do Pará, no leste e centro do Amazonas, no Amapá e norte e no oeste do Maranhão.

Evento forte de El Niño, o Estado do Rio Grande do Sul no período de inverno apresenta totais de precipitação acima do normal.

Em anos de episódios quentes fortes, durante o período de inverno, existe uma relação com o aumento nas temperaturas médias em relação a normais em grande parte do Brasil.

A variabilidade espacial e temporal da precipitação pluviométrica bem como das temperaturas nas regiões em estudo apresentaram uma boa relação com o fenômeno El Niño.

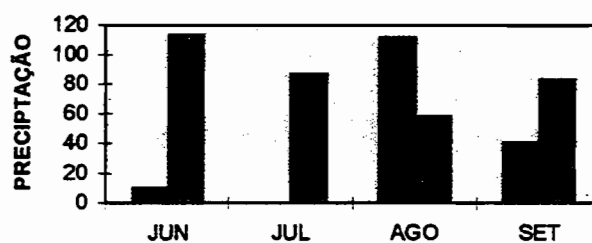
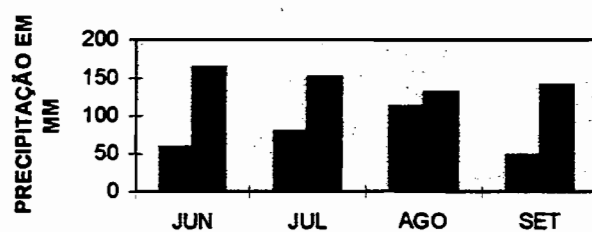
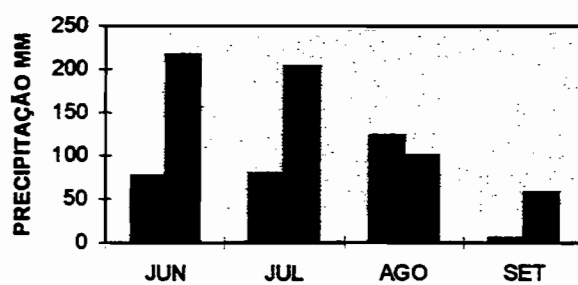
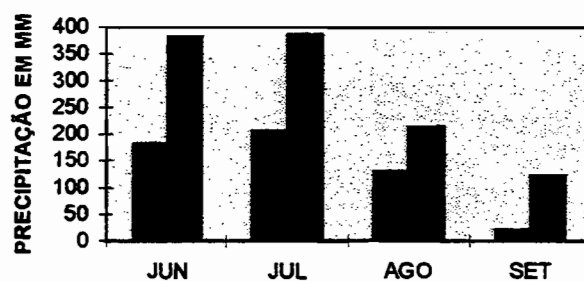
MANAUS - PRECIPITAÇÃO X NORMAL**BELÉM - PRECIPITAÇÃO X NORMAL****NATAL - PRECIPITAÇÃO X NORMAL****RECIFE - PRECIPITAÇÃO X NORMAL**

Figura 3 - Nos gráficos têm-se as barras em vermelho com as precipitações mensais ocorridas e as verdes as normais mensais das precipitações para as referidas cidades.

BIBLIOGRAFIA

- Alves, J.M.B. e Repelli, C. A., 1994: Um Estudo da Influência da Oscilação Sul Sobre Parte da América do Sul, com Ênfase à Bacia Amazônica. Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Vol. II, pp. 108-110.
- Oliveira, M.C. F., 1994: Variabilidade Interanual da Precipitação Associada ao Fenômeno El Niño. Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Vol.II, pp.119-122.
- D, Alvaro., 1994: Rainfall Anomalies in the Uruguay - Southern Brazil Region Related to SST in Pacific and Atlantic Oceans Using Canonical Correlation Analysis. Anais VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Vol.II, pp. 42-45.
- Lima, C. M. e Rao, B.V., 1994: Estudo de Casos Extremos (secas/enchentes) no leste da Região Nordeste do Brasil. Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Vol.II, pp. 46-48.
- Molion, L.C.B. , 1993. Comunicação Pessoal.
- Grimm, A. M., 1994: Relação entre Temperaturas da Superfície do Mar no Pacífico Leste e Precipitação no Sul do Brasil. Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Vol.II, pp. 130-134.
- Philander, S. G., 1990: El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation. Academic Press, INC.

Anomalias Climáticas e seus Impactos no Brasil Durante o Evento “El Niño” de 1982-83 e Previsão para o Evento “El Niño” de 1997-98.

Rebello, Expedito, Instituto Nacional de Meteorologia
70610-400 Brasília-Brasil tel: +55 61322-9396
fax: +5561323-1487, e-mail: rebello@inmet.gov.br

ABSTRACT

A brief review of the El Niño and Atlantic Dipole phenomena has been made with relation of their impacts in Brazil (Civil Defense, Agriculture, Energitic Sector, etc.). Anomalies in rainfall and temperatures are observed in 1982/1983 and 1997. The zonal circulation (Walker Cell) with anomalous subsidense in the drought years . In the south of Brazil, extra-tropical latitudes, blocking phenomenon associated with a train of Rossby waves from the Pacific changes the magnitude and trajectory of the jet streams in both hemispheres and intensity of the cold front system, leadind to torrential rains with floods especially in South of Brazil

1- RESUMO

Entre o período de 1982/83, nós tivemos um evento “El Niño” forte que ocasionou uma forte seca no norte da região nordeste e enchentes na região sul do Brasil, essas anomalias climáticas causaram um grande impacto social e na economia do Brasil.

2- CONTEÚDO DO ARTIGO

A região nordeste do Brasil é considerada uma região anômala, com anos de seca prolongada e anos com alto índice de precipitação, porém, com uma distribuição espacial e temporal muito acentuada, além do “El Niño” nós temos a influência do dipólo de temperatura do Oceano Atlântico. Os estados do norte da região nordeste que são: Ceará, Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, deverão ser os mais afetados, pela estiagem.

Ao contrário, o regime de chuvas no sul do Brasil é muito diferente da região nordeste. As chuvas em geral são regulares com uma baixa variabilidade interanual. Uma situação similar ocorreu em julho de 1983 (mais de 900 milímetros) ocorreram fortes chuvas no estado de Santa Catarina, no qual vários municípios foram afetados pelas enchentes, principalmente Blumenau. As causas da seca na região nordeste e enchentes na região sul, foram atribuídos ao evento “El Niño” de 1982-83, inclusive a região centro-oeste e sudeste foram afetadas pela irregularidade nas chuvas, com veranicos prolongados.

Para o evento “El Niño” de 1997-98, o Instituto Nacional de Meteorologia do Brasil, está fazendo uma monitoração do fenômeno e informando aos governos estaduais e federal, defesa civil, cooperativas agrícolas, etc. através de palestras pois esse evento “El Niño” poderá ser o maior do século e deverá trazer consequências sociais e econômicas para o Brasil.

DEFESA CIVIL

Dos estados do Sul, Santa Catarina foi o mais severamente afetado. Em decorrência da concentração das chuvas sobre o estado, a situação de drenagem de sua rede hidrológica e a distribuição das áreas urbanas o impacto do El Niño 1982/83 foi devastador.

O estado sofreu com pesadas chuvas que duraram mais de 2 meses. Foram atingidos 75 mil dos 95 mil Kilômetros quadrados de Santa Catarina, 135 cidades e 300.000 pessoas desabrigadas.

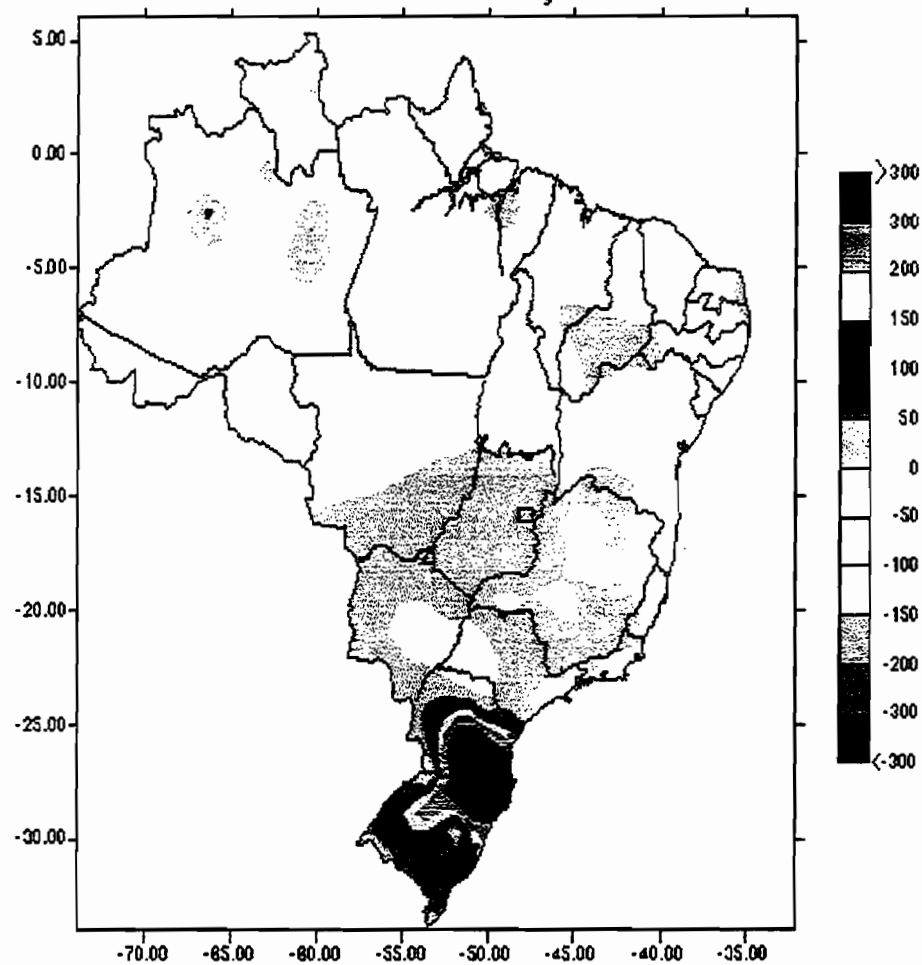
Blumenau (SC)- Região sul do Brasil

Principais dados da grande enchente de 1983

- . Duração da enchente= 31 dias (06 de julho a 05 de agosto).
- . Maior nível do rio Itajaí= 15,34 metros (09 de julho de 1983).
- . Falta de experiência em enchente de tão alto nível= última em 1911.
- . 50.000 pessoas desabrigadas e 38.000 residências atingidas.
- . A recuperação de obras foi de 10 bilhões de cruzeiros.



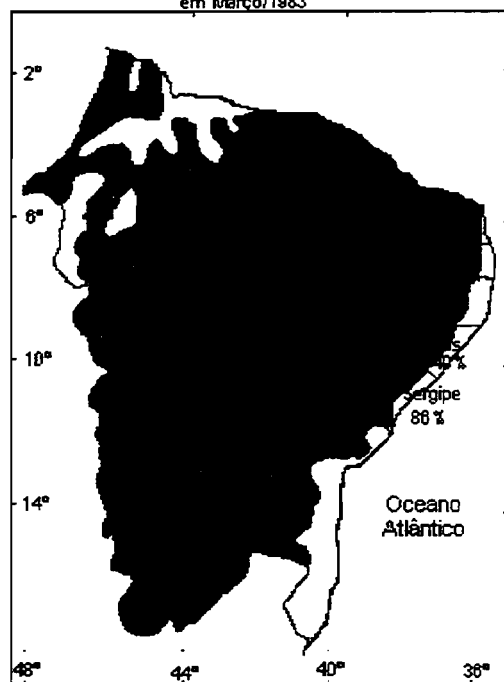
DESVIO DE PRECIPITAÇÃO JUL/83



Região Nordeste

Anos de Seca	Municípios Afetados	Área Total	Área Afetada	Pop. Afetada
1979	513	1.660.333	533.709	9.114.314
1980	988	1.660.333	1.399.086	19.487.201
1981	1.100	1.660.333	1.441.624	23.256.979
1982	898	1.660.333	1.391.479	15.483.587
1983	1.426	1.660.333	1.591.050	28.954.000

Áreas da Região Nordeste afetadas pela seca
em Março/1983



Fonte: Jornal Folha de São Paulo

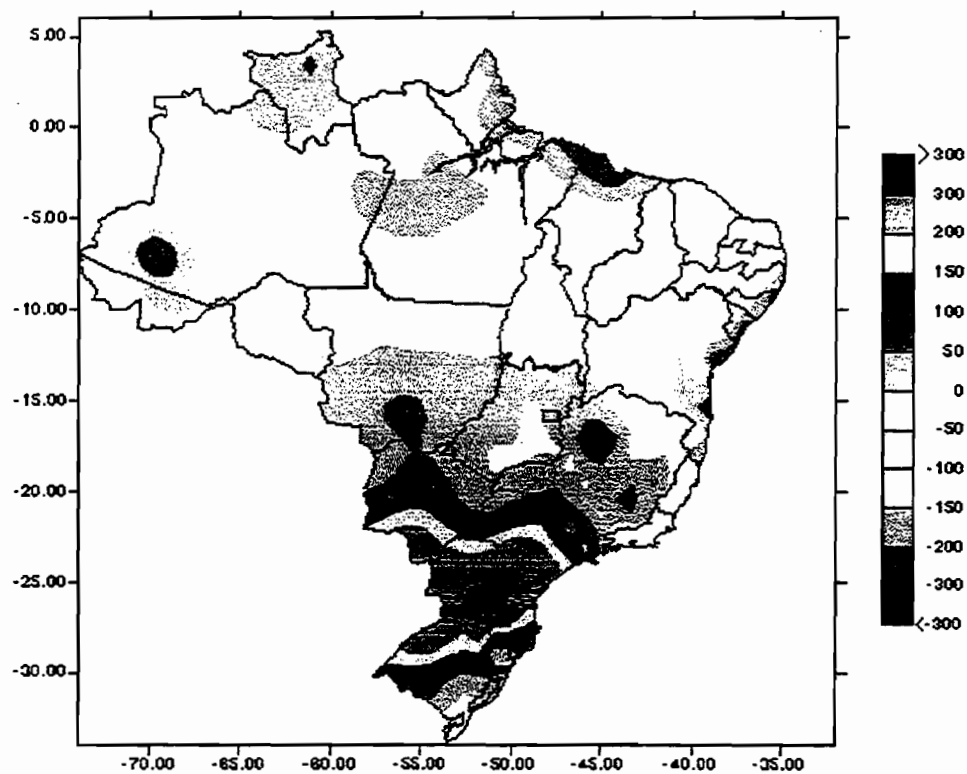
PERDAS NA SAFRA

Por causa de chuvas excessivas durante a colheita, tivemos perdas significativas na safra de 1983:

Rio Grande do Sul	1.693.777 toneladas	
Santa Catarina	1.626.298	“
Paraná	1.568.700	“
REGIÃO SUL	4.888.775	“



DESVIO DE PRECIPITAÇÃO MAIO / 83



A PREVISÃO DO “EL NIÑO” de 1997/98

A análise dos parâmetros oceânicos e atmosféricos sobre o Oceano Pacífico durante abril de 1997 indicaram que havia sido estabelecido o fenômeno El Niño.

O último El Niño registrado começou no final de 1990 e persistiu até o início de 1995. Nas duas últimas décadas, os episódios mais intensos ocorreram em 1982/83 e 1986/87. O El Niño de 1997/98, já pode ser considerado como um dos três maiores do século, como pode ser comparado com a figura (fig.1) abaixo.

Quando o fenômeno apresenta-se totalmente configurado (fig.2), traz as seguintes consequências para o Brasil:

- redução das chuvas sobre o Nordeste brasileiro, principalmente sobre o setor norte (estação chuvosa: fevereiro a maio);
- aumento das chuvas sobre a região sul durante outubro, novembro, dezembro e janeiro;
- aumento das chuvas e temperaturas mais elevadas na região sudeste, no final da primavera e todo o verão;
- intensificação dos veranicos e aumento das temperaturas na região centro-oeste do Brasil.
- Os modelos acoplados oceano-atmosfera, estão prevendo que o “El Niño” de 1997/98 vai estender-se até julho de 1998 quando as águas voltarão a esfriar. (fig.3,3a)

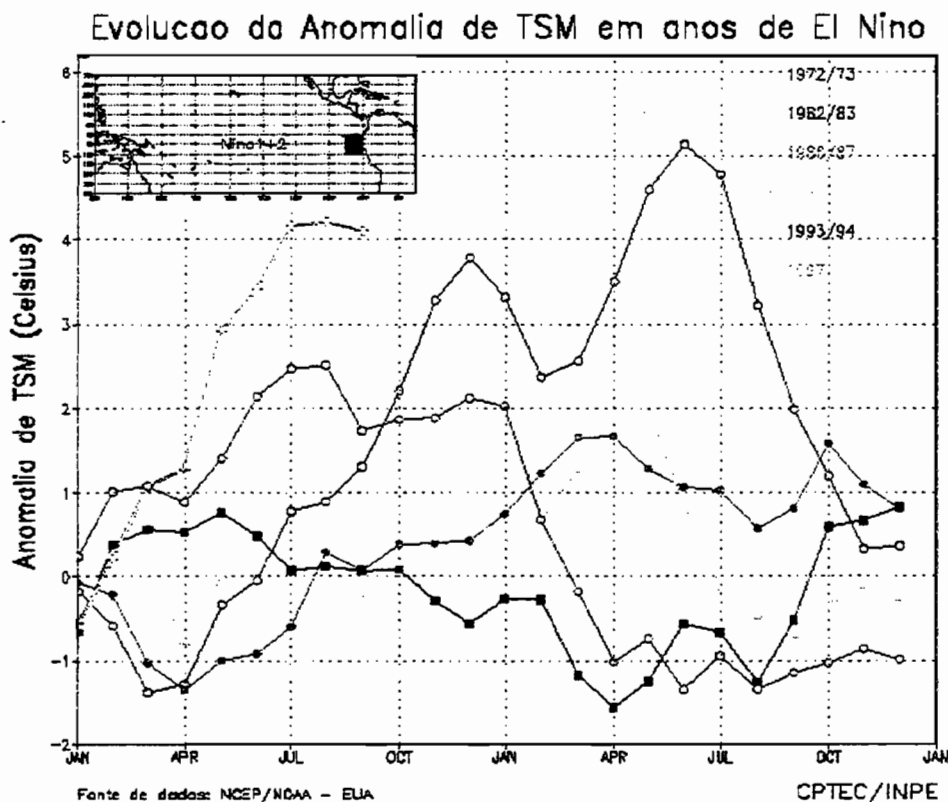
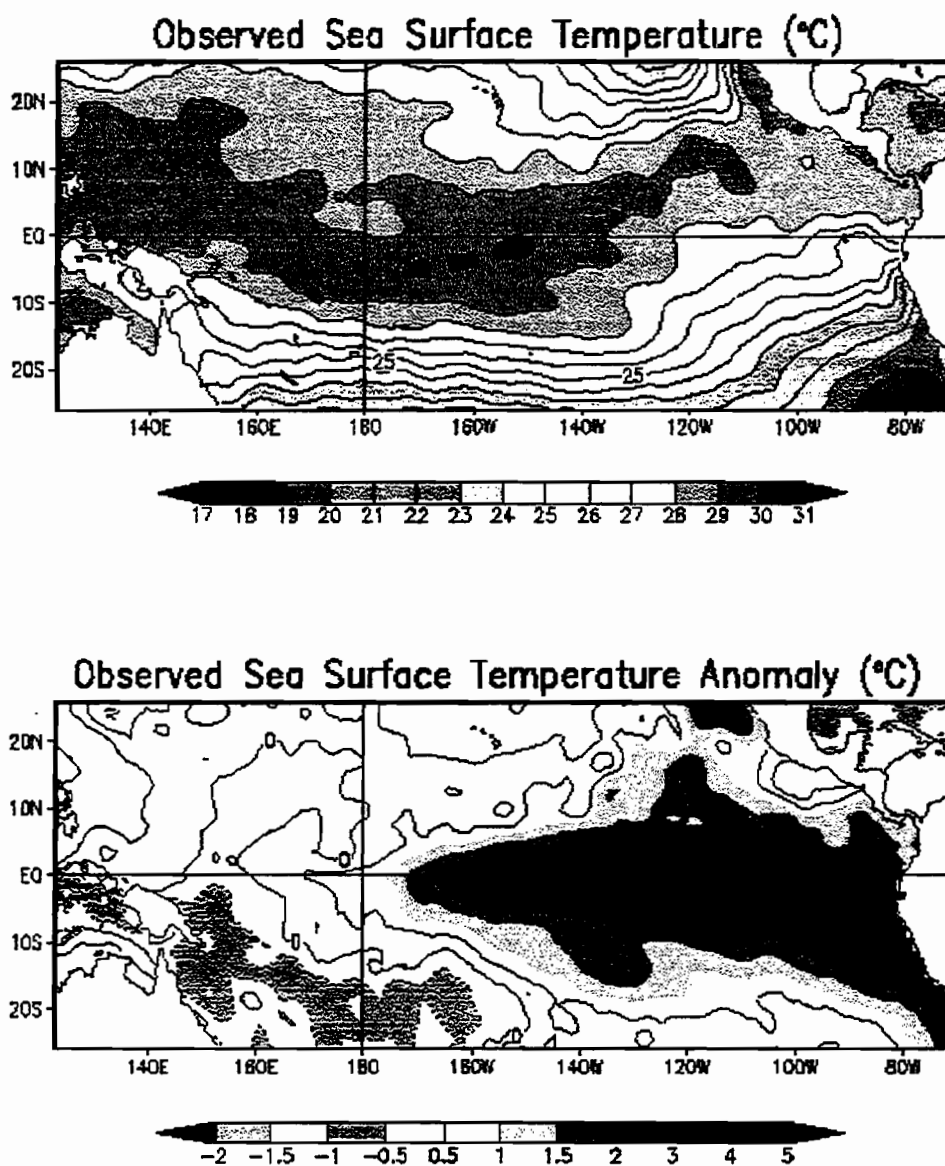


fig.1

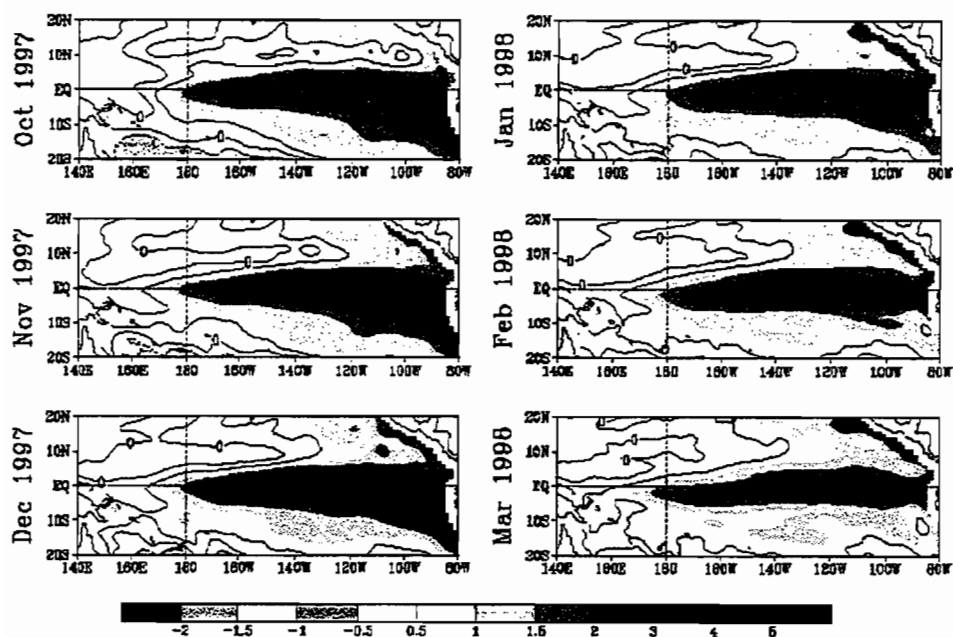


NCEP/Climate Modeling Branch

fig.2

NOAA/NCEP

FORECAST SST Anomaly

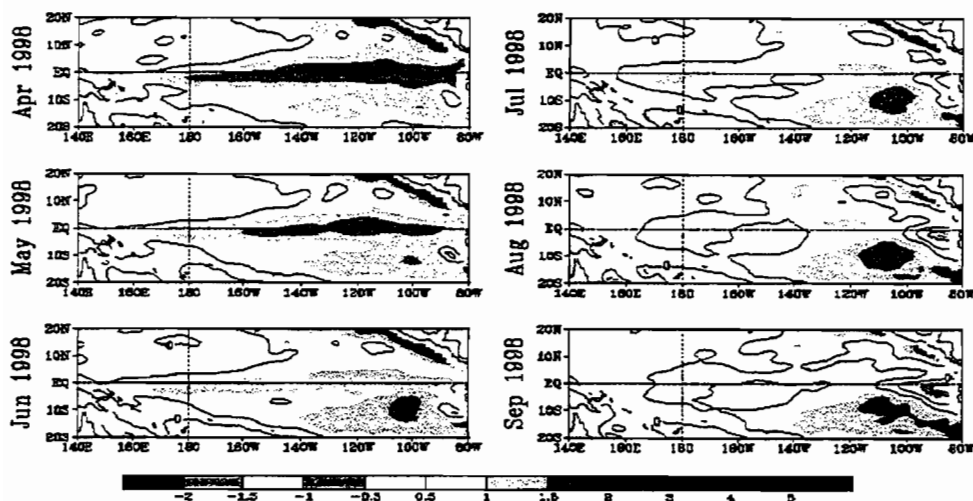


Last Update: Wed Oct 29 1997

fig.3

NOAA/NCEP

FORECAST SST Anomaly



Last Update: Wed Oct 29 1997

fig.3a

BIBLIOGRAFIA

Aragão, José Rocha, (1997), O impacto do “El Niño” no Brasil; Sec. Cien. e Tec..

Comissão Parlamentar Externa sobre o “El Niño” (1990), Diário do Senado Federal, nº 185.

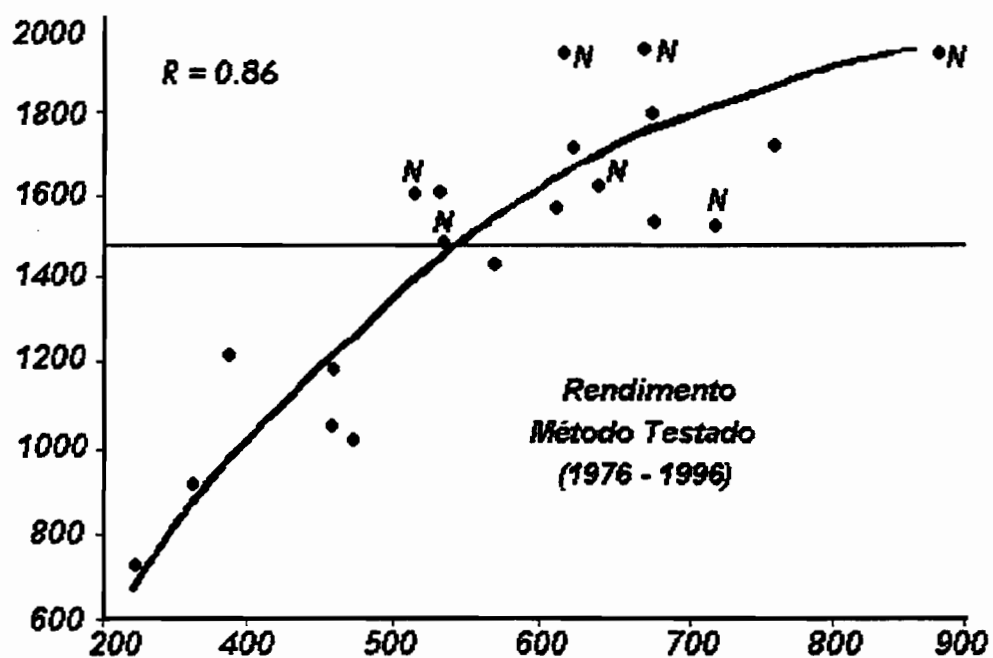
Glantz, Michael; Katz, Richard; Klenz, Maria (1987), The Societal Impacts Associated with the 1982-83 Worldwide Climate Anomalies, pg.30-36.

Monitor Climático (edição especial) (1997); O fenômeno “El Niño”~Oscilação Sul: Teorias, Observações e Previsões. FUNCEME. nº 02/97.

Moura, A.D., (1992); International Research Institute for Climate Prediction: A PROPOSAL. International TOGA Board.

Rebello, Expedito; Silva, José de Fátima, (1997), Efeitos do Fenômeno “El Niño” na Agricultura, Min. da Agric. e do Abastecimento.

Relação entre chuva no período de dezembro a março e rendimento de grãos de soja no Rio Grande do Sul.



N = Anos com ocorrência de El Niño. (1997)

**Conséquences climatiques et hydrologiques des événements ENSO à l'échelle régionale
et locale**

INAMHI-ORSTOM, Quito, Novembre 1997.

La variabilité hydrologique actuelle dans le bassin de l'Amazone

Jean Loup Guyot, Jacques Callède & Michel Molinier
ORSTOM Brasília et ORSTOM Yaoundé

Valdemar Guimarães & Eurides de Oliveira
DNAEE Brasília

Résumé :

L'Amazone est le plus important fleuve de la planète en terme de débit ($209\,000\text{ m}^3/\text{s}$) et de superficie drainée de plus de 6 millions de km^2 . La variabilité hydrologique actuelle de l'Amazone et de ses principaux formateurs peut être maintenant étudiée avec quelque précision, en utilisant les données hydrologiques du réseau du DNAEE en Amazonie brésilienne. La plupart de ces stations, installées au début des années 1970, possèdent aujourd'hui des chroniques de débit de 20 à 25 ans. L'analyse de ces données a permis d'étudier en détail le régime hydrologique des principaux fleuves du bassin, qu'ils soient d'origine andine (Solimões, Madeira), proviennent des boucliers guyanais (Branco, Trombetas) ou brésilien (Xingu, Tapajós), ou encore de la vaste plaine amazonienne (Juruá, Purus). L'Amazone, dont l'hydrogramme à crue unique est généré par les apports combinés des différents tributaires, présente une variabilité interannuelle très faible sur la période d'observation ($K3 = 1.3$ pour l'Amazone à Óbidos).

Malgré cette relative constance des débits de l'Amazone, certaines variations hydrologiques sont perceptibles, et peuvent être reliées à la variabilité climatique globale de type ENSO. Toutefois, compte tenu de la taille régionale des bassins drainés et de leur distribution géographique, la réponse hydrologique à une anomalie climatique de type ENSO pourra être différente sur les différents tributaires de l'Amazone. L'analyse détaillée des hydrogrammes de ces fleuves permet de quantifier l'impact des phénomènes climatiques de type ENSO sur l'hydrologie régionale du bassin amazonien, au cours de ces 20 dernières années.

La variabilité hydrologique actuelle dans le bassin de l'Amazonie

Jean Loup Guyot, Jacques Callède & Michel Molinier
ORSTOM Brasília et ORSTOM Yaoundé

Valdemar Guimarães & Eurides de Oliveira
DNAEE Brasília

1. Introduction

L'Amazonie est le plus important fleuve de la planète en terme de débit (209 000 m³/s) et de superficie drainée (6 millions de km²). Pour cette raison, la plupart des études sur la variabilité climatologique mondiale, et plus particulièrement celles traitant du phénomène climatique « El Niño », se sont intéressées au bassin « géant » du fleuve Amazonie.

Après l'accident climatique majeur de 1982/1983, divers auteurs (Kousky et al., 1984 ; Nobre et Renno, 1985) ont montré que le « Niño » a entraîné une baisse importante des précipitations dans le bassin amazonien, de l'ordre de 30%, avec des valeurs pouvant atteindre -70% en janvier et février 1983. Les périodes de type « Anti-Niño », ou « Niña », observées en 1975/1976 et 1988/1989, sont par contre responsables d'un excès pluviométrique en Amazonie (Molion, 1991). Cette variabilité de la pluie dans le bassin amazonien a pu être corrélée à l'Indice d'Oscillation Austral (SOI), et les résultats (Rao et Hada, 1987 *In* Molion, 1991) mettent en évidence des régions aux comportements différents. Le coefficient de corrélation positif (> 0.6) obtenu dans le Nord-Est du bassin, suggère un couplage fort entre le SOI et la pluviométrie dans cette région (bassins des rios Trombetas et Jari). Au Sud, la corrélation SOI/Pluviométrie est négative (bassins des rios Xingu et Tapajós), puis voisine de 0 dans la partie occidentale de l'Amazonie brésilienne.

Du fait de la faible densité du réseau pluviométrique en Amazonie, et de l'effet intégrateur du débit des fleuves, certains auteurs ont ensuite tenté de relier le SOI aux indices de hauteur d'eau et/ou de débit. Ainsi, Molion et Moraes (1987) ont observé une forte corrélation (> 0.8) entre le SOI et l'indice des débits du Rio Trombetas, avec un décalage de trois mois. Dans cette partie du bassin, un faible SOI entraîne de faibles débits, et inversement. Ces mêmes auteurs ont également montré pour le Rio Jiparana (affluent de rive droite du Rio Madeira) une corrélation négative avec le SOI, en accord avec les observations pluviométriques de Rao et Hada (*In* Molion, 1991). Ensuite, d'autres auteurs (Marengo et Hastenrath, 1993 ; Marengo, 1995) ont tenté de relier le SOI, la pluviométrie et les hauteurs d'eau des rios Solimões, Negro, Amazonie et Tapajós.

L'objectif de notre étude est de tenter d'identifier les effets des phénomènes de type « Niño », et « Niña », sur le comportement hydrologique des principaux fleuves du bassin de l'Amazonie.

2. Données existantes et fonctionnement hydrologique du bassin amazonien

Au début des années 70, le DNAEE [Département National des Eaux et de l'Energie Electrique du Brésil] a entrepris la mise en place d'un réseau de stations hydrométriques en Amazonie brésilienne, qui aujourd'hui compte plus de 200 postes en activité (Oliveira et al., 1993). La plupart de ces stations possèdent ainsi des chroniques de débit de 20 à 25 ans, ce qui permet l'analyse du régime hydrologique des principaux fleuves du bassin, qu'ils soient d'origine andine (Solimões, Madeira), proviennent des boucliers guyanais (Branco, Jari) ou brésilien (Xingu, Tapajós), ou encore de la vaste plaine amazonienne (Juruá, Purus).

Du fait de la faible déclivité du cours principal (Solimões - Amazone) et de la forte amplitude entre hautes eaux et basses eaux (15 m à Manaus), la plupart des tributaires de l'Amazone (Rios Purus, Negro, Madeira, Tapajós, Xingu, etc...) sont soumis à un phénomène de « barrage » par le cours principal (Meade et al., 1991 ; Molinier et al., 1996). Cette particularité, qui peut être sensible sur plusieurs centaines de km à l'amont des embouchures, fait que les hauteurs d'eau d'un tributaire de l'Amazone au voisinage de sa confluence n'est pas fonction du débit de ce fleuve, mais du débit du cours principal. Pour cette raison, les hauteurs d'eau observées à Manaus, Santarém et Itaituba ne traduisent pas l'hydrologie des rios Negro et Tapajós, mais les débits du Rio Solimões - Amazone, ce qui invalide en partie les conclusions de certains auteurs (Marengo et Hastenrath, 1993 ; Marengo, 1995).

Comme la station de Manaus sur le Rio Negro est la seule à posséder une longue chronique continue de hauteurs d'eau, certains auteurs ont tenté de relier ces hauteurs aux débits du Rio Solimões à la station proche de Manacapuru (Richey et al., 1989 ; Guyot, 1993). La bonne corrélation obtenue (Figure 1) permet d'estimer les débits du Rio Solimões pour la période 1902-1996.

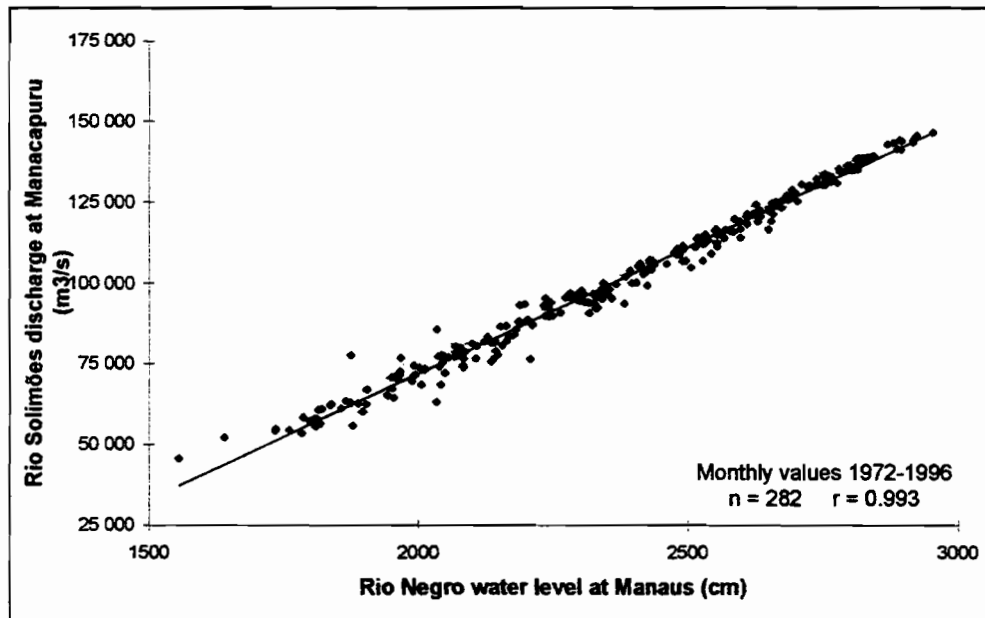


Figure 1 : Débits du Rio Solimões à Manacapuru vs. Hauteurs d'eau du Rio Negro à Manaus (valeurs moyennes mensuelles)

3. Variabilité hydrologique sur le long terme

Les études climatologiques ont montré que la variabilité sur le long terme, indique une légère augmentation de la pluviométrie sur le bassin, du début des années 1960 jusqu'à la moitié des années 1970 (Rocha et al., 1989). Pour l'hydrologie, la seule chronique fiable et continue est celle de Manaus. Les débits du Rio Solimões estimés à partir de la chronique des hauteurs d'eau de Manaus montre également une tendance générale à l'augmentation des débits (Figure 2). Richey et al. (1989) ont montré que les débits du Rio Solimões ainsi calculés, présentent une variabilité qui semble être couplée au phénomène « Niño ». Les indices de Hauteurs d'eau du Rio Negro à Manaus et le SOI sont reportés dans la figure 3, avec un décalage de 6 mois. Les deux séries présentent des tendances divergentes.

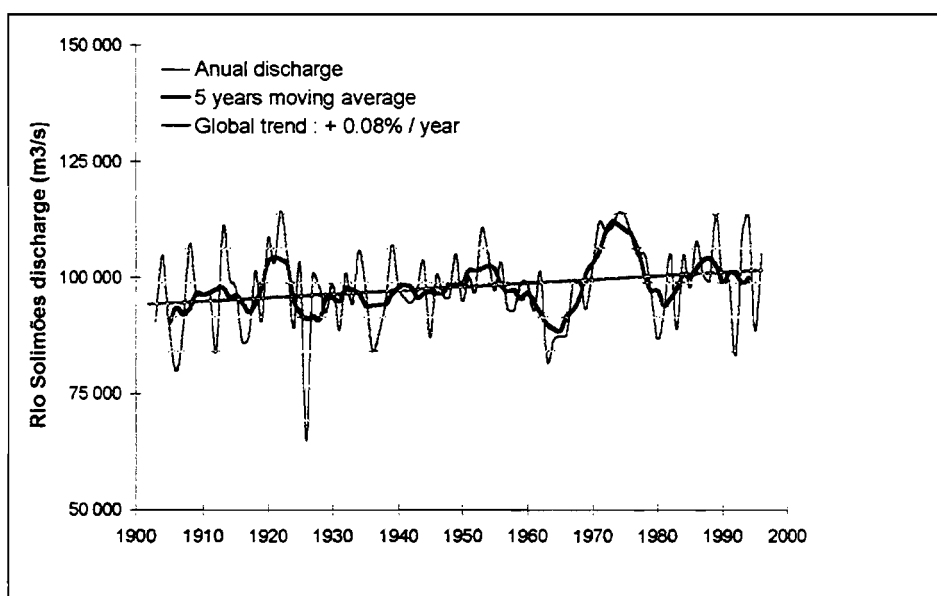


Figure 2 : Variabilité des débits du Rio Solimões à Manacapuru, 1902-1996.

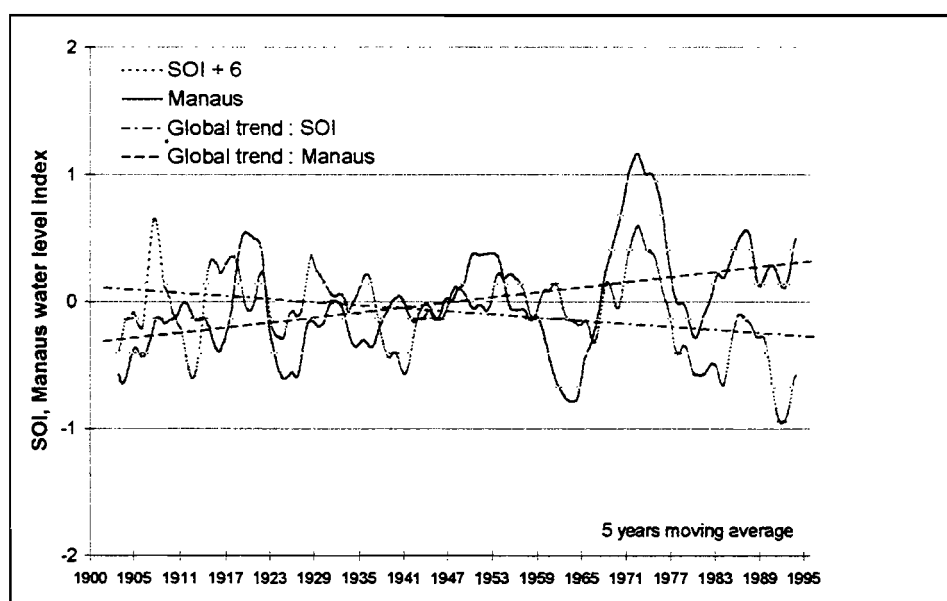


Figure 3 : SOI et indices des hauteurs d'eau du Rio Negro à Manaus, 1902-1996.

3. Variabilité hydrologique pour la période 1970-1996

La variabilité hydrologique a été étudiée à partir des données de 17 stations hydrométriques du DNAEE, réparties sur l'ensemble du bassin amazonien brésilien (Figure 4). L'existence d'une série continue de hauteurs d'eau et la bonne qualité de la courbe d'étalonnage ont guidé le choix des stations. Ce dernier critère a entraîné l'exclusion des stations situées à proximité des confluences avec le cours principal de l'Amazone - Solimões. Les résultats obtenus (Tableau) permettent d'identifier des comportements régionaux. Dans le quadrant Nord-Est, les rios Jari (São Francisco) et Branco (Caracarai) présentent un comportement en phase et bien corrélé avec le SOI, avec un fort déficit hydrique lors des années de type « Niño » et un excédent lors des épisodes « Niña ». Cette tendance peut être observée, à des degrés divers, sur le débit des rios Negro, Solimões, Juruá et Acre. Par contre, dans le Sud, le Rio Madeira présente une variabilité inverse, avec excédent pluviométrique lors des phases « Niño », et inversement. Les rios Tapajós et Xingu montrent une évolution similaire, qui semble être une caractéristique de cette partie du bassin amazonien. Malgré tout, la crise majeure de 1982/1983 se traduit par une chute des débits de 1983 pour la plupart des bassins étudiés.

A Óbidos, l'Amazone intègre l'ensemble de la variabilité de ses tributaires, mais présente globalement un comportement en phase avec le SOI. Ainsi, l'événement climatique « Niño » de 1982/1983 a entraîné une baisse de 16% du débit moyen annuel de l'Amazone en 1983. De même, la « Niña » de 1988/1989 est responsable d'une augmentation de 14% du débit de l'Amazone en 1989.

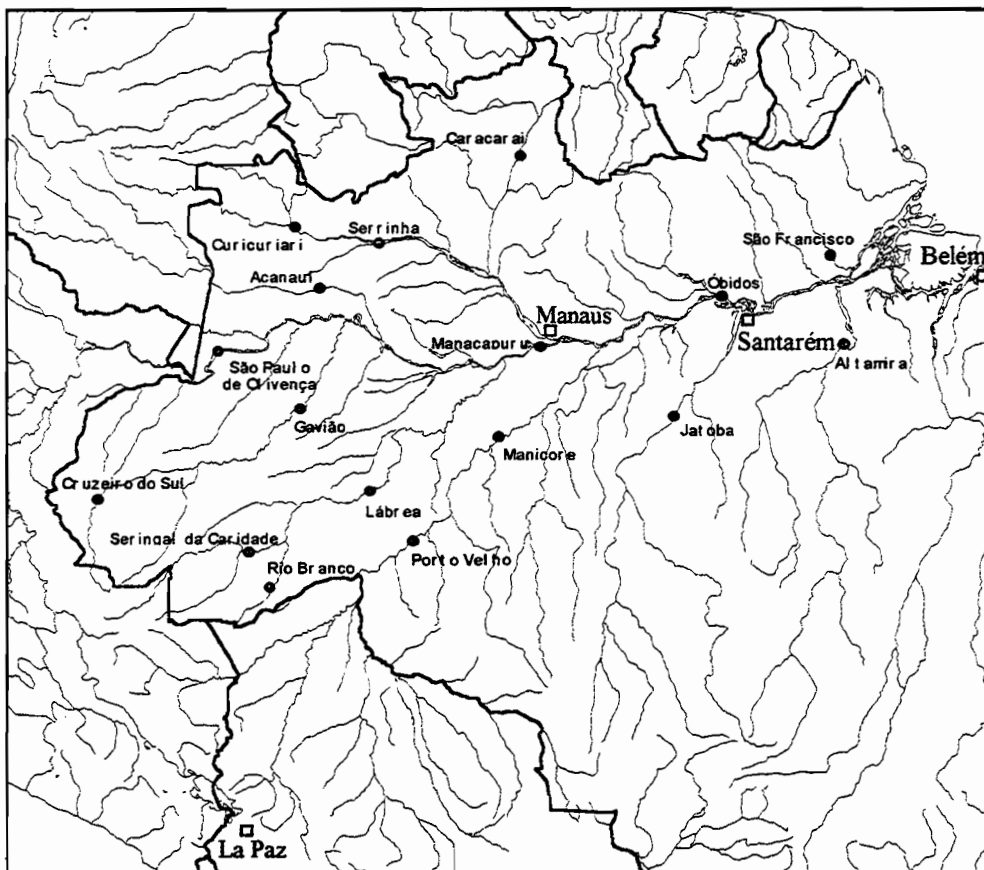


Figure 4 : Les stations hydrométriques étudiées

Tableau : Caractéristiques des bassins étudiés, 1970-1996.

[dQ_76, dQ_83, dQ_89 = écart par rapport à la moyenne

r = coefficient de corrélation entre les indices de débit et le SOI, avec un décalage de 6 mois]

N°	Station	Rio	Sup. (km ²)	Débit (m ³ /s)	dQ_76 (%)	dQ_83 (%)	dQ_89 (%)	r
1	São Francisco	Jari	51 340	1 020	40	-66	54	0.55
2	Caracarái	Branco	124 980	2 740	54	-58		0.45
3	Curicuriari	Negro	194 460	11 700		-9	14	0.21
4	Serrinha	Negro	279 950	16 000		-12	17	0.23
5	Acanauí	Japurá	242 260	13 900	12	-2	7	0.16
6	São Paulo Olivença	Solimões	990 780	46 700	2	-3	6	0.13
7	Cruzeiro do Sul	Juruá	38 540	920	11	-18	-6	0.12
8	Gavião	Juruá	162 000	4 770	-1	-11	2	0.18
9	Seringal Caridade	Purus	63 170	1 340	-14	-21	-2	0.04
10	Rio Branco	Acre	22 670	360	18	-25	-1	0.12
11	Lábrea	Purus	220 350	5 680	-10	-15	4	0.20
12	Solimões	Manacapuru	2 147 740	101 600	7	-12	11	0.33
13	Porto Velho	Madeira	954 290	19 600	-3	7	-15	-0.22
14	Manicoré	Madeira	1 123 670	25 600	-14	6		-0.25
15	Jatoba	Tapajós	387 380	10 600	-11			0.10
16	Altamira	Xingu	446 200	8 690	-22	-22	9	0.11
17	Óbidos	Amazonas	4 618 750	184 000	7	-16	14	0.44

Les coefficients de corrélation entre l'indice des débits et le SOI présentent une distribution régionale comparable à celle obtenue avec la pluviométrie sur le bassin (Rao et Hada, 1987 *In* Molion, 1991).

Les figures 5 et 6 représentent l'évolution comparée des indices de débit et du SOI, pour la période 1970-1996, des principaux fleuves du bassin amazonien. Il est intéressant de noter que les bassins où l'indice de débit est en phase avec le SOI (rios Jari, Solimões, Purus, Amazone), la tendance hydrologique est à la baisse, alors que ceux qui sont en opposition (Madeira, Xingu) présentent une tendance à l'augmentation des débits.

4. Conclusion

Cette étude correspond à une première exploration de la banque de données hydrologiques du projet HiBAm (CNPq - ORSTOM \ DNAEE \ UnB) avec pour objectif l'étude de la variabilité climatique. Ces résultats seront affinés et étendus à l'ensemble des stations hydrométriques du réseau DNAEE en Amazonie brésilienne, ce qui devrait permettre de mieux comprendre le fonctionnement hydrologique du bassin, et d'estimer l'impact des événements climatiques de type « Niño » ou « Niña » sur les ressources hydriques.

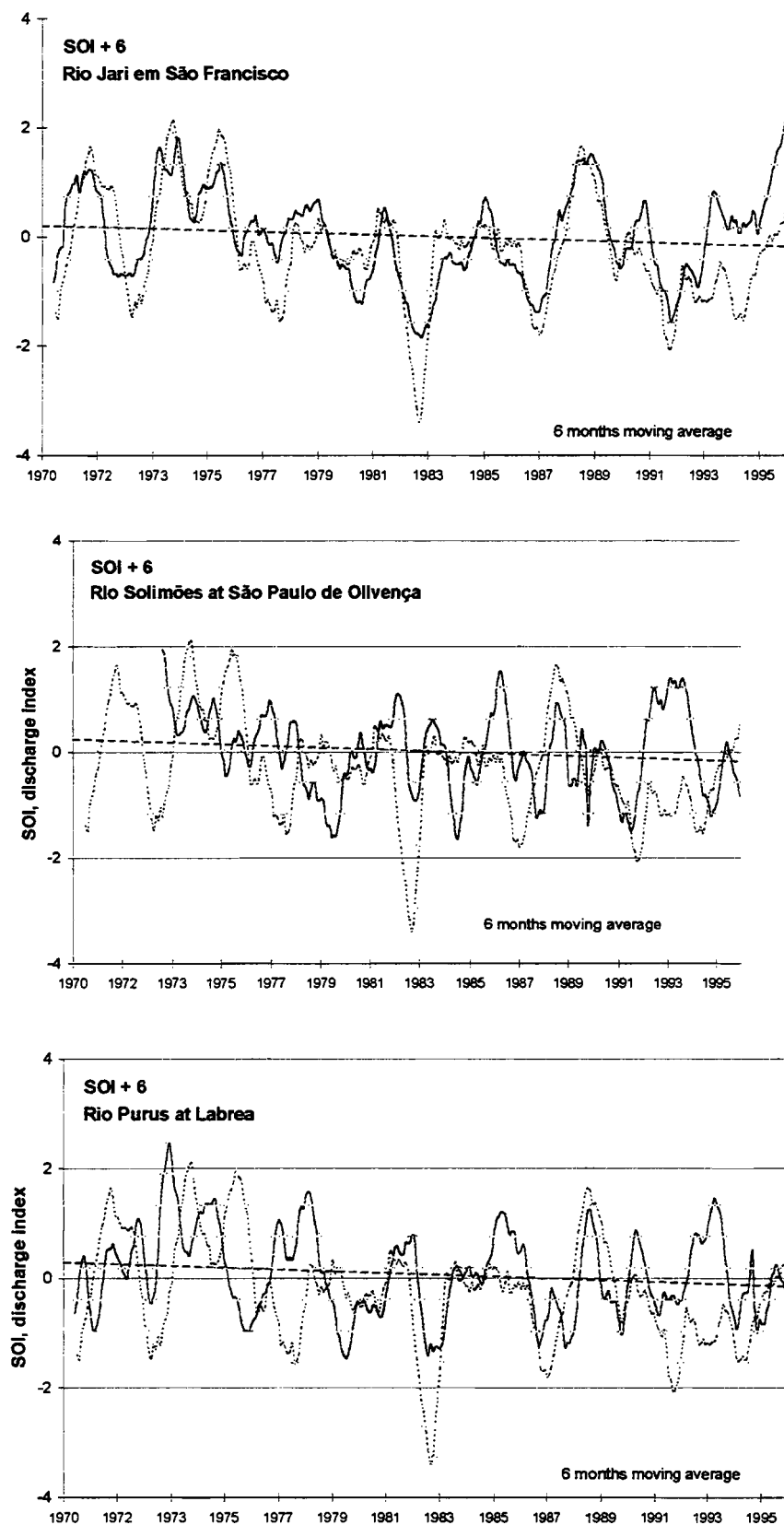


Figure 5 : SOI et indice de débit, 1970-1996.

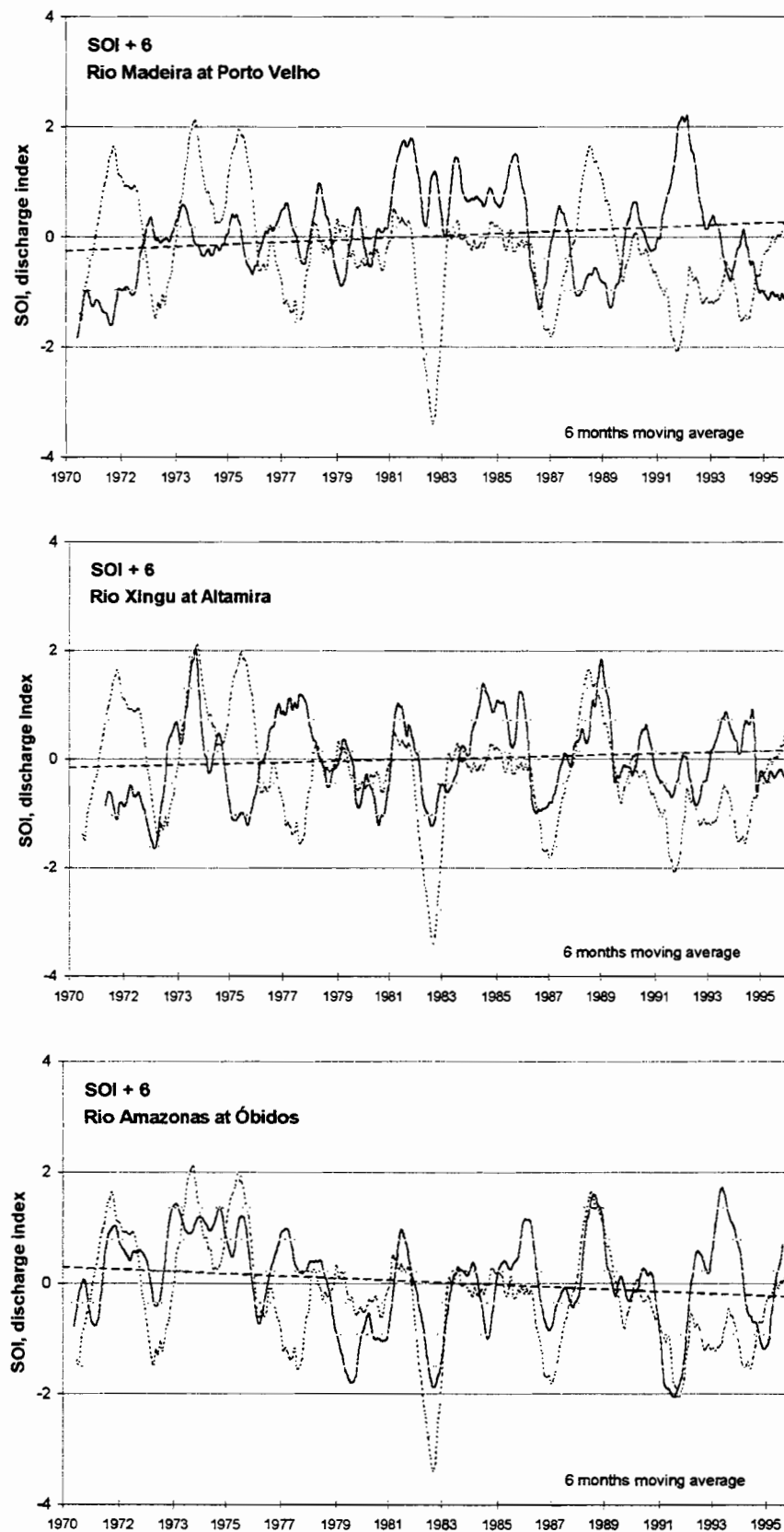


Figure 6 : SOI et indice de débit, 1970-1996.

5. Références

- Guyot J.L. 1993. Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. Etudes et thèses, Edition ORSTOM, Paris, 262 p.
- Kousky V.E., Kayano M.T., Cavalcanti I.F.A. 1984. A review of Southern Oscillation : oceanic, atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. Tellus, 36(A) :490-504.
- Marengo J. 1995. Variations and change in South American streamflow. Climatic Change, 31 : 99-117.
- Marengo J., Hastenrath S. 1993. Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. Journal of Climate, 6 : 617-627.
- Meade R.H., Rayol J.M., Conceição S.C., Natividade J.R.G. 1991. Backwater effects in the Amazon river basin of Brazil. Environ. Geol. Water Sci., 18(2) : 105-114.
- Molinier M., Guyot J.L., Oliveira E., Guimarães V. 1996. Les régimes hydrologiques de l'Amazonie et de ses affluents, 209-222. In L'hydrologie tropicale, IAHS, Paris, Mai 1995.
- Molion L.C. 1991. Climate variability and its effects on Amazonian hydrology, 261-274. In Water Management of the Amazon basin, UNESCO/ABRH, Braga B. & Fernandez C. (eds), Manaus, August 1990.
- Molion L.C.B., Moraes J.C. 1987. Oscilação Sul e descarga de rios na America do Sul Tropical. Rev. Bras. Eng., 5(1) : 53-63.
- Nobre C.A., Renno N.O. 1985. Droughts and floods in South America due to the 1982-83 ENSO episode, 131-133. In 16th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, AMS, Houston.
- Oliveira E., Cudo K.J., Aquino M., Guimarães V. 1993. A operação da rede hidrometeorológica da região amazônica, 237-246. In X Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, ABRH, Gramado, Nov. 1993, Vol. 4.
- Richey J.E., Nobre C., Deser C. 1989. Amazon river discharge and climate variability. Science, 246 : 101-103.
- Rocha H.R., Nobre C.A., Barros M.C. 1989. Variabilidade natural de longo prazo no ciclo hidrológico da Amazonia. Climanalise, 4(12) : 36-42.

**MONITORING OF EL- NIÑO EFFECT USING AVHRR - NDVI
RELATIONSHIP OF AVHRR - NDVI TO SEASONAL DROUGHT
FOR A TROPICAL RAIN FOREST IN INDONESIA**

Agus Hidayat **)

Sumardjo **)

ABSTRACT :

In 1982-1983, drought led to serious fires in the evergreen tropical rain forests of Indonesia. The Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) on board of the NOAA polar orbiting satellites has high temporal resolution necessary for observing areas with frequent cloud cover. AVHRR allows monitoring of the seasonal changes of vegetation over large areas. This study was conducted to determine if the NDVI is useful for monitoring seasonal drought for tropical rain forests.

The study site was located in Ujung Kulon, a National Park located on the western coastal plain of Jawa, Indonesia. In order to determine the seasonal drought period, a simple water balance model was developed for the area using monthly mean temperatures, and monthly precipitation for the year 1986-1988.

I found a significant positive correlation between monthly NDVI and soil water availability, $r = 0,69$ for the year of 1987 (during an El Niño) and $r = 0,75$ for the year of 1988. A significant positive correlation between monthly NDVI and monthly precipitation was also found ($r = 0,68$) for 1986.

Climatic events such as an El Niño strongly control ecosystem processes of tropical rain forests in Indonesia by causing severe drought. NDVI can be used to monitor the length of the drought, possibly assisting in the estimation of forest fire potential.

***) Presented at International Seminar of :**

**“ CLIMATIC AND HYDROLOGICAL EFFECTS OF THE EL NIÑO
SOUTHERN OSCILLATION (ENSO) EVENTS AT THE REGIONAL AND
LOCAL SCALES. ”**

NOVEMBER 1997 (24 to 27/11/1997), QUITO, EQUADOR.

****) LAPAN - Environmental Division**

In 1982-1983, drought led to serious fires in the evergreen tropical rain forests on Indonesia. During that period of time, an estimated 3.5 million hectares of forests in the Indonesian province of East Kalimantan were damaged by drought and subsequent fires. Leighton et al. (1985), pointed out that preliminary estimates of damaged areas included : 800,000 hectares of primary lowland rain forests, 550,000 hectares of peat swamp forests, 1.2 million hectares of selectively logged forests and 750,000 hectares of shifting cultivation land. They estimated that the loss of standing timber and growing stock to be worth more than \$ 5 billion.

The existing methods for drought monitoring depend on climatic data and ground-based observations. These methods, however, are time consuming and spatially restrictive. The limited ability to evaluate large areas using traditional techniques may be overcome through the application of remote sensing.

Malingreau et al. (1985) demonstrated the use of the AVHRR on board of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) satellites for drought and fire detection in East Kalimantan (Indonesia) and Sabah (Malaysia). They found a decrease in the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) over large areas of tropical rain forests in East Kalimantan and Sabah, that were destroyed by drought and fires.

This study evaluates the potential of using AVHRR data to remotely sensed drought by analyzing the relationship between water balance and the satellite vegetation indices. By developing a simple monthly water balance model, based primarily on climate data for the study site, information about seasonal drought and soil water availability can be compared to satellite NDVI.

2. METHODS

2.1. Vegetation Index

Generally, there are two products of AVHRR available : local area coverage (LAC) and global area coverage (GAC) data. LAC data have a pixel size of view of 1.1 km, whereas GAC data, which are produced on a daily basis for the whole globe, have 4 km resolution. In this study, the monthly NDVI were selected from weekly-composited global vegetation index (GVI) by taking the highest value of NDVI for the month. The data are provided by the Indonesian Remote Sensing Center, as a result of joint research project between Indonesian Government and the United Nation Development Program (UNDP).

NDVI is calculated by dividing the difference between channel 2 and channel 1 of AVHRR data by their sum :

$$NDVI = (CH2 - CH1)/(CH1 + CH2) \quad (1)$$

where NDVI is Normalized Differenced Vegetation Index, CH1 and CH2 are digital numbers of channels 1 (red wave band) and 2 (near-infrared wave band) of NOAA-AVHRR sensor.

2.2. Water Balance

The climatic water balance equation given by Thornthwaite and Mather (1957) is :

$$P = ET + \Delta ST + R_o \quad (2)$$

where P is precipitation; ET is evapotranspiration; ΔST is the change in soil moisture; and R_o is water run off. In order to calculate the climatic water balance at a certain area, mean monthly or daily air temperatures, mean monthly or daily precipitation, conversion and computational tables, water holding capacity of the depth of the soil are necessary.

The climatic water balance for the study area was developed based on climatological data from 1986 through 1990. For this study, I concentrated on the year 1986, 1987, and 1988, because 1987 represents a dry year (caused by an El Niño), 1986 represents an abnormally wet year, and 1988 represents an average year.

To estimate the evapotranspiration from the study area, the following empirical equation given by Mather and Rodriquez (1979) was used :

$$E = 16 (10T/I)^A \quad (3)$$

where E is monthly potential water loss (potential evapotranspiration); t is mean monthly air temperature in °C; and I is annual heat index. The exponent, A, is calculated from :

$$A = 6.75 \times 10^{-7} I^3 - 7.71 \times 10^{-5} I^2 + 1.792 \times 10^{-2} I + 0.49239 \quad (4)$$

The value of I is the sum of the 12 monthly heat indices (i), which are obtained from the following formula :

$$i = (t/5)^{1.514} \quad (5)$$

3. RESULTS AND DISCUSSION

3.1. Water Balance

Monthly potential evapotranspiration based on Thornthwaite's empirical equation (3) was found to vary from a value of 114 mm in February 1989 to the highest value of 161 mm in October and November 1987.

Monthly precipitation and potential evapotranspiration did not coincide in 1986, 1987, and 1988. Generally, there was too much precipitation in the wet season leading to run off, and not enough precipitation during the dry season. Subtracting potential evapotranspiration from the values of precipitation (P-PE) results in a series of positive and negative values.

In 1987, estimated moisture deficit occurred earlier than in 1988. In 1987, total moisture deficit was 616 mm (over 7 months), whereas in 1988, total moisture deficit was 228 mm (over 5 months), and in 1986 total moisture deficit was 187 (over 6 months). This means that in the case of total moisture deficit and the length of moisture deficit period, 1987 was the year with longest dry season, which was caused by an El Niño. Monastersky (1991) states that the last El Niño occurred from late 1986 through 1987. This seasonal event causes floods in some regions (such as California) and drought in other regions (such as Indonesia).

3.2. Normalized Difference Vegetation Index

Maximum NDVI values for Ujung Kulon were selected for each month from 1986, 1987, and 1988 GVI data set. The general pattern of the NDVI values for the three years observation at Ujung Kulon, shows that the value dropped at the beginning of the dry season (Figure 1). Seasonal values of the NDVI during the wet season (January - April) 1987 were less compared to 1986 and 1988. During the dry season (June - October) the NDVI values 1987 were greater than either 1986 or 1988 (Figure 1).

The drier conditions in 1987 may have caused greater transmittance in the near infrared channel thereby increasing NDVI. The wavelength region of this band contains some water vapor features (Gao and Goetz, 1990). Justice et al. (1991) reported that in extreme cases the atmospheric water vapor can reduce the NDVI by 0.1 in the Sahelian regions of Africa.

3.3. Relationship Between NDVI and Water Balance

NDVI curves for three years of observations (1986, 1987, and 1988) decreased with lower soil moisture (Figure 2.). The monthly NDVI decreased during dry season correlated with the decrease in soil moisture. The estimated range in monthly soil

moisture during 1987 was from 150 mm during the wet season to 1 mm during the dry season, whereas the NDVI values range from 0.6 to 0.23 (Figure 2b.).

In the case of 1988 during the dry season, the monthly NDVI values also followed the pattern of soil moisture. The NDVI increased in November 1988 due to the increased in soil moisture. In 1986, this phenomenon was slightly different (Figure 2a.). The dry season started in March which was indicated by a decreased in soil moisture and followed by a decreased in NDVI. The soil moisture increased again in July and followed by an increased in NDVI value.

The change of NDVI over time showed the similar patterns with the precipitation patterns (Figure 3.). Decreases and increases in NDVI correspond to decreases and increases in precipitation, respectively. The following table shows the linear regressions between NDVI and soil water availability, previous and current precipitation. The variability in the correlation between NDVI and the current month precipitation range from $r = 0.49$ in 1987 to $r = 0.68$ in 1988. The correlation between NDVI and the previous month's precipitation range from $r = 0.51$ to $r = 0.85$. These show that the monthly NDVI data were more linearly related to previous month's precipitation compare to the current month's precipitation.

Regressions of Monthly NDVI against Monthly Available Water and Precipitation for the Three Years Observations

Year	Equations*	r
1986	$NDVI = 0.000913 ST + 0.257915$	0.30
	$NDVI = 0.000681 P(t) + 0.245155$	0.68
	$NDVI = 0.000603 P(t-1) + 0.240703$	0.70
1987	$NDVI = 0.001061 ST + 0.31205$	0.69
	$NDVI = 0.000386 P(t) + 0.348655$	0.49
	$NDVI = 0.000402 P(t-1) + 0.34063$	0.51
1988	$NDVI = 0.001418 ST + 0.253976$	0.57
	$NDVI = 0.000576 P(t) + 0.302922$	0.50
	$NDVI = 0.00099 P(t-1) + 0.238114$	0.85

Independent variables : ST = Soil Moisture Storage (available water);

P(t) = Current Month's Precipitation; P(t-1) = Previous Month's Precipitation.

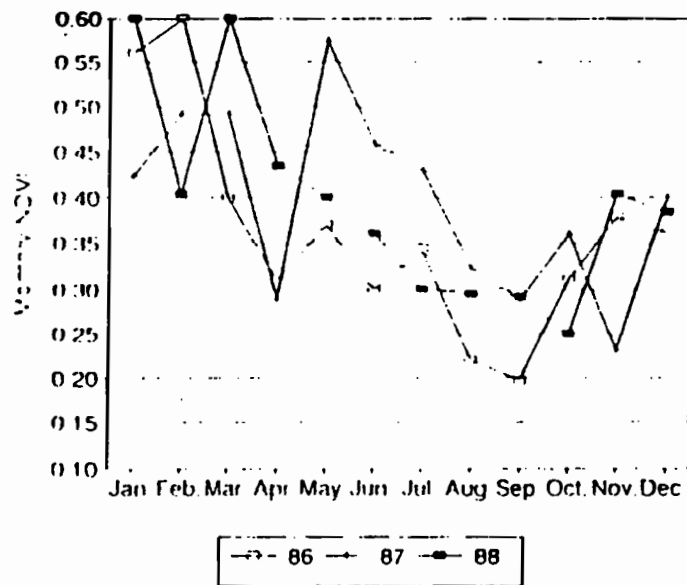


Figure 1. Monthly Variation of NDVI

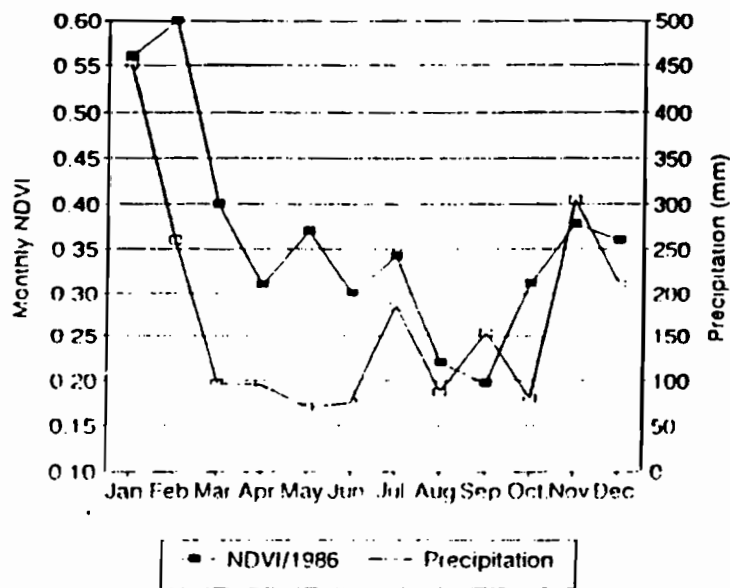


Figure 2. Comparison on Monthly NDVI and Precipitation (1986)

4. CONCLUSIONS

I found that for 1986, the NDVI for Ujung Kulon was more closely related to precipitation (both current and previous month) compare to soil moisture. During the El Niño (1987), NDVI and plant growth in Ujung Kulon was more correlated with soil water availability than precipitation. From the climatic water balance it was shown that 1987 was the driest year due to the El Niño effect. The NDVI seems most closely related to precipitation of the previous month, with 1988 (after the El Niño) exhibiting the strongest correlation.

This research is directed to remotely sensed drought because during drought fires could destroy large areas of forests. The existing methods for drought monitoring are time consuming and spatially restrictive. Consequently, the use of remotely sensed data for drought early warning is an attractive proposition, however, more research in this area needs to be done.

5. LITERATURE CITED

- Gao, B.-C. and A.F.H. Goetz. 1990. Column Atmospheric Water vapor and Vegetation Liquid Water Retrievals from Airborne Imaging Spectrometer Data. *Journal of Geophysical Research* : 3549 - 3564.
- Malingreau, J.P., G. Stephens, and L. Fellows. 1985. Remote Sensing of Forest Fires : Kalimantan and North Borneo in 1982-1983. *AMBIO*, 14(6): 314-321.
- Mather, J.R. and P.A. Rodriguez. 1979. The Use of the Water Budget in Evaluating Leaking Through Solid Waste Landfills. *Publications in Climatology*, XXXII(1).
- Monastersky, R. 1991. 'Tis The Season for an El Niño Warning. *Science News*, 140 (24): 389.
- Thornthwaite, C.W. and J.R. Mather 1957. Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance. *Publications in Climatology*, X(3).

RAINFALL DISTRIBUTION IN INDIA DURING El Nino YEARS

Saseendran S. A., Singh, S. V. and Rathore L.S.
 National Centre for Medium Range Weather Forecasting,
 Dept. of Science and Technology, Mausam Bhawan, New Delhi-3
 e-mail: sas357@ncmrwf.ernet.in

Abstract

The agricultural production of India largely depends on the intraannual variability of rainfall during the monsoon season (June to September). Hence, prediction on the performance of the monsoon rainfall, which accounts for 60-90% of the rainfall for most parts of the country except those sub-divisions which receive substantial rainfall either by north east monsoon (Tamil Nadu and Pondichery, coastal Andhra Pradesh, Telangana) or western disturbances (Jammu and Kashmir) is of paramount importance.

Considerable efforts have been made to predict the behaviour of monsoon. Blanford (1884), pioneered the attempt to predict monsoon rainfall in India, and Walker (1924) pioneered in attempts to predict monsoon rainfall based on distant signals like El Nino and Southern Oscillation which are interrelated. Sikka (1980), Ramage (1983), Pant and Parthasarathy (1981), Mooley and Parthasarathy (1983), Rasmusson and Carpenter (1983), Datta (1986) reported on the possible association of El Nino phenomenon with the Indian monsoon rainfall. The main revelation of all these studies point to a 60 to 70% association of monsoon rainfall with El Nino. As moderate/strong El Nino episode becomes apparent between February and May, one to four months prior to the Summer monsoon, hence can be utilised for foreshadowing the monsoon rainfall performance in India.

The long range weather predictions are of immense help for macro scale planning. But since these forecasts do not provide information on temporal and spatial variation, there are significant limitations in their operational use in planning of the location specific cropping strategy. For drought management/amelioration programmes, what is needed is a good prediction of the temporal and spatial variability at local scale, of the rainfall. Keeping this in view, an attempt has been made to understand the temporal as well as spatial variability of south west monsoon rainfall in India during years of drought years associated with El Nino (moderate and strong), and nondrought associated with the same. The data for 1901-1990 were used. The data

consist of monthly rainfall values for June to September of the 35 meteorological subdivisions of India. Subdivisional rainfall composites were developed for years of El Nino followed by drought and not followed by drought.

The rainfall composite of sub-divisional rainfall in years when drought is followed by El Nino revealed that the number of sub-divisions having below normal rainfall are least in the month of August and maximum in the month of September. August is the most dependable month for assured rainfall followed by July, June and September.

Also from the rainfall composites, it is possible to study a specific sub-division to project rainfall scenarios. During drought years associated with El Nino, for the subdivision of East Rajasthan (random choice from North West India), August is the most dependable month with an average rainfall departure of -21% from normal and is followed by June, September and July with departures in the order of -35%, -46% and -49% of normal. The behaviour of Coastal Andhra Pradesh (random choice from the East coastal India) was also seen to be similar to that of East Rajasthan with rainfall departures in the order of -7%, -6%, -14% and -14% for the months of August, July, September and June respectively. Similar useful information can be derived for other subdivisions; e.g. agricultural activities can be planned accordingly to suit the growth period and water requirements of the crops based on long range forecasts and at the same time keeping in view El Nino.

Rainfall composite for El Nino years associated with no drought reveal that the order of dependability of the months for rainfall under this scenario is July, August and September. June is the worst month. In other words, during good monsoon years associated with El Nino, monsoon starts sluggishly, but picks up by July and gives reasonable amount of rainfall in the months to follow. For the subdivisions of both East Rajasthan and Coastal Andhra Pradesh, monsoon rainfall in the month of June is lower than the normal but it picks up in the month of July and August, with decrease in rainfall receipt in the month of September.

Tables of probability of getting drought at a particular subdivision during the El Nino, associated nondrought and drought situations also are presented.

To conclude, at local scale in India, August is the most dependable month for rainfall during the drought years associated with El Nino. During nondrought years associated with El Nino, the monsoon is found to start sluggishly in the month of June

but subsequently it picks up, in amount of rainfall during July and August. Most of the subdivisions are found to receive normal or excess rainfall during these months. From the results presented, rainfall scenario at individual subdivisions can be derived, along with the risk involved in their dependability. In the light of the above, it is found to be possible to interpret long range monsoon forecasts in the event of an El Nino, in terms of location specific scenarios for various subdivisions in the country, with a tag on the risk involved in depending on these scenarios. Effect of two types of El Nino, of short and long duration in Indian rainfall and food crops is being examined and shall be presented at the symposium.

SEMINARIO INTERNACIONAL SOBRE LAS CONSECUENCIAS CLIMATICAS E HIDROLOGICAS DEL ENSO A ESCALA REGIONAL Y LOCAL

CONSECUENCIAS DEL ENSO SOBRE EL REGIMEN GLACIARES Y NIEVES DE LOS ANDES

Moderadores: Remigio GALARRAGA y Bernard POUYAUD

1. Stefan HASTENRATH (University of Wisconsin): Glacier recession in the High Andes of Ecuador in the context of the global tropics.
2. Bernard POUYAUD (ORSTOM), Bernard FRANCOU (CNRS-ORSTOM), Pierre CHEVALLIER (ORSTOM), Pierre RIBSTEIN (ORSTOM): Contribución del Programa: "Nieves y Glaciares Tropicales" (NGT) al conocimiento de la variabilidad climática en Los Andes.
3. Edson RAMIREZ (IHH-La Paz), Bernard FRANCOU (ORSTOM-CNRS), Julio GUERECA (IGM-La Paz) y Javier Mendoza (IHH-La Paz): El Glaciar de Chacaltaya (Bolivia, 16° S). Evolución secular de un pequeño glaciar de la cordillera real, Bolivia, y escenarios para el futuro.
4. Bernard FRANCOU (ORSTOM-CNRS), Edson RAMIREZ (IHH-La Paz), Guillermina MIRANDA (IE-La Paz), Julio GUERECA (IGM-La Paz), Luis NORIEGA (SENAMHI-La Paz): Respuesta del Glaciar de Chacaltaya la variabilidad climática relacionada con las fases de la Oscilación Sur del Periodo 1991-97.
5. Pierre RIBSTEIN (ORSTOM), Bernard FRANCOU (ORSTOM-CNRS), Bernard POUYAUD (ORSTOM) y Willy TAMAYO (INGLARHI-Perú): Evénements ENSO et Hydrologie de Glaciers en Bolivie.
6. Patricio ACEITUNO (Universidad de Chile), Fernando ESCOBAR: Influencia del Fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de Chile Central, durante el invierno austral.
7. Hubert SEMIOND (IFEA), Bernard FRANCOU (ORSTOM), Edgar AYABACA (EMAAP- Q), Alfredo de la CRUZ (EMAAP-Q), Ramón CHANGO (INAMHI) y Remigio GALARRAGA (EPN): El Glaciar 15 del Antisana: balance de masa y evolución del término (1994-1997)
8. VALLA François : Le glacier de Sarennes. Un bassin versant de recherche et d'expérimentation (BVRE) nivo-glaciaire.
9. Carlos LEIVA (Argentina): Acumulación del glaciar piloto de los Andes de Mendoza, los caudales superficiales del río Cuevas y la influencia de El Niño. (★)

GLACIER RECESSION IN THE HIGH ANDES OF ECUADOR IN THE CONTEXT OF THE GLOBAL TROPICS.

STEFAN HASTENRATH
DEPARTMENT OF ATMOSPHERIC AND OCEANIC SCIENCES
UNIVERSITY OF WISCONSIN, MADISON

The central Ecuadorian Andes possess a remarkably continuous historical documentation, comprising municipal and church records from the era of Spanish colonization and expedition reports, altogether spanning half a millennium. Thus, the French Academicians worked in the country in the 1740's with the aim of measuring the first degree of the meridian. Alexander von Humboldt visited Ecuador in 1802. The vulcanologists Reiss and Stübel explored the Andes in the 1870's and Hans Meyer undertook an expedition in 1903. These sources have been evaluated for reports of perennial snow cover on mountains of various elevations, mostly located in the surroundings of the capital city of Quito. Evaluation of this historical documentation reveals little change of the equilibrium line altitude (ELA) from the early 1500's to the early 1800's, when the ice cover was much more extensive than at present.

There is evidence for a gradual rise of ELA since at least the middle of the 19th century. Furthermore, at that time glaciers were recorded already significantly inside the terminal moraines marking their maximum extents.

Regarding the other two glaciated high mountain regions under the Equator, the onset of glacier recession in New Guinea is timed at around 1850, while in East Africa it began after 1880. In addition to the reconstruction of changes in ice extent and ELA, the comprehensive monitoring of the net balance and kinematics are important contributions to the study of global change. In that perspective the recent initiation of glaciological monitoring programs in the Ecuadorian Andes merit particular attention and support.

References:

- Hastenrath, S., 1981: The glaciation of the Ecuadorian Andes.
Balkema, Rotterdam, 160 pp.
- Hastenrath, S., 1984: The glaciers of equatorial East Africa.
Reidel, Dordrecht, Boston, Lancaster, 353 pp.

Stefan Hastenrath
Department of Atmospheric and Oceanic Sciences
University of Wisconsin-Madison phone: 608-262-3659
1225 West Dayton Street fax: 608-262-0166
MADISON WI 53706, USA E-mail: barafu@macc.wisc.edu

CONTRIBUCIÓN DEL PROGRAMA « NIEVES Y GLACIARES TROPICALES » (NGT) AL CONOCIMIENTO DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA EN LOS ANDES

Bernard Pouyaud¹, Bernard Francou², Pierre Chevallier³ y Pierre Ribstein⁴

Resumen

Los glaciares tropicales son excelentes indicadores de la evolución del clima por su extrema sensibilidad a las variaciones de los parámetros meteorológicos como las temperaturas, la radiación y las precipitaciones, etc. (Pouyaud, B. *et al.*, 1995). Bajo este concepto, han registro las implicaciones climáticas de los fenómenos El Niño - Oscillation Sud (ENSO) y pueden proporcionar valiosos informaciones sobre su frecuencia y su magnitud. Son también objetos hidrológicos, cuyos recursos son aprovechados por las sociedades andinas, susceptibles de evoluciones futuras muy rápidas. El actual retroceso, generalizado y acelerado, de los glaciares de los Andes centrales y sus consecuencias en términos de hidrología o de riesgos naturales, condujeron al ORSTOM y sus contrapartes científicas andinas a lanzar desde 1991 un amplio programa de monitoreo de estos glaciares en el conjunto de los Andes tropicales. Se está haciendo un balance sobre el avance de este programa hasta fines de 1997.

Palabras clave : Glaciar, Trópicos, Andes, cambio climático, recursos hídricos, riesgos naturales.

1. INTRODUCCION : POR QUE VIGILAR EL COMPORTAMIENTO DE LOS GLACIARES TROPICALES ?

La gran sensibilidad de los glaciares a las evoluciones climáticas es conocida desde hace mucho tiempo, asimismo, las importantes variaciones seculares de los glaciares de las zonas templadas han sido tempranamente descritas (Emmanuel Le Roy Ladurie : Historia del clima desde el año mil; Ahlman, H.W., 1953), y principalmente han permitido la evidenciación de la Pequeña Edad de Hielo en Europa y América del Norte. Los glaciares tropicales, siendo más difícilmente accesibles, eran menos conocidos hasta la publicación de los primeros trabajos sobre los glaciares de Africa (Hastenrath, S., 1984) y de los Andes Centrales (Francou *et al.*, 1995; Ribstein *et al.*, 1995) demostrando su extrema sensibilidad a las variaciones climáticas cortas, incluyendo la variación interanual.

¹ Misión ORSTOM, La Paz, Bolivia.

² Misión ORSTOM, Quito, Ecuador.

³ Centro ORSTOM, Montpellier, Francia.

⁴ Dirección General de ORSTOM, París, Francia.

De tal manera, que la zona tropical andina de altura se revela *a priori* como un notable laboratorio natural, que permite seguir las evoluciones climáticas generales :- A corto plazo, la variabilidad climática del área andina tropical, marcada por los fenómenos ENSO (El Niño Southern Oscillation), puede ser caracterizada a escala anual por el comportamiento de estos glaciares : los episodios ENSO (fase negativa) se manifiestan en altura con una elevación de las temperaturas medias y un descenso de las precipitaciones, que actúan ambas negativamente sobre el balance de los glaciares, acelerando su retroceso.

A mediano plazo, el aumento previsto de la temperatura atmosférica y oceánica de la cintura tropical debería traducirse en un aumento de la evaporación y de la humedad relativa, acompañada de una activación de las transferencias de calor, cuya consecuencia debería ser la generalización del retroceso glaciar (Hastenrath & Kruss, 1992), ya bastante observada durante los fenómenos ENSO (Francou *et al.*, 1995).

Sin duda, este proceso ya empezó, si nos basamos en la excepcional rapidez de la desglaciación observada en alta montaña tropical, en todo el mundo, desde comienzos de los años 1980 (Hastenrath & Kruss, 1992; Ames & Francou, 1995).

Pero los glaciares tropicales andinos tienen, además, una importancia económica considerable. Sus aguas de deshielo alimentan con agua potable e industrial las principales capitales (La Paz, Quito, Lima) y algunas grandes ciudades andinas. Proporcionan una gran parte de la electricidad consumida por los países andinos. El agua de riego, indispensable sobre todo para la parte pacífica, particularmente árida, es generalmente de origen glaciar. Los glaciares juegan actualmente un rol de gigantescos reservorios, sellando la variabilidad climática infra e interanual.

Finalmente, los glaciares tropicales andinos representan riesgos considerables para las poblaciones que viven en los alrededores : riesgos de avalanchas glaciares, inducidas o no por temblores de tierra o erupciones volcánicas, y sobre todo vaciados catastróficos de muchos lagos naturales glaciares de los Andes. Desde hace 50 años, decenas de miles de muertes ocurridas en Bolivia, en Ecuador y sobre todo en Colombia y en Perú son atribuibles a estos glaciares andinos tropicales (Ames & Francou, 1995).

Desde por lo menos dos decenios, los glaciares tropicales andinos están en una intensa fase de retroceso que va acelerándose. Las reservas hídricas que constituyen los glaciares ya no se estiman como recursos renovables, por lo menos en lo que respecta a los pequeños aparatos glaciares. Su desaparición, o por lo menos su rápida disminución, vendrían acompañadas con seguridad de modificaciones drásticas del medio ambiente. Los riesgos sobre las poblaciones aumentarían considerablemente, dada la naturaleza inestable de las formaciones glaciares que dominan a veces en muchos miles de metros los valles poblados. Al no jugar el rol de almacenamiento de las precipitaciones, ya no regularían sus flujos y, para disponer todavía de recursos hídricos permanentes y paliar su desaparición, habría que construir grandes represas de regulación para todos los usos del agua, con otros riesgos asociados para las poblaciones y el medio ambiente, particularmente en las zonas de fuerte sismicidad.

Por lo tanto, es particularmente importante, a nivel económico y científico, vigilar el comportamiento de los glaciares andinos tropicales, a fin de poder prever su devenir a mediano plazo. Al menos se espera poder prever su desaparición o su reducción para emprender a tiempo la construcción de infraestructuras que en su momento los sustituirán.

2. LA RED DE MONITOREO DE LOS GLACIARES TROPICALES ANDINOS

Desde 1991, en el marco del programa NGT (Nieves y Glaciares Tropicales), el ORSTOM con sus contrapartes sudamericanas instaló desde Bolivia (16° Sur) hasta el

Si bien los primeros resultados obtenidos con este « dispositivo standard » en los tres países fueron notables, apareció rápidamente una nueva exigencia, si verdaderamente se quería comprender y luego modelizar el funcionamiento de los aparatos glaciares. Consistía en llevar a cabo nuevas mediciones que permitirían establecer un balance energético en la superficie del glaciar. Para lo cual convenía medir los perfiles de temperatura del aire y del hielo, de humedad del aire, de las velocidades del viento, así como de las radiaciones neta, global y reflejada. La espacilización de estas mediciones puntuales a escala del glaciar permiten la construcción de un modelo físico de funcionamiento del glaciar, único método que permite una previsión de la ablación y de los regímenes de deshielo. Este trabajo es objeto de una tesis en colaboración con el LGGE de Grenoble. Localmente, en el Glaciar de Zongo en Bolivia, luego en el Glaciar Antisana en Ecuador, el dispositivo meteorológico inicial fue completado con un equipo automático instalado en el mismo glaciar y destinado a medir el balance energético de algunos años completos.

El balance de los equipos establecidos a fines de 1997 se resume en el cuadro I.

Glaciares	Red de balizas de ablación	Red de balizas en zona de acumulación + snow pits	Topografía de las balizas y del frente	Estación limnigráfica	Pluviómetros (P) y estaciones con termógrafos (T)
Zongo (Bolivia)	X	X	X	X	P-T (XXX)
Chacaltaya (Bolivia)	X	X	X		P (XX)
Artesonraju (Perú)	X	X	X	X	P
Yanamarey (Perú)	X	X	X		P-T
Antisana (Ecuador)	X	X	X	X	P-T (XXX)
Cotopaxi (Ecuador)	X				P-T

(XX) : Datos de más de 20 años

(XXX) : Mediciones del balance energético en el glaciar

Cuadro 1 : Balance de las instalaciones glaciares realizadas en Bolivia, Perú y Ecuador en 1997

En los párrafos que siguen se proporcionan indicaciones más precisas sobre las contrapartes y los equipos existentes en cada país.

2.1. En Bolivia

Se eligieron dos primeros glaciares representativos en la Cordillera Real (16° Sur) cerca de La Paz, los glaciares de Zongo (6000 m) y de Chacaltaya (5400 m), con, como contrapartes locales, la Compañía Boliviana de Energía Eléctrica (COBEE) por una parte, el Instituto de Hidráulica e Hidrología (IHH) de la Universidad Mayor de San Andrés (UMSA) y el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) por otra parte. Dichos

glaciares fueron rápidamente equipados con un dispositivo permanente que permite estimar el balance de masa (balizas implantadas en las zonas de acumulación y de ablación) y el balance hidrológico (estaciones de medición de regímenes líquidos que fluyen más abajo del glaciar y red de pluviógrafos y pluviómetros/nivómetros totalizadores). La velocidad superficial del glaciar y las oscilaciones de su frente son monitoreadas anualmente por medio de topografía en suelo. Además, los principales parámetros meteorológicos (temperaturas) son registrados o anotados según una periodicidad mensual en o cerca de los glaciares.

Este dispositivo, que constituye el « dispositivo standard » de observación que permite establecer los balances indispensables, glaciares e hidrológicos, es, desde 1993, localmente complementado en el Glaciar de Zongo por un dispositivo de micro meteorología que comprende 2 estaciones meteorológicas completas, con anemómetros, balancímetros, termómetros e higrómetros con ventilación, una sonda de nieve que funciona por ultrasonidos, etc., a 5150 m y 5550 m, y estaciones itinerantes episódicas, durante algunos meses, entre 4900 m y 5550 m. Las primeras estaciones meteorológicas clásicas en la Plataforma COBEE (4800 m) y en la morrena oeste (5200 m) son de esta manera considerablemente reforzados.

En 1995 finalmente, se instaló una estación hidrológica que controla los flujos del Glaciar de Charquini, situado frente al Glaciar Zongo en condiciones de exposición opuestas, a fin de caracterizar el funcionamiento de cuencas de drenaje con coberturas glaciares variables de la Cordillera Real de Bolivia.

2.2. En Perú

Mucho antes de comenzar el programa NGT, los balances, en la zona de ablación, de los glaciares de Yanamarey y Uruashraju en la Cordillera Blanca, eran medidos de manera continua desde 1977 por la Oficina de Recursos Hídricos de Huaraz. Hoy en día, sus frentes y sus velocidades superficiales son monitoreados 2 veces por año, y los datos climáticos son anotados a menos de 10 kilómetros. Desde 1994, con su contraparte peruana, el ORSTOM ha reorientado y completado el sistema de medición, principalmente con la instrumentación de un nuevo glaciar, el Artesonraju con la instalación de una red de balizas, de mediciones de acumulación, de pluviómetros totalizadores y de una estación hidrológica en la desembocadura de la laguna Artesoncocha.

2.3. En Ecuador

Uno de los glaciares del Volcán Antisana fue equipado, a partir de junio de 1994, gracias a la cooperación de la Empresa Municipal de Alcantarillado y Agua Potable de Quito (EMAAP-Quito), para el balance glaciológico, con un seguimiento de los movimientos de los frentes y de una red de balizas, y desde marzo de 1996 para el balance hidrológico con la instalación de una estación hidrológica y de una red de totalizadores (Sémiond, H. y de la Cruz, A., 1997 ; Sémiond *et al.*, 1997). En febrero de 1995, fue equipado otro glaciar en el Cotopaxi, con la cooperación de la Escuela Politécnica Nacional (EPN), para los balances de masa y las oscilaciones del frente. Un inventario de las fuentes documentales, el cual permite fechar y cuantificar el retroceso de estos glaciares desde hace más de un siglo, particularmente notable en este país, también acaba de ser emprendido.

En el Glaciar 15 del Antisana (o Antizana), a 5100 m de altura, desde fines de 1996, el ORSTOM instaló una estación meteorológica completa (análoga a las de Bolivia), con el fin de permitir el enfoque del balance energético del glaciar.

Una perforación de 13 m en la cima del Antisana (5750) en enero de 1996 demuestra la posibilidad de practicar una perforación profunda análoga a la de junio y julio de 1997 en el Sajama (Sémiond *et al.*, 1997).

3. LOS RESULTADOS ADQUIRIDOS DESDE 1991

Desde 1993, se han publicado en Bolivia informes anuales de campaña reuniendo todos los datos glaciológicos, hidrológicos y energéticos del funcionamiento del Glaciar Zongo (Rigaudière, P. *et al.*, 1995; Wagnon, P. *et al.*, 1995; Berton, P. *et al.*, 1997), así como informes técnicos particulares, haciendo referencia, por ejemplo, a la modelización del glaciar (Rigaudière, P. *et al.*, 1995; Ribstein, P. *et al.*, 1995). Un informe referente al conjunto de datos disponibles en el Glaciar Chacaltaya (Francou, B. *et al.*, 1997) se encuentra en prensa. En Perú, la tesis defendida por Willy Tamayo hace un análisis parcial de los datos obtenidos en los glaciares peruanos (Tamayo, W., 1996). Finalmente, en Ecuador, acaba de ser publicado un primer informe sobre los datos glaciológicos e hidrológicos del Glaciar 15 del Antisana (Sémiond *et al.*, 1997). La recopilación de estos datos de base permitió la elaboración de muchos resultados sintéticos publicados en revistas internacionales o en coloquios (ver la bibliografía del programa NGT en anexo) y particularmente en este seminario de Quito, en la conferencia de Francou y Sémiond en cuanto al glaciar Antisana de Ecuador y de Francou y Ramírez en cuanto al glaciar Chacaltaya de Bolivia. El Seminario « *Aguas, Glaciares y Cambios Climáticos en los Andes Tropicales* », llevado a cabo en junio de 1995 en La Paz, fue la ocasión de una primera presentación de los resultados del programa NGT (Ribstein, P. *et al.*, ed., 1995), así como el coloquio internacional de Antofagasta « *Recurso agua en los Andes - Su gestión en la segunda región de Chile* » de junio de 1997.

En los tres países donde se monitorean glaciares, los primeros resultados evidencian un comportamiento diferente de los glaciares tropicales, en relación a los glaciares de alturas medias, caracterizado por una fuerte variabilidad de los balances de un año al otro y un retroceso importante de las superficies glaciares, sobre todo desde comienzos de los años 1980.

La decisión de hacer una lectura mensual de balances sobre algunos glaciares (Zongo, Chacaltaya y Antisana) ha mostrado por primera vez cómo se reparte la ablación a lo largo del año. Esta pone de manifiesto la importancia de los meses de septiembre a diciembre, meses de verano antes de las precipitaciones, así como el rol de la variabilidad de las precipitaciones durante los meses más húmedos, enero-marzo. Esto se debe a la gran cantidad de energía disponible en este periodo del año y al nivel elevado de las temperaturas y de la humedad que permite que el deshielo se produzca hasta una altura elevada.

Por otro lado, la irregularidad de las precipitaciones y la reducción del número de día de las precipitaciones en época húmeda es un factor determinante que explica los balances negativos obtenidos en fase negativa ENSO (El Niño Southern Oscillation). En efecto, la variabilidad de los balances obtenidos sobre los glaciares es fuertemente controlada por los episodios ENSO/anti ENSO (El Niño/La Niña), particularmente en Bolivia y en Perú. A las perturbaciones del régimen de las lluvias se agrega el hecho que las temperaturas máximas y mínimas son siempre más elevadas en periodo ENSO en altura, con diferencias en la media consistiendo en 1 a 2 diferencias-tipo. En más de 15 años de datos obtenidos sobre la zona de ablación de 2 glaciares, en Perú, se mostró que el balance de los glaciares es sistemáticamente negativo durante los eventos ENSO (Francou, B. *et al.*, 1995).

La aceleración del retroceso de los glaciares desde comienzos de los años 1980, observado en otras partes del mundo, es particularmente nítida bajo los Trópicos andinos, tanto en Perú como en Bolivia, con velocidades 3 a 5 veces superiores que durante los tres decenios anteriores. Este retroceso generalizado de todos los glaciares andinos puede

conducir a la desaparición rápida de los más pequeños durante los próximos decenios, con todas las consecuencias previsibles en términos de recursos hídricos, de baja de los potenciales hidroeléctricos y de riesgos para las poblaciones.

En Bolivia, el equipo instalado permite realizar balances glaciológicos precisos de los glaciares Zongo y Chacaltaya durante los últimos años. Las diferentes posiciones de los frentes son accesibles y fechables desde hace 50 años (Ramírez, E. & Francou, B., 1997). Los resultados de las mediciones de balance de estos 2 glaciares responden a las normas mundiales y actualmente son publicados de manera regular por el World Glacier Monitoring Service (Glacier Mass Balance Bulletin ; IAHS/ICSU). En cuanto al glaciar Zongo, los archivos hidrológicos de la COBEE han permitido reconstruir el balance del glaciar de los dos primeros decenios, poniendo de manifiesto la influencia de los eventos ENSO (Ribstein, P. *et al.*, 1995). El mismo trabajo se emprendió con los flujos que provienen de la cuenca del Charquini, claramente menos glaciar, con resultados muy contrastados (Tamayo, W., 1996).

En 1996, fue puesto a punto un primer programa de modelización hidrológica, relativamente robusto, del Glaciar Zongo, a partir del balance energético (Rigaudière, P. *et al.*, 1995). Con los resultados esperados de las nuevas estaciones instaladas a diferentes alturas en el Glaciar Zongo y las nuevas mediciones puntuales itinerantes que se hicieron, se está elaborando un nuevo modelo, con el cual se espera poder explicar mejor la temporalidad de los regímenes, apreciar el rol de la sublimación en la ablación y precisar la influencia del factor humedad, que conduce a creer que podría ser mayor en el retroceso acelerado actual de los glaciares bajo esas latitudes, como fue demostrado en Kenya en el Glaciar Lewis (Hastenrath & Kruss).

Finalmente, cierto número de perforaciones, en los más altos casquetes de las cumbres de los glaciares de estos tres países ya han proporcionado interesantes informaciones, por medio de los análisis isotópicos de los testigos de nieve extraídos, sobre la abundancia de las precipitaciones de los últimos decenios y también han puesto en evidencia la influencia de los eventos ENSO (Wagnon, P. *et al.*, 1995). En junio y julio de 1997, el ORSTOM participó en Bolivia en la perforación de tres testigos (49,144 y 150 m) en la cima del volcán Sajama (6545 m) realizada por el equipo norteamericano de L. G. Thompson. La reconstrucción de las variaciones climáticas de los últimos 15 a 20 000 años será probablemente posible (puesto que las muestras fueron, por primera vez en zona tropical, llevadas al laboratorio en forma sólida), completando los resultados obtenidos por este mismo equipo en el casquete glaciar de Quelccaya y en el Huascarán en Perú (Thompson, L., 1995).

En el análisis de estos testigos, el ORSTOM y sus contrapartes pretenden implicarse particularmente en el reconocimiento y la caracterización de los eventos ENSO de los últimos siglos, a fin de particularmente evidenciar la Pequeña Edad de Hielo en esta parte del mundo.

4. CONCLUSION : EL FUTURO DEL PROGRAMA NGT

Los ejes prioritarios del programa NGT en los años venideros serán desarrollados en el marco de una nueva Unidad de Investigación « *Variabilidad climática Tropical y sus consecuencias regionales* » de un nuevo departamento del ORSTOM : consistirá en comprender mejor el funcionamiento de los hielos y de los glaciares tropicales, a fin de poder prever escenarios de evolución realistas de estos glaciares y de su hidrología en función de datos proporcionados por los modelos de previsión del clima para el próximo siglo.

Para alcanzar este objetivo, es necesario completar la red que permite obtener los balances de masa y los balances hidrológicos en los glaciares de Bolivia, Perú y Ecuador, y

garantizar un manejo de rutina. Paralelamente al manejo integrado de esta red, en la cual la contraparte local debe jugar un rol esencial, es necesario afinar la modelización del Glaciar Zongo en Bolivia y luego probar los modelos hidrológicos elaborados en otros glaciares, primero en Ecuador y después en Perú. Conocer la parte real de las aguas glaciares a nivel de las altas cuencas de drenaje andinas y saber cuál puede ser su futura evolución en la hipótesis, probable, de una fuerte reducción, incluso de una desaparición total, de las superficies cubiertas de hielo, es el objetivo prioritario del programa. Para ello, una modelización completa del funcionamiento hidrológico del valle del río Zongo, de alrededor de 500 km² acaba de ser emprendida bajo la dirección de Pierre Chevallier, del Laboratorio de Hidrología de Montpellier. Esta porción de valle, para la cual disponemos de datos históricos desde 1971, gracias a la COBEE, comprende partes más arriba al funcionamiento esencialmente glaciar, luego partes más abajo a los funcioamientos de las nieves y además pluvial. Una buena modelización actual del funcionamiento del valle del río Zongo permitirá, después de activar por medio de modelos climatológicos de circulación general, predecir el comportamiento hidrológico futuro (menos glaciar y más nivo-pluvial) del valle según diferentes hipótesis de cambio climático global. Este primer enfoque debería extenderse a otras situaciones comparables, en Perú y en Ecuador.

Como objetivo secundario, nos orientamos hacia un estudio de la evolución de estos glaciares en la historia, concentrándonos en el período transcurrido desde el final de la Pequeña Edad de Hielo, que tendemos a fijar en los Andes centrales al final de último siglo. Se intentará de esta manera comprender si hubo paralelismo estricto con las tendencias registradas en los glaciares extratropicales durante el siglo XX y evaluar qué rol juegan las fases negativas de la Oscilación Sud, especialmente las de larga duración (comienzo de los años 1940, comienzo de los años 1990) en esta evolución. La conferencia de Pierre Ribstein en este seminario es una nueva contribución para esta temática. Para ello, la utilización de los instrumentos clásicos (datación de morrenas, utilización de archivos, cartografía de extensiones pasadas por restitución fotogramétrica, modelización *in fine* de los glaciares) debe ir a la par con el estudio de los archivos del clima hecho a partir de la extracción de testigos profundos. En este sentido es que hay que comprender la participación de nuestro equipo en operaciones previstas en los Andes centrales los próximos años por el Byrd Polar Research Center, dirigidas por L.G. Thompson.

Otros objetivos glaciares, presentes en las zonas áridas, cuyo rol en la hidrología andina es aún casi completamente desconocido, merece un estudio específico. NGT considera, con el impulso de una primera evaluación de los recursos hídricos realizada en la parte más árida de los Andes, lanzar un estudio de las formas del permafrost de alta montaña ricas en hielo, comúnmente llamadas glaciares de escombros (rock glaciers). El desarrollo de este nuevo eje, pero quedando en los objetivos de NGT (estudio de objetivos hidrológicos propios de la alta montaña tropical frente a una posible evolución rápida del clima en el sentido del recalentamiento) podría facilitarse con la participación del ORSTOM en un programa PEP1 (Pole-Equator-Pole, huso americano) sobre la evolución de los permafrost de montaña, financiado por el IAI (Inter American Institute).

REFERENCIAS CITADAS

- Ahlman, H.W. - 1953 . Glacier variations and climatic fluctuations. *American Geographical Society*, New York.
- Ames, A., Francou, B. - 1995 . Cordillera Blanca, Peru. Glaciares en la Historia. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* 24(1):37-64.
- Berton, P., Wagnon, P., Francou, B., Pouyaud, B., Baldivieso Montaña, H. - 1997. Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le glacier de Zongo, année hydrologique 1995-96. rapport de campagne. ORSTOM. La Paz. p. : 119.

- Francou, B., Ribstein, P., Saravia, R., Tiriau, E. - 1995 . Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier : Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S. *J. Glaciol.* 42(137):61-68.
- Francou, B., Ribstein, P., Sémiond, H., Portocarrero, H., Rodríguez, A. - 1995. Balances, glaciares y clima en Bolivia y Peru. Impacto de los eventos ENSO. Aguas, glaciares y cambios climaticos en los Andes tropicales, seminario internacional, 13-16 de junho de 1995. La Paz (Bolivia). Ribstein, P., Francou, B. (ed.). *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* ; Lima. Vol. 24, 3 p. : 697-706.
- Francou, B., Ribstein, P., Pouyaud, B. - 1997 . La fonte des glaciers tropicaux. *La Recherche*. N° 302, octobre 1997. Paris.
- Francou, B., Guereca, J., Mendoza, J., Miranda, G., Noriega, Ramirez, E. - in prensa. Glaciar de Chacaltaya (Cordillera Real, Bolivia). Investigaciones glaciológicas (1991-1997). Informe NGT, ORSTOM, La Paz.
- Hastenrath, S. - 1984 . The glaciers of equatorial East Africa, Boston, Lancaster : Reidel Publishing Co., Dordrecht, D..
- Hastenrath, S. & Kruss, P.D. - 1992 . The dramatic retreat of Mount Kenya's glaciers 1963-87 : greehouse forcing. *Annals Glaciology*, 16 : p127-133.
- Pouyaud, B., Francou, B., Ribstein, P. - 1995 . Un réseau d'observation des glaciers dans les Andes Tropicales. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* 24(3):707-714.
- Ramirez, E., Francou, B. - 1997. El glaciar de Chacaltaya (Bolivia) : tendencia del balance de mase y retroceso medido desde 1940. In : Galaraga, R., Ibarra, B. (ed.) *"Montañas, glaciares y cambios climáticos. Memorias des Ecuentro Cientifico de Quito (28 octubre - 1 noviembre 1996)"*. EPS-ORSTOM-FUNDACYT, Quito. p. 63-73.
- Ribstein, P., Francou, B., Rigaudière, P., Saravia, R. - 1995. Variabilidad climatica y modelizacion hidrologica des Glaciar de Zongo. Bolivia. Aguas, glaciares y cambios climaticos en los Andes tropicales, seminario internacional, 13-16 de junho de 1995. La Paz (Bolivia). Ribstein, P., Francou, B. (ed.). *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* ; Lima. Vol. 24,3 p. : 639-649.
- Ribstein, P., Tiriau, E., Francou, B., Saravia, R. - 1995 . Tropical climate and glacier hydrology : a case study in Bolivia. *J. Hydrol.* 165:221-234.
- Ribstein, P., Francou, B., Coudrain-Ribstein, A., Mourguiart, P. (ed.) - 1995. Eaux, glaciers et changements climatiques dans les Andes Tropicales. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 24(3). IFEA. Lima.
- Rigaudière, P., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B., Saravia, R. - 1995. Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le glacier Zongo. Année hydrologique 1993-1994. ORSTOM. La Paz (Bolivie). p. : 69.
- Rigaudière, P., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B., Saravia, R. - 1995. Un modèle hydrologique du Glacier Zongo. Informe ORSTOM Bolivie. ORSTOM. La Paz - Bolivie. p. : 90.
- Sémiond, H., de la Cruz, A. - 1997. La red de monitoreo glacio-hidrologico en el Ecuador : invetigacion fundamental y aplicaciones. In : Galaraga, R., Ibarra, B. (ed.) *"Montañas, glaciares y cambios climáticos. Memorias des Ecuentro Cientifico de Quito (28 octubre - 1 noviembre 1996)"*. EPS-ORSTOM-FUNDACYT, Quito. p. 53-62.
- Sémiond, H., Francou, B., Ayabaca, E., de la Cruz, A., Chango, R. - 1997. El Glaciar 15 del Antizana. Investigaciones glaciológicas 1994-1997. Informe NGT, ORSTOM, Quito p. : 95.
- Tamayo, W. - 1996 . Influencia de los glaciares en el comportamiento hidrologico de cuencas de alta montaña, estudio de casos en Peru y Bolivia. mémoire, Ingénieur Civil, Universidad Nacional de Ancash "Santiago Antunez de Mayolo", Huaraz, Peru. 151 p.
- Thompson, L.G. - 1995 . Late Holocene ice core records of climate and environment from the Tropical Andes, Perú. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 24(3), p.619-629. IFEA. Lima.
- Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B., Valdivieso, H. - 1995. Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier Zongo. Année hydrologique 1994-1995. Informe n°49. ORSTOM. La Paz. p. : 82.

EL GLACIAR DE CHACALTAYA (BOLIVIA, 16°S)

I. Evolución secular de un pequeño glaciar de la Cordillera Real, Bolivia, y escenarios para el futuro.

Edson Ramirez¹, Bernard Francou², Julio Guereca³ & Javier Mendoza¹

¹IHH, La Paz, ²ORSTOM-CNRS, Quito, ³IGM, La Paz,

RESUMEN. - Varios documentos y mediciones topográficas han permitido trazar la evolución del Glaciar de Chacaltaya (5395 m snm) desde hace más de un siglo atrás: la morrena externa de la Pequeña Edad de Hielo (no datada), la morrena atribuida, por referencias históricas, a 1925, una foto aérea oblicua de 1940, una marca pintada al frente en 1982 y una foto oblicua sacada a la misma fecha, así que varios monitoreos de la superficie efectuados cada año desde 1991. Chacaltaya es representativo de los glaciares de pequeño tamaño ($< 1 \text{ km}^2$) de la Cordillera Real. El cambio de superficie ha sido relativamente moderado entre su máximo de extensión del siglo pasado y los años 1925. El retroceso se ha acelerado entre 1925 y 1940, luego se ha vuelto más lento entre 1940 y 1982. A partir de 1982, se ha observado una disminución dramática del volumen de hielo. Entre 1991 y 1996, un cambio muy significativo ha sido provocado por una serie de balances de masa negativos asociados a una fase negativa de la Oscilación Sur, de los cuales ha resultado una pérdida de más de 20 % del volumen de hielo y una reducción de 10 % de la longitud de la lengua. A partir de un sondeo por sísmica refracción efectuado en 1997, se ha estimado el espesor promedio del glaciar. Conociendo su volumen actual y extrapolando la tendencia del balance de masa de los 3 periodos conocidos, 1940-1997, 1982-1997 y 1991-1997, se presentan 3 escenarios futuros posibles para este glaciar, utilizando un modelo simple de tanque funcionando sin transferencia de masa. En todos los casos, la desaparición total del glaciar debe ocurrir en unos decenios. En conclusión, se analiza esta evolución en la perspectiva del movimiento global de deglaciación que se observa actualmente en el Trópico, con un enfoque especial sobre los Andes Centrales.

II. Respuesta del Glaciar de Chacaltaya la variabilidad climática relacionada con las fases de la Oscilación Sur del periodo 1991-97

Bernard Francou¹, Edson Ramirez², Javier Mendoza², Guillermina Miranda³,
Julio Guereca⁴ & Luis Noriega⁵

¹ ORSTOM-CNRS, Quito, ² IHH, La Paz, ³ IE, La Paz, ⁴ IGM, La Paz, ⁵ SENAMHI, La Paz

RESUMEN EXTENDIDO. - El inicio del programa de monitoreo del Glaciar de Chacaltaya en 1991 ha correspondido con *la fase negativa de la Oscilación Sur (OS) de 1991-1996* en el Pacífico, una de las más largas del siglo. Un evento ENOS (El Niño Oscilación Sur) de fuerte intensidad ha ocurrido en 1991-92, seguido por otros eventos cálidos de menor grado de intensidad de 1993 a 1995. Este periodo concluyó en 1996 por un breve evento frío, marcado por una significativa disminución de las temperaturas superficiales del océano en las zonas Niño 1-2 y 3 y un aumento del Índice de Oscilación Sur (figura 1).

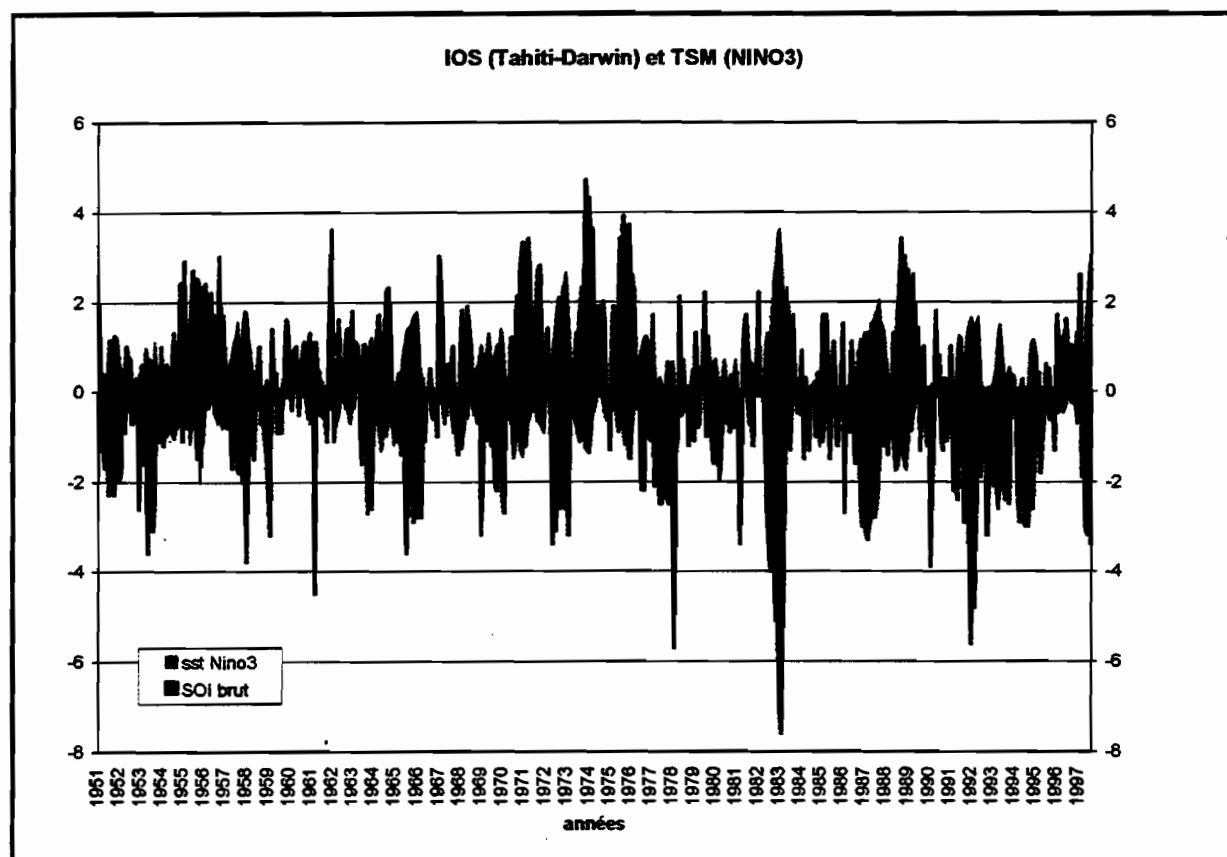


Figura 1 : Temperatura del mar en la zona Niño 3 del Pacífico y Índice de Oscilación de Sur. Periodo Enero 1951-octubre 1997.

Durante los años 1992-1996, se ha registrado sobre el glaciar *una serie de balances de masa negativos*. El glaciar en 5 años ha sufrido una pérdida neta de más de 5 metros de agua y su frente ha retrocedido de más de 50 m (figura 2 ; Cuadro 1). Este periodo es excepcional, ya que ha provocado una disminución del volumen total de hielo de 20 % y una reducción de longitud de la lengua del glaciar de 10 %. El ciclo 1996-97 concluye con un balance de masa más equilibrado. En el detalle, se nota que solo el ciclo 1992-93 ha tenido un balance ligeramente positivo. Esta respuesta confirma el fuerte impacto de los eventos cálidos del

Pacífico sobre los glaciares de los Andes centrales (Francou *et al.*, 1995 ; Ribstein *et al.*, 1995).

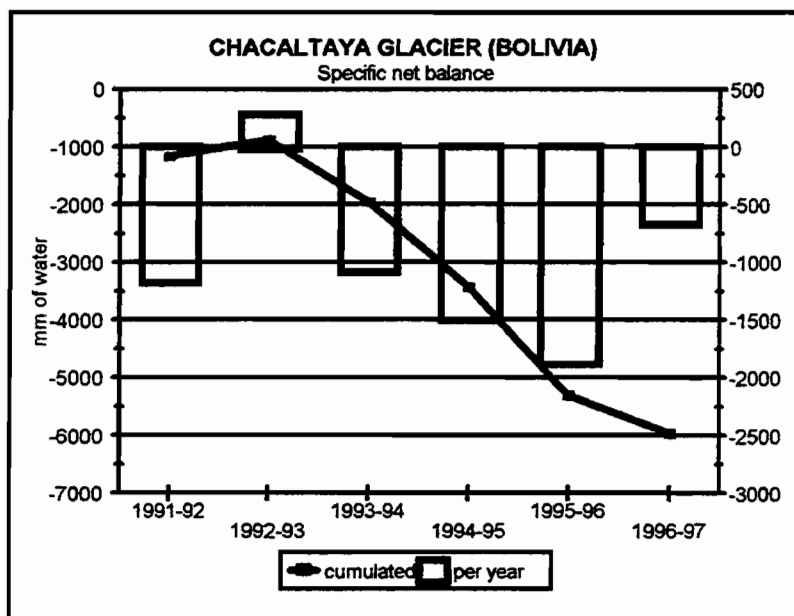


Figura 2 : Balance neto específico del Glaciar de Chacaltaya de 1991 a 1997.

Cuadro 1: Principales parámetros de evolución del Glaciar de Chacaltaya de 1991 a 1997

	Bn (2)	$\Sigma\beta$ (3)	P (4)	A (5)	ELA (6)	AAR (7)	Term. (8)	Σ Term. (9)
ANOS (1)	mm	mm	mm	mm	msnm	%	m	m
1991-92	-1166	-1166	-	-	5371	0	-5.0	-5.0
1992-93	277	-889	-	-	5180	83	-4.7	-9.7
1993-94	-1080	-1969	710	1790	5369	3	-4.6	-14.3
1994-95	-1470	-3439	690	2160	5368	2	-17.6	-31.9
1995-96	-1874	-5313	615	2489	5454	0	-24.4	-56.3
1996-97	-659	-5972	800	1459	5322	10	0	-56.3

(1) Año hidrológico (Sep-Ago.)	(6) Altitud de la línea de equilibrio (ELA), obtenida por regresión
(2) Balance neto específico	(7) Razón de la zona de acumulación (Accumulation Area Ratio)
(3) (2) acumulado	(8) Movimientos del término
(4) Precipitaciones cerca del glaciar (P7)	(9) (8) acumulado
(5) Ablación específica ($A = P - Bn$)	

La altitud de la línea de equilibrio (*ELA : Equilibrium Line Altitude*) ha mostrado una variación importante (figura 3). Durante los años 1992-96, con la excepción del ciclo 1992-93, la ELA se ha ubicado muy alto, cerca de la cumbre (5370 m snm) o más arriba. El glaciar se ha encontrado entonces sobre toda su superficie con un balance negativo, situación que acelera su recesión. Se nota que sobre el Glaciar de Zongo (6000 m snm), un glaciar ubicado a 40 km, de distancia, pero más extenso y con otra orientación, la ELA ha tenido una evolución bastante parecida.

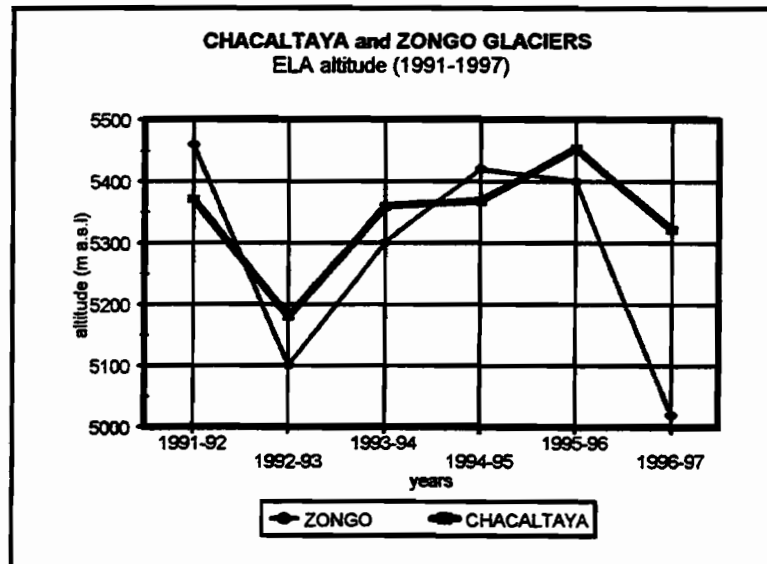


Figura 3 : Variación de la altitud de la línea de equilibrio (ELA) en Chacaltaya y Zongo (Bolivia)

A nivel mensual, el valor del balance del año depende principalmente de la ablación ocurriendo durante los meses de septiembre a enero (figura 4): es un periodo con precipitaciones escasas donde el glaciar, expuesto al Sur, recibe la mayor cantidad de energía.

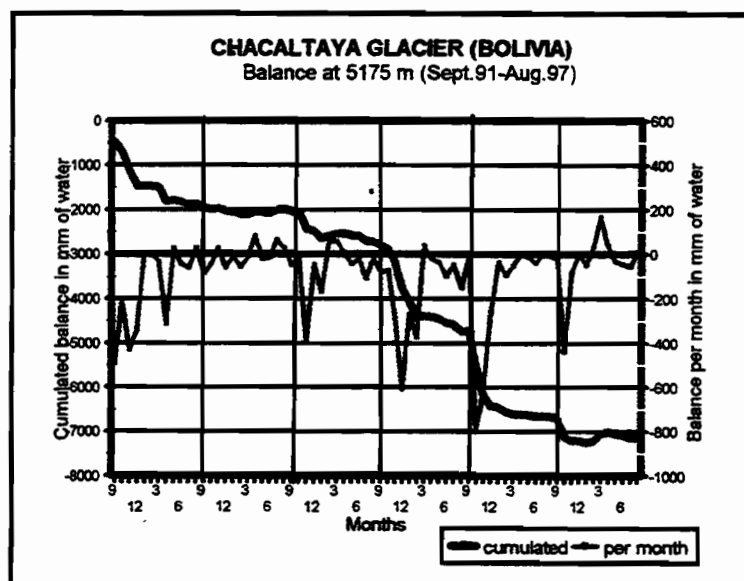


Figura 3 : Balance en la zona de ablación del Glaciar de Chacaltaya

Durante los años de la fase cálida del Pacífico, el glaciar pierde por ablación un total de más de 2000 mm de agua durante este periodo, sea el doble de los años normales. La ablación resulta máxima cuando el glaciar, al salir de la estación seca invernal, se encuentra sin cobertura de nieve y con un *albedo* bajo.

Los datos multidecenales de temperatura y de precipitación recién procesados de la estación del Observatorio de Chacaltaya (5260 m snm), muestran claramente un aumento de temperatura y una disminución de las precipitaciones durante los eventos ENOS. Esas variables proporcionan un cierto grado de explicación de la variabilidad del balance de masa.

REFERENCIAS

- Francou, B., Ribstein, P., Sémiond, H. Portocarrero, C. & Rogriguez, A, 1995 :** Balances glaciares y clima en Bolivia y Perú. Impactos de los eventos ENSO.
Séminaire "Eaux, Glaciers et Changements Climatiques dans les Andes Tropicales (Cordillères et Altiplano)", La Paz, 13-16 Juin 1995, Bulletin de l'IFEA, 24 (3) :661-670..
- Francou, B., Guereca, J., Mendoza, J., Miranda, G., Noriega. E. & Ramirez, E., in prensa :** El Glaciar de Chacaltaya, Cordillera Real, Bolivia : investigaciones glaciológicas (1991-1997).
Informe NGT, ORSTOM, La Paz.
- Ribstein, P., Tiriau, E.,Francou, B. & Saravia, R., 1995 :** Tropical climate and glacier hydrology. A case study in Bolivia.
Journal of Hydrology, 165 : 221-234

EVENEMENTS ENSO ET HYDROLOGIE DE GLACIERS EN BOLIVIE

Pierre RIBSTEIN, ORSTOM, Laboratoire de Géologie Appliquée, case 123, 4 place Jussieu, 75252 PARIS cedex 05, FRANCE
 Bernard FRANCOU, ORSTOM, San Ignacio 601 y Humbolt, Apartado Postal 1711 6596, Quito, EQUATEUR
 Bernard POUYAUD, ORSTOM, CP 9214, La Paz, BOLIVIE
 Willy TAMAYO, Huaraz, PEROU.

Le phénomène El Niño Southern Oscillation / ENSO est une des principales causes de la variabilité climatique inter-annuelle à l'échelle de la planète. Associés, dans la zone intertropicale, à des changements importants dans le régime des précipitations et des températures, les événements ENSO ont une grande influence sur le fonctionnement des glaciers tropicaux et les ressources en eau correspondantes. Initié en 1991 par l'ORSTOM et ses partenaires dans la Cordillère Royale de Bolivie (16°S), le programme de recherche intitulé « Neiges et Glaciers Tropicaux » cherche à mieux comprendre l'impact de la variabilité climatique sur le fonctionnement des glaciers tropicaux. L'analyse des conséquences des événements ENSO sur l'hydrologie des bassins versants englacés est un objectif important de ce programme.

Les écoulements ont été mesurés à l'exutoire des deux bassins versants englacés du Zongo et du Charquini dans la Cordillère Royale. Ces mesures, associées aux données recueillies par la COBEE (Compañía Boliviana de Energía Eléctrica) pour la gestion d'ouvrages hydroélectriques, ont permis la reconstitution de séries de débits pour les deux bassins sur plus de 20 ans. Les deux bassins versants, situés à peu de distance l'un de l'autre et présentant des superficies comparables (environ 3 km²), se différencient nettement par le pourcentage de surfaces englacées : il y a 75 % de la superficie occupée par des glaciers pour le bassin du Zongo, alors qu'il n'y a que 11 % de glaciers au Charquini.

L'analyse des séries climatiques des Andes boliviennes révèle que la plupart des situations El Niño se caractérisent par une diminution des précipitations et par une augmentation des températures, deux facteurs favorables à la fusion des glaciers et défavorables à l'écoulement hors glaciers. Les séries de débits reconstituées montrent effectivement des comportements opposés des deux bassins versants : les débits à l'exutoire du Zongo augmentent en situations ENSO, alors que ceux du Charquini diminuent. Ces comportements opposés s'expliquent par les pourcentages de surfaces englacées.

Les carottes de glaces prélevées par L.G. Thompson (Ohio State University) sur les calottes glaciaires des Andes (Quelccaya et Huascarán au Pérou) ainsi que celles, courtes et portant sur les dernières décennies, prélevées par notre équipe, mettent en évidence des bilans nets d'accumulation particulièrement négatifs lors de phénomènes El Niño. Ces bilans nets négatifs, c'est-à-dire diminution de l'accumulation et augmentation de l'ablation, sont en concordance avec l'augmentation de fusion révélée par l'analyse des séries hydrologiques présentées dans cet exposé.

Pierre RIBSTEIN
 ORSTOM

Laboratoire de Géologie Appliquée, case 123
 4, place Jussieu, 75252 PARIS cedex 05 (FRANCE)
 Tel : (33) 01 44 27 51 32 Fax : (33) 01 44 27 51 25

email: ribstein@biogeodis.jussieu.fr
 ou ribstein@paris.orstom.fr

Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de Chile Central, durante el invierno austral

Fernando Escobar¹ y Patricio Aceituno²

(1) Dirección General de Aguas (DGA). Ministerio de Obras Públicas, Chile.

(2) Departamento de Geofísica. Universidad de Chile.

Resumen

Se analiza la influencia del fenómeno El Niño/Oscilación del Sur (ENSO) sobre la precipitación nival en los Andes de Chile central durante el invierno, utilizando información de rutas de nieve localizadas entre 30° y 38° S, y la anomalía de temperatura superficial del mar (TSM) en la región Niño 3 como un indicador de la magnitud de los eventos cálidos y fríos en el Pacífico ecuatorial central. En la región al norte de 35° S la acumulación de nieve durante el invierno es superior a lo normal cuando la magnitud de la anomalía media de TSM en el periodo Mayo - Agosto supera +1.0° C. En este mismo sector se verifica que durante los inviernos caracterizados por una anomalía de TSM inferior a -0.5° C suele registrarse una precipitación nival inferior a lo normal. En el sector al sur de los 35° S la influencia del fenómeno ENSO sobre la acumulación de nieve durante el invierno no es significativa.

Abstract

The influence of El Niño/Southern Oscillation phenomenon (ENSO) on winter snow accumulation over the subtropical Andes in Central Chile is analyzed using records of snow accumulation at specific sites between 30° S and 38° S and the sea surface temperature (SST) anomaly in the región Niño 3 as an index for the intensity of warm and cold episodes in the central equatorial Pacific. Anomalously large snow accumulation tend to occur in the andean sector to the north of 35° S when the magnitude of a positive SST anomaly surpasses +1.0°C in the austral winter (May-August). On the contrary, less than normal snow accumulation is generally observed in this sector when the magnitude of a negative SST anomaly exceeds -0.5° C. No significant signal associated to ENSO was detected in the winter snow accumulation at andean sites to the south of 35° S.

1. Introducción

El régimen pluviométrico en la región central de Chile (30° S - 40° S) está determinado por eventos de precipitación que ocurren principalmente durante el invierno austral (Mayo - Septiembre) como resultado de la migración estacional

hacia el norte del anticiclón subtropical del Pacífico suroriental y de los sistemas de bajas presiones circumpolares y frentes asociados. La precipitación es generalmente de tipo frontal, por lo cual las anomalías pluviométricas estacionales y anuales tienen una considerable coherencia espacial. A partir de un determinado nivel en el sector andino la precipitación cae en forma de nieve. En los sitios donde la temperatura del aire se mantiene por debajo de 0°C durante el invierno la cubierta nival muestra una baja tasa de fusión, produciéndose un proceso de acumulación como resultado de los sucesivos eventos de precipitación.

La variabilidad interanual de la precipitación en la región central de Chile es relativamente alta, debido al carácter intermedio del régimen pluviométrico entre la condición extremadamente árida al norte de 25°S y el clima húmedo al sur de 40°S . Diversos estudios han verificado que esta variabilidad se encuentra parcialmente condicionada por la ocurrencia de las fases extremas de la Oscilación del Sur correspondientes a los fenómenos El Niño y La Niña (Aceituno, 1988; Rutllant y Fuenzalida, 1991). Así, las anomalías positivas de TSM durante un evento El Niño se asocian con una tendencia a excesos pluviométricos (ejemplos de tal situación son los inviernos de 1972, 1982, 1987 y 1997) mientras que la presencia de anomalías térmicas negativas (fenómeno La Niña) se asocia por lo general con déficit de lluvias, tales como el observado en 1988. Estudios del comportamiento de los caudales de deshielo primaveral y estival en la región andina de Chile central entre 29°S y 39°S confirmaron la relación descrita para el régimen pluviométrico, indicando que ésta es significativa en la región al norte de los 35°S (Aceituno y Vidal, 1990).

El objetivo de este estudio es complementar los resultados de trabajos previos sobre la influencia del fenómeno El Niño/Oscilación del Sur en el régimen pluviométrico (Pittock, 1980; Aceituno, 1988; Rutllant y Fuenzalida, 1991) y fluviométrico (Aceituno y Vidal, 1990; Aceituno y Garreaud, 1995) de la región central de Chile, analizando la influencia de este fenómeno sobre la acumulación de nieve en el sector andino, durante el invierno austral.

2. Datos

Se consideró la información recopilada en 17 rutas de nieve entre 30°S (cuenca del río Elqui) y 37.5°S (cuenca del río Bio-Bio), a cargo de la Dirección General de Aguas (DGA) del Ministerio de Obras Públicas y de la Empresa Nacional de Electricidad (ENDESA) (Tabla 1 y Fig. 1). Cada ruta corresponde a un arreglo lineal de a lo menos 5 postes instalados en un lugar relativamente plano, protegido de la radiación solar directa (ladera sur en el Hemisferio Sur) y del viento, y en un nivel por encima del nivel de la isoterma 0°C durante el invierno.

En cada observación, la cual se realiza con una periodicidad aproximadamente mensual, se realizan muestreos de la altura de nieve acumulada sobre el terreno y su

equivalente en agua expresado en mm. Este procedimiento se lleva a cabo mediante testigos obtenidos con un instrumento especialmente diseñado para este efecto denominado equipo Monterrosa.

Para la estimación del equivalente en agua acumulado durante el periodo invernal se considera el valor máximo obtenido en las distintas observaciones realizadas durante la temporada invernal. Se ha determinado que este valor muestra una buena correlación con los caudales de deshielo primaveral y estival en la cuenca donde se encuentra la ruta de nieve.

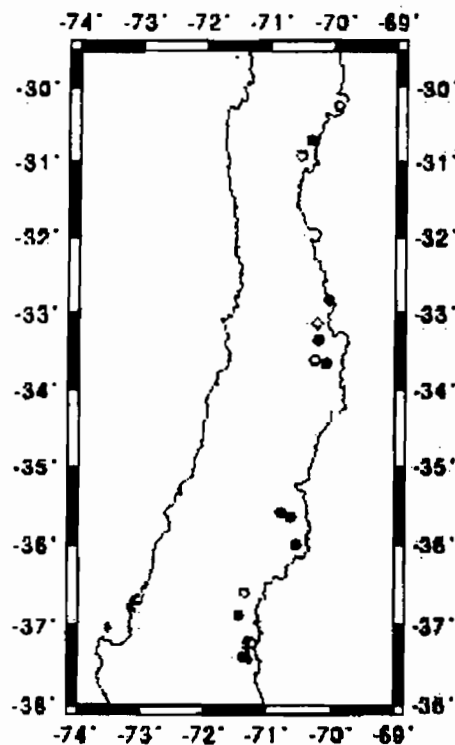


Fig. 1. Localización de las rutas de nieve consideradas en el estudio. Los círculos blancos indican aquellas con registros superiores a 30 años.

En la Tabla 1 se indican las características geográficas de cada ruta y el periodo con información disponible. Los valores faltantes fueron rellenados en base a información extrapolada desde rutas vecinas o inferidos a partir de la relación existente con registros fluviométricos de puntos cercanos. La elevación de las rutas sobre el nivel del mar disminuye de norte a sur, en forma consistente con la variación latitudinal de la altura de la línea de nieve y de la isoterma 0°C. La extensión de los registros es variable siendo Portillo, en la cuenca del Aconcagua, y Alto Mallines, en la del Bio-Bio, las que tienen el registro más extenso (47 años) y el más breve (22 años), respectivamente.

Tabla 1 : Características de las rutas de nieve seleccionadas.

	Ruta de nieve	Cuenca	latitud	longitud	altura m.s.n.m.	período de registro
1	Cerro Olivares	Elqui	30° 15'	69° 57'	3.600	1974-97
2	Quebrada Larga	Limarí	30° 43'	70° 22'	3.500	1956-97
3	Cerro Vega Negra	Limarí	30° 55'	70° 31'	3.600	1972-97
4	Portillo	Aconcagua	32° 50'	70° 07'	3.000	1951-97
5	Cerro Negro	Aconcagua	33° 08'	70° 16'	3.450	1971-97
6	Barros Negros	Maipo	33° 21'	70° 15'	3.380	1965-97
7	Rodeo Alfaro	Maipo	33° 37'	70° 18'	2.200	1967-94
8	Laguna Negra	Maipo	33° 40'	70° 07'	2.760	1965-97
9	Calabozo	Maule	35° 36'	70° 36'	1.850	1957-97
10	Meseta Barroso	Maule	35° 39'	70° 39'	2.350	1967-97
11	Lo Aguirre	Maule	36° 00'	70° 34'	2.000	1953-97
12	Cerro La Gloria	Itata	36° 36'	71° 22'	1.500	1969-97
13	Volcán Chillán	Itata	36° 51'	71° 25'	1.923	1966-97
14	Las Quemazones	Itata	36° 53'	71° 27'	1.650	1967-97
15	Alto Mallines	Bío-Bío	37° 14'	71° 14'	1.720	1975-97
16	Punta Chillán	Bío-Bío	37° 12'	71° 18'	1.380	1960-97
17	Meseta El Toro	Bío-Bío	37° 24'	71° 23'	1.450	1956-97

Nota: Las rutas 9, 10, 11, 15, 16 y 17 pertenecen a ENDESA. Las restantes pertenecen a la DGA-MOP.

Como un indicador de la variabilidad interanual del sistema océano-atmósfera en el Pacífico ecuatorial durante el invierno austral se consideró el promedio de la anomalía mensual de TSM en la región Niño 3 (5° N - 5° S, 150° W - 90° W) entre Mayo y Agosto en el periodo 1951-1997.

3. Metodología

Estudios observacionales han demostrado que el impacto de las condiciones térmicas anómalas en el Pacífico ecuatorial sobre el régimen pluviométrico de la región central de Chile se manifiesta sólo cuando las anomalías positivas (fenómeno El Niño) y negativas (fenómeno La Niña) de la TSM superan una cierta magnitud (Aceituno y Montecinos, 1996). De este modo, en los inviernos cuando la anomalía media de TSM en la región Niño 3 se encuentra en el intervalo -0.5° C a +1.0 °C la relación TSM - precipitación no es significativa. Por otra parte, durante los inviernos cuando la anomalía térmica oceánica es superior a +1.0 °C la precipitación se concentra en el segundo y tercer tercil de la distribución estadística, en tanto que durante los inviernos cuando la anomalía de TSM es inferior a -0.5° C las lluvias invernales son por lo general inferiores a lo normal.

Considerando estos resultados, se analiza la acumulación de nieve en las rutas especificadas en la Tabla 1 durante inviernos que coinciden con eventos El Niño y

La Niña. Para los efectos de este estudio se consideran sólo aquellos episodios en los cuales la anomalía media de TSM en la región Niño 3 fue superior a $+1.0^{\circ}\text{C}$ (caso de El Niño) o inferior a -0.5°C (caso de La Niña) en el periodo Mayo - Agosto. De acuerdo a esta clasificación se consideraron 8 inviernos con condiciones La Niña (años 1954, 1955, 1964, 1970, 1973, 1975, 1985 y 1988) y 8 inviernos con condiciones El Niño (años 1957, 1965, 1972, 1982, 1983, 1987, 1991 y 1997).

Para cada invierno en los dos grupos de años correspondientes a condiciones de El Niño y La Niña se analizó el equivalente en agua acumulado en cada ruta, clasificándolo en categorías definidas como bajo lo normal (BN), normal (N) y sobre lo normal (SN). Estas fueron definidas de acuerdo a los límites establecidos para el primer, segundo y tercer tercil de la distribución estadística del registro disponible de precipitación nival, mediante el uso de una curva suavizada de la función de distribución acumulada empírica calculada según la fórmula de Weibull.

4. Resultados

La frecuencia de acumulación de nieve en las categorías sobre lo normal (SN), normal (N), y bajo lo normal (BN) durante los inviernos con condiciones El Niño y La Niña se indica en forma absoluta en la Tabla 2, y en forma relativa en la Fig. 2.

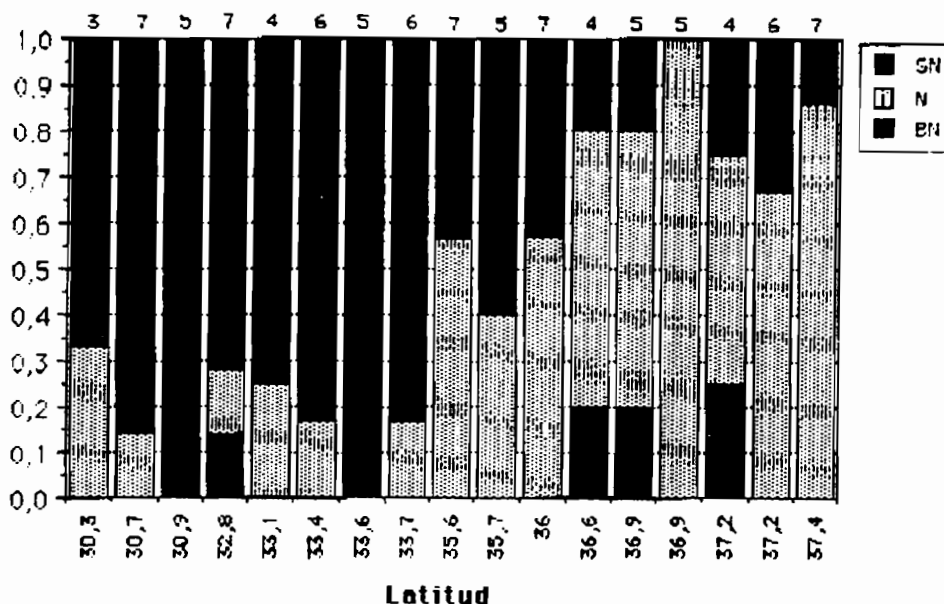
En términos generales, se advierte que durante los inviernos dominados por una condición El Niño, la acumulación de nieve en las cuencas de Elqui al Maipo es anormalmente alta, siendo la categoría SN la más frecuente. En dos rutas (Cerro Vega Negra y Rodeo Alfaro) esta categoría fue observada en todos los casos. Por otra parte, y con la única excepción de un caso en la ruta Portillo, en ninguno de estos inviernos la acumulación de nieve estuvo en la categoría BN. En las cuencas más australes (Maule, Itata y Bio-Bio) la señal no es tan clara, aumentando la frecuencia de inviernos catalogados como normales en cuanto a acumulación nival, aunque de todos modos resulta muy infrecuente que un invierno con una condición El Niño tenga una acumulación de nieve en la categoría BN.

Respecto a la situación durante los inviernos caracterizados por una condición anormalmente fría en el Pacífico ecuatorial (eventos La Niña) tanto la Tabla 2 como la Fig. 2 muestran que en las rutas del Elqui al Maipo la acumulación de nieve invernal se da en las categorías BN y N, sin que se haya registrado en ninguna oportunidad una acumulación superior a lo normal.

Los resultados expuestos confirman la significativa relación existente entre las fases extremas de oscilación del sistema océano - atmósfera en el Pacífico ecuatorial central y la variabilidad interanual de la precipitación invernal en la región centro - norte de Chile central. En la medida que los pronósticos de las anomalías de TSM en el Pacífico ecuatorial se hagan más certeros, será posible determinar anticipadamente los escenarios más probables en cuanto a la acumulación de nieve durante el

invierno, lo cual tiene un impacto significativo en la planificación de los diversos usos del recurso hídrico (riego, agua potable, hidro-electricidad, etc.).

a) Condición El Niño



b) Condición La Niña

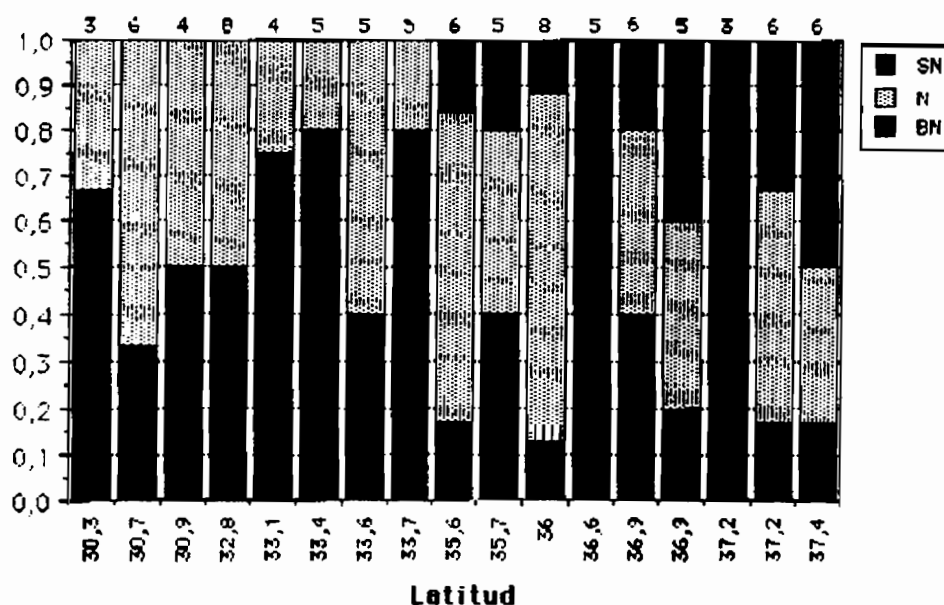


Fig. 2. Frecuencia porcentual de ocurrencia de categorías BN, N y SN en la acumulación de nieve en las diferentes rutas durante inviernos con condición El Niño (anomalía de TSM superior a +1.0 °C en la región Niño 3 durante Mayo - Agosto) e inviernos con condición La Niña (anomalía de TSM inferior a -0.5° C). Los números pequeños en la parte superior de cada panel indican el número de eventos El Niño o La Niña considerados.

Tabla 2: Frecuencia de ocurrencia de acumulación de nieve sobre lo normal (SN), normal (N) y bajo lo normal (BN) durante inviernos cuando en el periodo Mayo - Agosto la anomalía de TSM en la región Niño 3 fue superior a +1.0 C (caso El Niño) o inferior a -0.5 C (caso La Niña).

Ruta	EL NIÑO			LA NIÑA		
	BN	N	SN	BN	N	SN
1 Cerro Olivares	0	1	2	2	1	0
2 Quebrada Larga	0	1	6	2	4	0
3 Cerro Vega Negra	0	0	5	2	2	0
4 Portillo	1	1	5	4	4	0
5 Cerro Negro	0	1	3	3	1	0
6 Barros Negros	0	1	5	4	1	0
7 Rodeo Alfaro	0	0	5	2	3	0
8 Laguna Negra	0	1	5	4	1	0
9 Calabozo	0	4	3	1	4	1
10 Meseta Barroso	0	2	3	2	2	1
11 Lo Aguirre	0	4	3	1	6	1
12 Cerro La Gloria	1	3	1	2	0	3
13 Volcán Chillán	1	3	1	2	2	1
14 Las Quemazones	0	5	0	1	2	2
15 Alto Mallines	1	2	1	1	0	2
16 Punta Chillán	0	4	2	1	3	2
17 Meseta El Toro	0	6	1	1	2	3

Nota: Las rutas 9, 10, 11, 15, 16 y 17 pertenecen a ENDESA. Las restantes pertenecen a la DGA-MOP.

5. Agradecimientos

Se reconoce el valioso aporte al conocimiento que han realizado los profesionales de la Dirección General de Aguas y de ENDESA responsables de las observaciones en las rutas de nieve. Este trabajo es parte de un esfuerzo financiado por el proyecto Fondecyt No. 1961110 para analizar la predictabilidad estacional de la precipitación en Chile Central.

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. y F. Vidal, 1990: Variabilidad interanual en el caudal de ríos andinos en Chile central en relación con la temperatura superficial del mar en el Pacífico ecuatorial central. Rev. Soc. Chilena de Ing. Hidráulica, 5, 7-19.

Aceituno, P. y R. Garreaud, 1995: Impacto de los fenómenos El Niño y La Niña en regímenes fluviométricos andinos. *Revista Sociedad Chilena Ingeniería Hidráulica*, 10(2), 33-43.

Aceituno, P. y A. Montecinos, 1996: Assessing upper limits of seasonal predictability of rainfall in central Chile based on SST in the equatorial Pacific. *Experimental Long-lead Forecast Bulletin*, 5(2), 37-40. Noviembre 1994, Santiago, Chile.

Pittock, A.B., 1980: Patterns of climatic variation in Argentina and Chile. I. Precipitation, 1931-60. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1347-1361.

Rutllant J. y H. Fuenzalida, 1991: Synoptics aspects of central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *Int. J. of Climatology*, 11, 63-76.

EL GLACIAR 15α DEL ANTIZANA (ECUADOR)

Balance de masa y evolución del término (1994-1997)

Ing. H.Sémiond (IFEA), Dr. B.Francou (ORSTOM), Dr. E.Ayabaca (EMAAP-Q),
Ing.G.Gomez (INAMHI), Dr. R. Galarraga (EPN),
Ing. A. de la Cruz (EMAAP-Q) & Ing. R. Chango (INAMHI)

RESUMEN DE POSTER. - El GLACIAR ANTIZANA 15α ($0^{\circ}28'30''S$; $78^{\circ}08'55''O$; 5760-4800 msnm) hace parte de la red de monitoreo de glaciares instalada por el ORSTOM y sus contrapartes regionales en los Andes tropicales : Bolivia ($16^{\circ}S$), Perú ($8^{\circ}S$), Ecuador (0°) (fig.1)

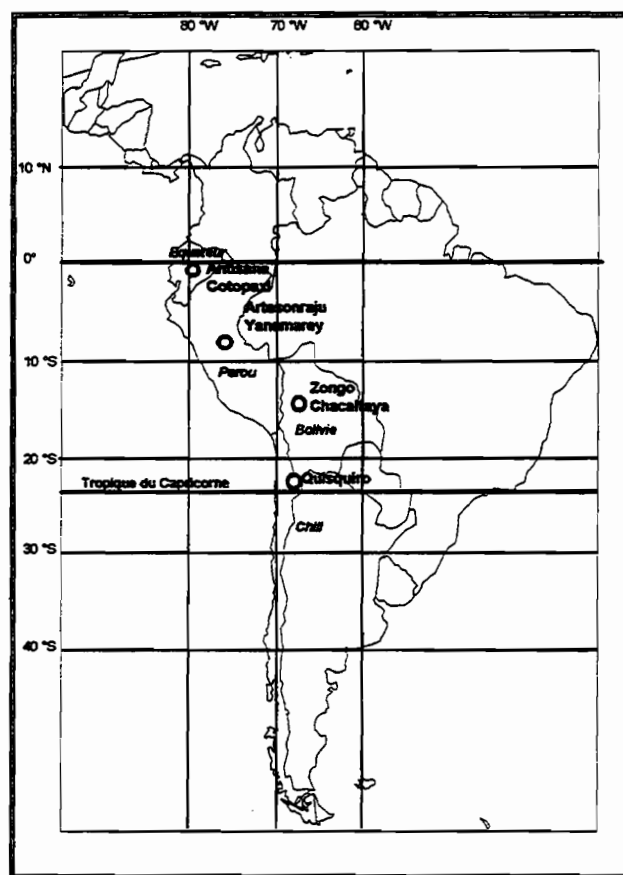


Figure 1 : El dispositivo regional de monitoreo de glaciares en los Andes Centrales. Quisquiri, al Sur, se encuentra en una zona de permafrost.

LA ZONA DEL ANTIZANA está directamente sometida a la influencia amazónica. Las aguas de los glaciares son recuperadas por el sistema hidráulico que abastece de agua potable a la ciudad de Quito (proyecto La Mica - Quito Sur).

El **GLACIAR 15α** ha sido equipado a partir de Junio de 1994 para proporcionar datos de balance (balance de masa y balance hidrológico) (fig.2). Dos años completos son disponibles, 1995 y 1996.

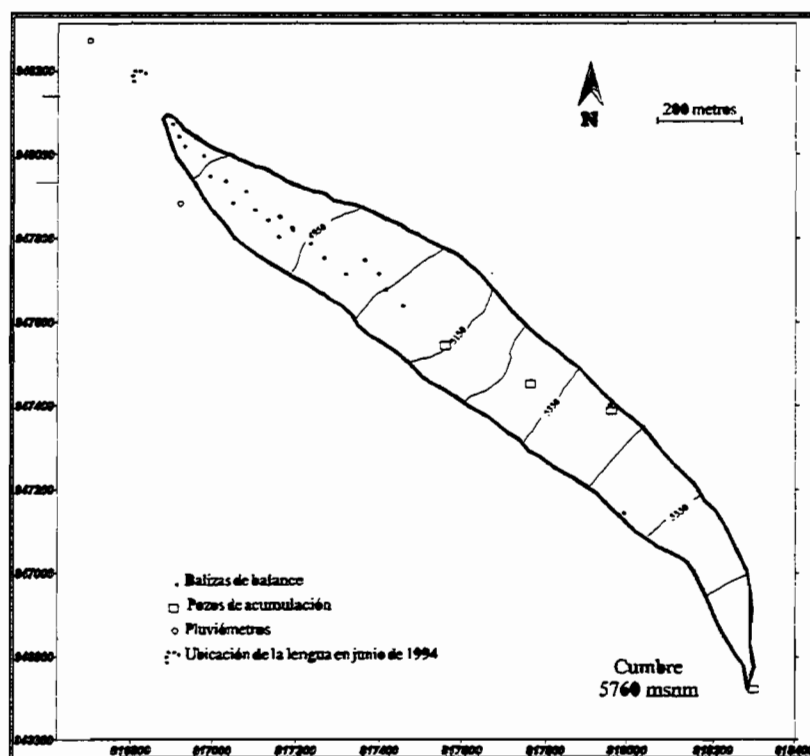


Figura 2 : El Glaciar 15α del Antizana y los equipos instalados (situación en 1996)

El **RETROCESO DEL FRENTE DEL GLACIAR 15α**, medido a partir de Junio de 1994, aparece actualmente como **muy rápido** (- 133 m en 3 años). Este ritmo se compara a algunos glaciares de la Cordillera Blanca (Perú). Por lo tanto, son las zonas más húmedas de los Andes Centrales que conocen los cambios de volumen de hielo más importantes (Cuadro 1). Es probable que los glaciares del Ecuador hayan acelerado su retroceso desde el inicio de los años 1980, como lo que ha ocurrido en todos los sectores de los Andes Centrales donde se disponen de mediciones regulares.

años (1)	1992	1993	1994	1995	1996	1997	Long. total
Antizana 15a	-	-	-	-61.5	-28.2	-27.4	2.0 km
Zongo	-12.3	1.1	-10.2	-6.4	-11.8	-	3.0 km
Chacaltaya	-5.2	-4.7	-4.6	-17.6	-24.4	0	0.6 km

(1) año hidrológico : - Chacaltaya y Zongo Bolivia) : 1992 = SEP.91-AGO.92
 - Antizana : 1995 = ENE-DIC

Cuadro 1 : Valores del retroceso medidos en el frente de 3 glaciares monitoreados de los Andes Centrales (datos ORSTOM y contrapartes)

BALANCE DE MASA : 1995 y 1996

Dos años de medición son suficientes para demostrar la gran variabilidad del clima del Ecuador y su efecto sobre los glaciares. En 1995, el glaciar ha perdido más de 2 veces lo que ha recibido por las precipitaciones y 65% de su superficie han tenido un balance negativo. 1996 aparece más equilibrado y casi 60% de su superficie tienen un balance positivo (cuadro 2).

año (1)	B_n (2)	ΣB_n (3)	A (4)	B_{ter} (5)	B_{sum} (6)	ELA (7)	AAR (8)	Prec. (9)	Tér. (10)
1995	-1880	-1880	2590	-7700	+654	5370	35	710	-28.2
1996	-359	-2239	1189	-4530	+826	5100	57	830	-27.4

- (1) Año hidrológico (enero-diciembre)
 (2) Balance neto específico (en mm de agua)
 (3) Balance neto específico (2) acumulado
 (4) Ablación específica : $A = P - B_n$ (en mm de agua)
 (5) Balance a nivel del frente (en mm de agua)
 (6) Balance a nivel de la cumbre del Antizana (en mm de agua)
 (7) Equilibrium Line Altitude (en metros sum)
 (8) Accumulation Area Ratio (en %)
 (9) Precipitaciones $P = [(P1 + P2)/2]$ (en mm de agua)
 (10) Fluctuaciones del término, medición directa (en metros) : 2/95-8/96 y 8/96-9/97

Cuadro 2 : Datos del balance y evolución del término en 1995 y 1996

El balance en función de las cotas (fig.3) tiene una curva de forma parecida durante los años de registro. Como en la mayoría de los glaciares tropicales, el **gradiente del balance** en la zona de ablación ($\delta b_s / \delta z_s$) tiene un valor muy elevado : $> 20 \text{ mm/m}$ de equivalente de agua

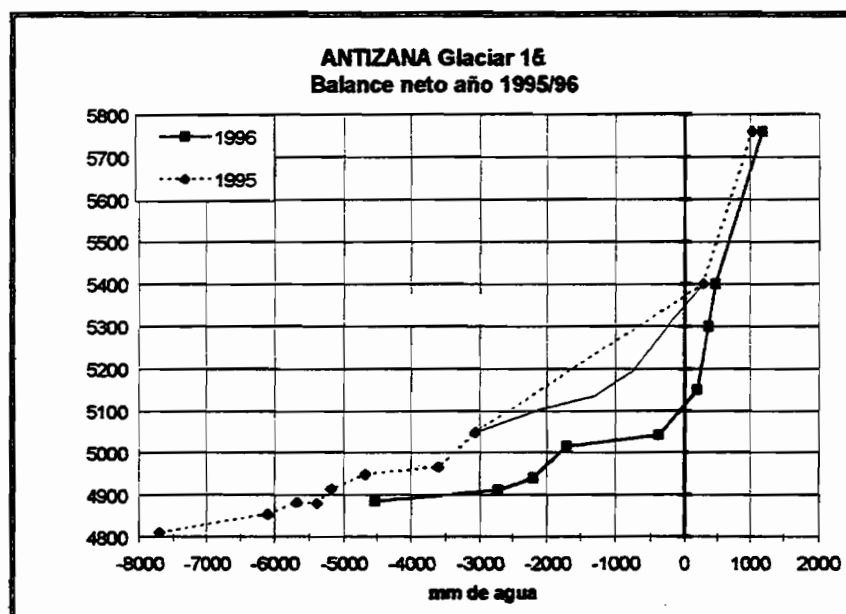


Figura 3 : El balance en función del altitud. La curva de 1995 fué cambiada entre 5050 m y 5400 m según el trazado obtenido en 1996 con más puntos de medición.

La **ABLACION** [$A = \text{Precipitaciones medidas a nivel del glaciar} - \text{Balance neto}$] obtenida a nivel mensual en la parte inferior (por debajo de la línea de equilibrio) del glaciar (figura 4) muestra una grande diferencia según los años: en 1995, el máximo de ablación ha aparecido durante los equinoccios, cuando un máximo de energía radiativa está llegando encima de la tropósfera; en 1996, el coincide más bien con el período de aporte mínimo. Esta diferencia se debe a la variabilidad de la nubosidad y de las precipitaciones sobre el glaciar.

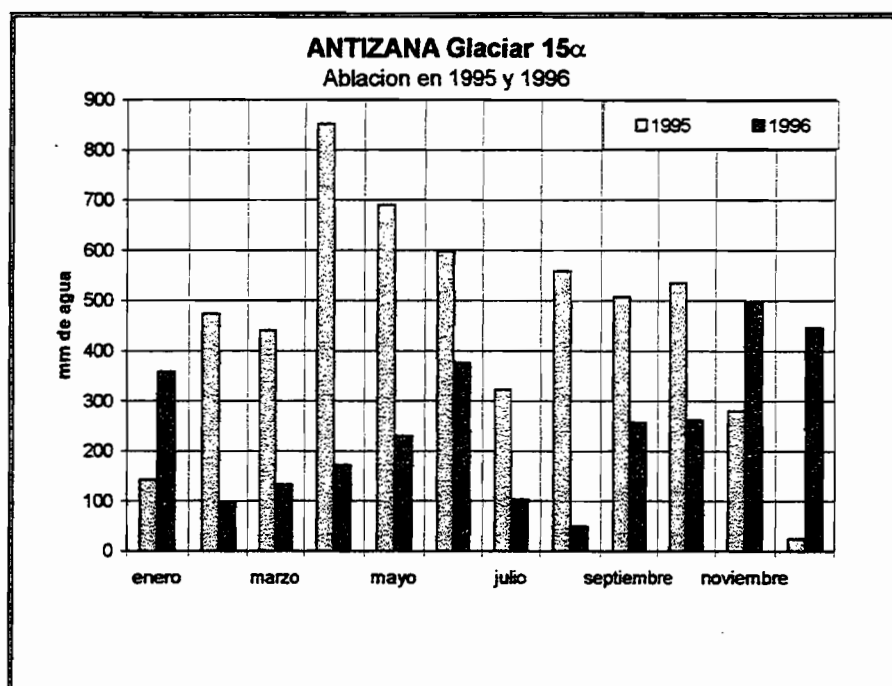


Figura 4 : Distribución mensual de la ablación sobre el glaciar por debajo de la línea de equilibrio

CONCLUSIÓN

El **GLACIAR ANTIZANA 15α** ha sido el primer glaciar equipado en el Ecuador para proporcionar regularmente datos de balance de masa. Proximamente, con los nuevos equipos, se podrá estimar el balance hidrológico y, puntualmente, el balance energético.

En el Ecuador, un programa tal como esto es una necesidad y debe ser extendido a otros nevados. Esos estudios tienen aplicaciones importantes en los campos siguientes :

- El **cambio climático global** : los glaciares son indicadores muy sensibles de la evolución del clima a largo plazo y de su variabilidad a escala infradecenal (fenómenos El Niño).
- Los **recursos hídricos** : las aguas glaciares tienen un alto valor económico.
- La **defensa civil** : muchos glaciares son ubicados sobre volcanos activos (Antizana, Cotopaxi, Cayambe). y los riegos de lahares son elevados.

BIBLIOGRAFIA

Sémiond, H., Francou, B., Ayabaca, E., de la Cruz, A., Chango, R., 1997.
El Glaciar 15 del Antizana. Investigaciones Glaciológicas 1994-1997.
Informe NGT, Orstom, Quito : 95p.

LE GLACIER DE SARENNES

Un Bassin Versant de Recherche et d'Expérimentation (BVRE) nivo-glaciaire

François Valla

CEMAGREF-ETNA. BP 76 F 38402 Saint-Martin d'Hères

francois.valla@grenoble.cemagref.fr

Il existe dans les Alpes françaises, 30 km à l'Est de Grenoble, un glacier de petite taille qui a retenu l'attention des glaciologues. Il s'agit du Glacier de Sarnnes (45°6'N, 6°8'E, exposition Sud et altitudes extrêmes : 3200-2800 m). Il a été cartographié en 1906 et occupait alors 1,08 km². Sa surface atteint à présent 0,5 km². L'étude du bilan glaciologique a commencé en 1948 et à partir de 1991, des mesures hydrologiques sont enregistrées en trois seuils situés à 2720 m, 2050m et 1450m. En complément, un télénivomètre et une station météorologique ont été implantés à proximité de la cabane-laboratoire à 2700m d'altitude, à l'émissaire du glacier.

Ce poster présente le site de ce BVRE unique en France de par sa composante glaciaire et nivale. L'évolution glaciologique montre une perte annuelle moyenne de 0,6 m d'équivalent eau sur le demi-siècle et les premiers résultats hydrologiques mettent en évidence un fonctionnement spécifique nival et glaciaire selon l'enneigement des périodes étudiées.

SEMINARIO INTERNACIONAL SOBRE LAS CONSECUENCIAS CLIMATICAS E HIDROLOGICAS DEL ENSO A ESCALA REGIONAL Y LOCAL

ASPECTOS TECNICOS E INSTITUCIONALES DE PREVISION, PREVENCION Y MITIGACION DE CATASTROFES PROVOCADAS POR EL ENSO

Moderadores: Ricardo MENA y Gustavo BURBANO

1. Pierre POURRUT (ORSTOM) : El Niño 1982-83 a la luz de las enseñanzas de los eventos del pasado - impacto en el Ecuador.
2. Jorge SEVILLA: La Minería y el Evento de El Niño. (★)
3. Eduardo FRANCO (LA RED): Condiciones científicas e institucionales para la aplicación de los pronósticos ENSO en la toma de decisiones a nivel regional y local: El caso de la región Grau, Perú.
4. Pilar CORNEJO (ESPOL): Dimensión humana de las aplicaciones de la variabilidad climática: El caso del Complejo Climático de Convergencia Tropical (C3T).
5. Carlos FERNANDEZ-JAUREGUI: Proyecto Regional "Red de Información electrónica hidrometeorológica para América del Sur, América Central y el Caribe" R. HydroNET.
6. Ricardo MENA (DHA): Involucramiento del UNDHA en programas de mitigación y preparativos para enfrentar el fenómeno El Niño 1997-98.
7. Defensa Civil, INAMHI: El Niño actual: monitoreo, alerta, previsiones y medidas preventivas en el Ecuador. (★)
8. Gerardo LIZANO (OMM): Presentación de los proyectos regionales de la OMM: Task force on El Niño, HYCOS-ANDES, Iberoamerican project, Amazon. (★)

EL NIÑO 1982-83 A LA LUZ DE LAS ENSEÑANZAS DE LOS EVENTOS DEL PASADO - IMPACTO EN EL ECUADOR

Pierre POURRUT

1 - Marco general histórico-geográfico

Parece hoy en día evidente que la atmósfera y el océano constituyen los componentes principales del sistema termodinámico que rige el clima de nuestro planeta. No siempre fue así.

La enorme cantidad de anomalías climáticas que están afectando el globo terráqueo, año tras año, constituía un rompecabeza a primera vista caótico hasta que, en 1924, Walker identifique alguna coherencia en este ruido de fondo aparentemente aleatorio. Se trata de un seña, la *Southern Oscillation* (S.O.), que resulta del balanceo aperiódico (2 a 7 años) entre las masas atmosféricas ubicadas en las fajas tropicales y subtropicales del Océano Índico y del Océano Pacífico : sistema atmosférico de presiones bajas de Indonesia, por un lado, y sistema anticiclónico del Pacífico SurEste e isla de Pascuas, por otro. La S.O. refleja la variabilidad atmosférica global y su intensidad se expresa con el índice S.O.I., diferencia de presión atmosférica entre Tahiti y Darwin en Australia (positivo cuando, en relación con la normalidad, la presión es mayor en el anticiclón y menor en Australia, negativo en el caso contrario).

Lo importante es que este campo de presión determina una circulación atmosférica zonal en el plano de la línea ecuatorial (circulación de Walker). Interesa todo el planeta pero tiene especial importancia en la celda pacífica donde define movimientos descendentes en el Pacífico Este (seguidos por un flujo hacia el Oeste, extensión ecuatorial de los vientos alisios) y movimientos ascendentes que generan grandes masas nubosas en el Pacífico Oeste (acompañados con un retorno hacia el Este en altura). Por consiguiente, en la situación normal, la lluvias son muy débiles desde 180° hacia el Este.

En realidad, a llegar al decenio de los años 60, se determinó que el océano constituía el segundo factor clave del motor térmico que define el clima global y que las variaciones de la S.O. respondían en realidad a toda una serie de fluctuaciones, tanto atmosféricas como oceánicas, entre las cuales constaban los desplazamientos de la ZCIT, las anomalías interanuales del monzón indico y, por supuesto, las alteraciones de la masa oceánica mundial cuya manifestación más dramática era El Niño. Al respecto, los estudios de Bjerknes fueron los primeros en apoyarse en las imágenes satelitales de los eventos 1957-58, 1963-64 y 1965-66 para demostrar la vinculación entre la S.O. y El Niño (de aquí su nombre de ENSO) y definir el papel fundamental de las variaciones negativas o positivas de las temperaturas superficiales del océano (SST) en la ocurrencia de sequías drásticas en el Pacífico Oeste y de lluvias catastróficas en el Pacífico Este.

Gracias a la multiplicidad de los estudios realizados y al avance descomunal de las técnicas de investigación satelitales y computacionales, entre otras, parece interesante establecer la especificidad del ENSO 1982-83 frente a los demás eventos observados.

2 - Establecimiento de la especificidad del ENSO 1982-83

Como punto de partida, parece necesario describir brevemente la situación normal en el Pacífico Este ecuatorial, establecer después las características de un ENSO estándar de referencia (composición de varios ENSO entre si) y, por último, identificar en qué el episodio 1982-83 se diferenció. Con este propósito, se intentará adoptar un término medio entre la posición del meteorólogo (las variaciones de presión atmosférica responden a condiciones térmicas preestablecidas del océano) y el punto de vista del oceanógrafo (la tensión producida por los vientos en la superficie del océano es el gatillazo generador del ENSO).

2.1 - Regímenes occidental y oriental del Pacífico ecuatorial en condiciones “normales” - Aspectos catacterísticos del Pacifico Este

Debido al flujo hacia el Oeste de los vientos alisios a lo largo del ecuador, el Pacífico occidental se encuentra habitualmente a un nivel marítimo más elevado (acumulación de aguas) y las SST son también más fuertes (termoclina - con capa de mezcla de aguas originada por los vientos - mayor de los 150m de profundidad). En realidad no existe ninguna situación verdaderamente habitual y solo se puede hablar de “situación estable”. Wyrski describió aquella situación estable pre-ENSO que corresponde a un período con una fuerte intensidad de S.O. : HP (altas presiones) pascuenses más elevadas y BP (bajas presiones) indonésicas más débiles que el valor medio, fuertes vientos alisios del SurEste, corriente Surecuatorial (CSE) y upwelling intensos, importante almacenamiento de aguas y termoclina profunda en el Pacífico Oeste, temperaturas bajas en el Pacífico Este y litoral suramericano (con flujos de evaporación débiles), en fin una circulación zonal bien establecida.

Mientras que las fluctuaciones de los vientos alisios son pocas más allá de los 180°, el área clave del Pacífico Este lo constituye el sector comprendido entre la costa suramericana, el meridiano 140° Oeste y las latitudes 3° Norte y 15° Sur. Es en esta zona donde la variación de los vientos alisios del SurEste desempeña un papel de primer orden para determinar el clima y sus fenómenos anómalos. Debido a la advección de aguas frías procedentes de la CSE, desde el Este, y de las capas subyacentes, bajo el efecto del upwelling, esta región es mucho más fría que las demás zonas intertropicales. Se caracteriza por la presencia, en la corriente Surecuatorial con dirección hacia el Oeste, de un apéndice longitudinal de agua fría muy bien individualizado entre las Islas Galápagos y los 180° (la diferencia de temperatura puede alcanzar los 8°C entre estas dos posiciones), limitado al Norte por un frente térmico ubicado por los 3°-5° (CSE y contra-corriente Norecuatorial CCNE), aproximadamente. El desarrollo de dicho apéndice es máximo en pleno invierno austral (julio-septiembre) ya que la contribución de la corriente de Humboldt-Perú (CHP) es también máxima y la ZCIT va retrocediendo hacia el Norte. Al opuesto, durante el verano austral, cuando los alisios se debilitan y que la contribución en agua fría de la CHP disminuye, la ZCIT ocupa su posición más al Sur. Es durante este período que, al Este de las Islas galápagos, se observa el único flujo marítimo con dirección hacia el Este, lo que puede contribuir en el calentamiento del litoral suramericano.

En conclusión del presente párrafo se puede adelantar que :

1 - Un frente térmico (Frente Ecuatorial FE) separa las aguas calientes poco saladas del Norte del Pacífico Este y las aguas frías con salinidad elevada procedentes de la CHP. Este frente se extiende desde la costa ecuatorial, por los 5° Sur, hacia las Islas Galápagos donde empieza a debilitarse en su curso hacia el Oeste. Esta dinámica de frentes responde al establecimiento de un equilibrio entre el gradiente de presión Norte-Sur del océano y el empuje de los vientos que soplan del Sur o SurEste, entre el continente y las Galápagos. Cuando el viento se vuelve menos intenso, las aguas presentes al Norte del frente pueden pasar por encima de las aguas frías del Sur y formar una capa delgada de aguas calientes en la superficie. Esta particularidad puede ser un evento anual o tomar también más importancia durante los ENSO.

2 - La región que se extiende al SurEste de las Islas Galápagos, hasta la zona de upwelling peruana, es una de las menos conocidas de todo el Pacífico tropical, pese a situarse a nivel de la conexión entre aguas calientes y aguas frías ecuatoriales. Es campo abierto para emprender nuevas investigaciones en una zona de gran importancia para la comprensión del desarrollo de los ENSO.

2.2 - Composición de un ENSO estándar de referencia e interpretación

Aunque todos los ENSO estén distintos entre si, es sin embargo posible resaltar algunas características comunes y semejanzas. Es así como Rasmusson y Carpenter establecieron en 1982 (antes de la ocurrencia del Niño del mismo año) una síntesis de los episodios calientes desde

1949. Retomamos de Alain Dessier (oceanógrafo ORSTOM, comunicación personal) una parte de este análisis y descripción de las anomalías.

2.2.1 - El ENSO estándar

El Niño que se ajusta al canon de normalidad se compone de :

1 - Preludio, agosto/octubre (-1)

El fortalecimiento de los vientos alisios durante aproximadamente 18 meses en el Pacífico Este tiene como consecuencias :

- en el Pacífico Oeste : acumulación de aguas (aumento del nivel oceánico), profundización de la termoclina, aumento paulatino de las SST más allá del valor medio e incremento de las precipitaciones en el Sur de Indonesia y Este de Australia;
- en el Pacífico Este : SST de la faja ecuatorial inferiores a la media al Este de los 160° E mientras que se observa otra anomalía, esta vez positiva, al Sur de los 15° S (y Norte de Chile), a lo que se suma un decrecimiento de las precipitaciones.

2 - Inicio, noviembre (-1)/janvier (0)

- En todo el Pacífico al Sur de los 10° Sur se observa un debilitamiento de los vientos alisios del SurEste (también del upwelling) y un descenso de las HP de la Isla de Pascuas;
- En el Pacífico, al Este de los 180°, se observa un incremento de las precipitaciones a lo largo del ecuador y, entre los 15 y 30° Sur, las anomalías positivas de SST detectadas anteriormente son más significativas (¿originadas por el debilitamiento del upwelling?), ampliándose por los 180° más allá de la línea equinoccial;
- En el Pacífico Oeste, las anomalías de SST tienden a desaparecer mientras que se observa otra zona anómala por los 180° (aunque esté desconectada de la zona señalada a nivel de Chile), donde los vientos del Oeste reemplazan los procedentes del Este.

3 - Clímax, marzo/mayo (0)

Una amplia faja de SST positivas se extiende ahora a lo largo de la línea equinoccial, desde la costa suramericana hasta los 180°, mientras que se está desarrollando una extensa anomalía de vientos del Norte entre los 110 y 160° Este. Más hacia el Sur, las zonas anómalas observadas aguas afuera de Chile están desapareciendo. Se presencia un incremento de las precipitaciones desde el litoral suramericano hasta por lo menos los 165° Este.

4 - Transición, agosto/octubre (0)

Debido a que las SST anómalas del litoral se debilitan rápidamente y se desplazan hacia el Oeste, extensas zonas con anomalías positivas de SST cubren la mayoría del Pacífico ecuatorial Este y central. En todo el Pacífico ecuatorial Oeste y hasta los 160° Este, se nota una fuerte anomalía (mayor de 2m/s) de vientos del Oeste, mientras que en el sector Este ocurre un fortalecimiento de los vientos del Norte a través de la ZCIT. Las precipitaciones son máximas alrededor de los 180° (Nauru).

5 - Madurez, diciembre (0)/febrero (+1)

Las teleconexiones con las regiones extratropicales del hemisferio Norte están en su punto máximo. Las anomalías positivas de SST siguen abarcando una inmensa región del Pacífico ecuatorial Este y central y alcanzan su clímax alrededor de noviembre/diciembre con valores cercanos a los 2°C. Al opuesto, las SST han vuelto a valores normales a lo largo de la costa sudamericana.

2.2.2 - Intento interpretativo

Se hace necesario tomar en consideración la influencia de las SST sobre la circulación atmosférica y, por ende, analizar las interacciones internas del binomio océano-atmósfera.

a) Respecto del aspecto meteorológico resulta que, a una escala mediana de tiempo (algunas semanas) y espacio (10 000 km²), el primer modo de respuesta de la atmósfera a los contrastes de temperatura en la superficie del globo terráqueo lo constituye una circulación de origen térmico.

Se sabe que, en las zonas más calientes, los movimientos ascendentes de aire húmedo dan nacimiento a extensas formaciones nubosas cuya condensación produce fuertes precipitaciones mientras que, en otras partes, la subsidencia de aire seco y frío desde la troposfera superior genera una especie de capa que impide la formación de nubes susceptibles de dar lluvias de consideración. Sobre estas bases, la circulación de Walker se origina del gradiente térmico de 3 a 6°C que existe entre el Este y el Oeste del Pacífico ecuatorial. Sin embargo, durante un episodio ENSO, las SST son más elevadas que el valor medio en el Pacífico Este y, en cambio, siguen iguales e inclusive inferiores a la media en la zona Oeste. Por lo tanto, el gradiente Este-Oeste desaparece y la zona de precipitaciones máximas se mueve hacia el Este, lo que produce fuertes lluvias en las islas del Pacífico central ecuatorial y drásticas sequías en Indonesia y regiones adyacentes. Este fenómeno se acentúa debido a la acción simultánea de una fuerte anomalía de los vientos ya que han tomado un rumbo exactamente opuesto a su dirección habitual : soplan del Oeste en el Pacífico occidental a partir de los 180°. De igual manera, puede producirse una interacción y un fortalecimiento mutuo cuando la ZCIT se mueve encima de una gran extensión de agua caliente. En este caso, el aire caliente y húmedo trasladado en altura por la convergencia aporta con la energía suficiente para intensificar los vientos que, a su vez, pueden modificar sustancialmente la circulación atmosféricas en las zonas adyacentes.

b) En cuanto al aspecto oceanográfico, Dessier considera que las variaciones del nivel marítimo, hablan en favor de una teoría lineal fundamentada en las fluctuaciones de los vientos y que la respuesta adiabática del océano puede ser analizada como la composición de ondas libres y forzadas, debiendo considerarse dos categorías de ondas : las de Rossby y las de Kelvin. A nivel del ecuador geográfico, la anulación de la fuerza de Coriolis permite la existencia de un tipo de ondas de frecuencia baja, las ondas ecuatoriales de Kelvin. Mientras que las ondas de Rossby generadas por el viento se desplazan hacia el Oeste, las ondas de Kelvin transportan energía hacia el Este; son veloces et pueden cruzar el Pacífico en tres meses, es decir tres veces más rapido que las ondas de Rossby a nivel del ecuador. Ya que en la fase de preludio la fuerte intensidad de los vientos del Este acumula grandes cantidades de agua en el Pacífico Oeste, se entiende que el debilitamiento de estos vientos se traduzca en trenes de ondas ecuatoriales de Kelvin que transportan el agua hasta el litoral Este donde se observa un aumento del nivel del océano. La amplitud de las ondas Kelvin incidentes es el factor predominante que rige todos los aspectos de la estructura térmica del océano ecuatorial Este, incluyendo los cambios en corrientes marítimas, fluctuaciones del nivel oceánico y profundidad de la termoclina. Dicha amplitud es función de su valor inicial del lado Oeste del Pacífico, al que se suma un valor agregado por el *forcing* de los vientos durante su propagación a lo largo de la línea equinoccial. Respecto de las anomalías de las SST, se puede decir que la fuente principal de aguas calientes se ubica probablemente cerca de la costa suramericana. Cuando la onda Kelvin llega al litoral, la termoclina se hunde y el agua mezclada en la capa superficial es más caliente. Otro factor, quizás más importante, lo constituye la advección de aguas calientes del flujo Sur de la corriente costanera de El Niño (otro aspecto de la onda Kelvin cuando alcanza el litoral más al Norte).

c) En definitiva, la situación durante los ENSO corresponde según Wyrski a una fase de intensidad reducida de la S.O., con una disminución de las HP del anticiclón de la Isla de Pascuas y con BP indonésicas poco marcadas. Por consiguiente, los vientos alisios del SurEste son débiles y la CSE lenta. El agua en el Pacífico Este es caliente y la circulación de Walker es débil debido a la poca diferencia de temperatura entre Este y Oeste. Este estado típico de un ENSO conecta generalmente 2 veranos australes y solo perdura de 14 a 16 meses.

Sin embargo, la situación de intensidad reducida de la S.O. puede permanecer durante varios años seguidos y constituye la segunda situación estable. Recordemos que la primera de ellas, descrita en el sub-capítulo 2.1., corresponde a una situación pre-ENSO caracterizada por una

fuerte intensidad de S.O., fuertes vientos alisios del SurEste, CSE y upwelling intensos, importante almacenamiento de aguas y termoclina profunda en el Pacífico Oeste, temperaturas bajas en el Pacífico Este, en fin con una circulación zonal bien establecida.

Ahora bien, ¿cuál es el agente responsable de la terminación de un estado estable para pasar al otro? ¿el océano? ¿la atmósfera? ¿o será la interacción entre los dos?

2.3 - Rasgos específicos del ENSO 1982-83

La ocurrencia de El Niño 1982-83 pilló todos los especialistas desprevenidos. Es que no se había observado ningún de los indicadores acostumbrados : no hubo fortalecimiento de los vientos durante los meses antes del evento, no se registró el alzamiento del nivel y la profundización de la termoclina en el Pacífico Oeste, y las SST no presentaron tampoco una tendencia en ser más bajas en el Este y más elevadas en el Oeste.

A decir verdad, un examen posterior permite discernir, en la región de los 180°, grandes episodios de vientos anómalos del Oeste y un alza (aunque moderada) de las SST desde mayo de 1982. Se da a continuación un análisis más detallado de la situación en base a una interpretación de datos oceanográficos y meteorológicos, siendo gran parte de ellos obtenidos a partir de técnicas satelitales, utilizando imágenes sucesivas (*sawins*), radiaciones distintas como la ORL (*outgoing longwave radiation*) para apreciar la nebulosidad, etc.

2.3.1 - Identificación de los procesos oceanográficos anómalos

Según los trabajos de Rasmussen, Carpenter y Reynolds, las series temporales de anomalías de las SST han sido calculadas en cuatro zonas del Pacífico. En la figura correspondiente, se puede observar que todo demuestra que el evento empieza en mayo de 1982. Las anomalías en las zonas 3 y 4 alcanzan su máximo en diciembre, época en que ya son significativas en los bloques 1 y 2 pese a que solo culminan en junio de 1983 (mayor de 6°C). En comparación con los valores del ENSO estándar, se observa que la amplitud de las anomalías 1982-83 fue siempre mayor. Se observa también una gran diferencia en la cronología comparando los máximos : el pico anómalo ocurre primero en los bloques 1 y 2 costeros y luego en los bloques 3 y 4 cuando se trata del ENSO estándar. Pasa lo contrario en el caso del ENSO 1982-83 donde las anomalías culminan en primer lugar en las regiones 3 y 4.

La primera anomalía significativa del nivel del océano se observa en Nauru (por los 170° Este) en junio de 1982 y los mareógrafos de Puerto Ayora (Galápagos) y La Libertad (Península de Santa Elena, Ecuador) registraron un primer alzamiento muy brusco (17cm) a principios de octubre.

En cuanto a la topografía/profundidad de la termoclina y valores de las SST en el Pacífico Este, no se observan cambios realmente significativos hasta agosto de 1982. Después de esta época los cambios ocurren muy rápidamente y, ya en octubre, la termoclina se ve hundida en 100m más y las SST superan en 4°C las de 1981. En la capa de mezcla, entre 7° Norte y 5° Sur, el flujo superficial cambia radicalmente su rumbo y fluye hacia el Este en vez del Oeste. En diciembre, las aguas cuyas temperaturas alcanzan 26°C (en enero estarán en su máximo, entre 27 y 30°C) han borrado toda huella de upwelling ecuatorial y el fuerte aumento de su flujo es el índice de una CCNE muy poderosa del otro lado del ecuador.

2.3.2 - Identificación de los procesos meteorológicos anómalos

Respecto de las variables meteorológicas, el episodio 1982-83 se caracteriza por un balanceo brusco de la S.O. : empieza en una época del año más tardía pero sobrepasa muy rápidamente los valores del ENSO estándar. Es así como el SOI (Tahiti menos Darwin) baja hasta 3

mbar por debajo de la media entre abril y agosto de 1982, para pasar a 4 mbar en diciembre y 6 mbar en febrero, valor que nunca se había registrado. El retorno a la situación normal se hace aún más repentinamente entre febrero y mayo de 1983, lo que se traduce por una segunda anomalía de las SST, más importante que la primera.

En cuanto a la nubosidad y a las precipitaciones, las anomalías positivas de ORL sobre Australia e Indonesia, entre septiembre y diciembre de 1982, indican una sequía muy intensa. Sin embargo, el rasgo más importante lo constituye la extensa zona con fuertes precipitaciones (ORL negativas) centrada por los 180° en septiembre y por los 140° Oeste en diciembre, es decir con un traslado hacia el Este que dura cerca de un año. Se producen lluvias excepcionales que impactan fuertemente la economía y ecología de las islas ecuatoriales centro-pacíficas como Karibati y Line Island. En las Islas Marquesas, la estación de Atuona registra 2952 mm entre enero y abril de 1983 en vez de 398 mm como valor promedio. Hecho totalmente inacostumbrado, diferentes huracanes se forman al Este de los 140° Oeste y, entre diciembre de 1982 y abril de 1983, cinco de ellos devastan la Polinesia Francesa. Al opuesto, sequías intensas azotan todo el sector entre las Filipinas y Hawai.

Concomitentemente con el incremento de las SST en el Pacífico Este, la ZCIT, que en esta época se ubica por los 10°N, se desplaza al Sur hacia la línea equinoccial : una prolongada temporada con muy fuertes precipitaciones empieza en Ecuador y en el NorOeste de Perú. Su impacto se describe brevemente en el capítulo 3.

2.3.3 - Especificidad del ENSO 1982-83 e interpretación global

Hoy en día se considera que el transporte de aguas calientes hacia el sector oriental del Pacífico no corresponde a un simple reajuste hidrostático después del debilitamiento de los vientos alisios. Ha sido establecido que hace intervenir un tren de ondas de subsuperficie que mobilizan las aguas hacia el Este al aumentar el espesor de la capa superficial lo que disminuye las mezclas verticales con las capas frías subyacentes, suponiéndose que el fortalecimiento de los vientos alisios era una condición previa indispensable. Ahora bien, no sucedió esta situación previa en el caso del ENSO 1982-83 ya que la fuerza de los alisios era entonces normal. Por lo tanto, el motor del fenómeno no sería tanto la intensidad de los vientos sino más bien el carácter repentino y brusco del cambio.

Habitualmente, durante los ENSO anteriores, las aguas calientes se hacían presentes por las costas suramericanas en la cercanía de Navidad. Por su parte, el calentamiento de 1982 ocurrió en mayo (en vez de diciembre) y se manifestó primero en el Pacífico central antes de extenderse hacia el Este. Pareció que se acercaba al ENSO estándar cuando las aguas marcaron un pico máximo de alrededor de 4°C en diciembre, lo que normalmente marca el fin del episodio, pero no fue así y las SST volvieron a subir para alcanzar un valor anómalo cercano a los 7°C en junio.

En definitiva, parece que algunos de los modelos recientes están dando la razón a la hipótesis de Rasmusson y Wallace, expresada después de haber observado que el ENSO 1982-83 se parecía a un ENSO estándar sino que sus dos componentes principales (calentamiento costero en invierno-primavera y calentamiento en el Pacífico central en primavera-otoño, que habitualmente ocurren sucesivamente en este orden en un espacio de 6 meses) eran invertidos. Sigue más detalle sobre estos componentes que constituyen respuestas al balanceo de la S.O. en los dos grandes sectores del Pacífico :

1) Respuesta al balanceo de la S.O. asociado al debilitamiento repentino del anticiclón de la Isla de Pascuas : amplificación del ciclo anual de las SST en el Pacífico Este con un máximo a lo largo del litoral suramericano. Las anomalías positivas de SST, que se desarrollan en enero-febrero en la región litoral antes de extenderse hacia el Oeste, culminan en mayo-junio y desaparecen en septiembre-octubre;

2) Respuesta al balanceo de la S.O. correspondiente al aumento de la presión atmosférica en el Pacífico Oeste, región de Darwin : importante calentamiento del Pacífico ecuatorial, desde los 180° hacia el Este con una extensión máxima entre los 90 y 150° Oeste. Empieza alrededor de julio-septiembre, culmina a fin de año y desaparece algunos meses más tarde.

El ENSO estándar corresponde a la sucesión de un calentamiento costero seguido por un calentamiento Este; es más frecuente porque es más fácil que un calentamiento costero se extienda hacia el Oeste (dixit Philander). Los ENSO tipo 1982-83 y 1940-41 son más escasos y corresponden a la secuencia invertida.

3 - Desarrollo local e impacto de El Niño 1982-83 en Ecuador

Debido a la probabilidad de implementación futura de un sistema regional o nacional de previsión, algunos datos locales observados en 1982 revisten gran importancia por el significado que tienen. Tres de ellos merecen sin duda ser señalados :

- Al sur del Golfo de Guayaquil (Paíta), a fines de septiembre de 1982, la anomalía térmica se manifestó con un aumento elevadísimo de 4°C en un solo día;

- En octubre y noviembre, por los 5° Sur y 85° Oeste, se observó un flujo superficial muy caudaloso con dirección hacia el SurEste. La poca salinidad de las aguas, inferior a 34‰, sugiere que provenían del Norte del Ecuador.

- A la misma época y en estrecha vinculación con el dato anterior, cabe mencionar la migración del FE (Frente Ecuatorial o Frente de Galápagos) caracterizado por la isoterma 24°C e isopleta 4 µM de nitratos. Se encuentra por los 10° Sur, a 800 o 900 km de su posición habitual (2° Sur) que ocupaba en noviembre de 1981 (velocidad de progresión hasta 16 km/día).

Son varios los estudios de toda índole, las evaluaciones científicas o económicas, y las publicaciones en cuanto al impacto de este ENSO excepcional. Es muy difícil pretender agregar algo nuevo respecto a ello. Por esta razón, en el caso de Ecuador, basta con examinar las figuras en anexo, volver a examinar las comunicaciones anteriores y leer algunas cifras significativas que constan en el listado a continuación (fuentes muy diversas).

Impacto pluviométrico (véanse también los hietogramas y mapas comparativos correspondientes)

Estación pluviométrica	Guayaquil	Salinas	Machala
P interanual 15 años, mm	1015,7	125,5	471,0
P oct 82 - sept 83, mm	4600,4	2833,0	3184,3
Estim. T retorno, años			
valor incluido :	500 a 1000	100 a 250	100 a 250
valor excluido :	> 5000	> 5000	1000 a 5000
Máximos diarios, mm	143,9 el 24/03/83 143,3 el 20/04 126,0 el 28/02	222,6 el 14/05/83 157,0 el 6/04 122,5 el 26/04	164,6 el 18/04/83 141,8 el 4/02 93,7 el 15/01

Impacto social y económico

- 260 muertos
- 200 millones de US dólares en pérdidas a la propiedad
- 100 millones de US dólares en pérdidas agrícolas
- 250 millones de dólares en destrucción de infraestructuras agrícolas y viales

- Ingresos de la flota pesquera nulos desde enero de 1983 y durante 2 años. Hoy día no se ha recuperado todavía la biomasa de la anchoveta (*Engraulis rigens*)

Impacto ecológico en las Islas Galápagos

- Aniquilación de las crías de piqueros patas azules
- Disminución de las iguanas marítimas
- Fuerte disminución de las tijeretas (de 20.000 a menos de 100 en noviembre de 1983)
- Muerte de todos los juveniles de focas
- Al contrario, auge de los pinzones y de la vegetación

4 - Conclusión

Si fuese necesario mencionarlo, se podría decir que la lectura del panorama asolador de las calamidades del ENSO 1982-83 justifica en pleno que los esfuerzos de todos, científicos y políticos, concurren para que una catástrofe de esta amplitud nunca más se repita.

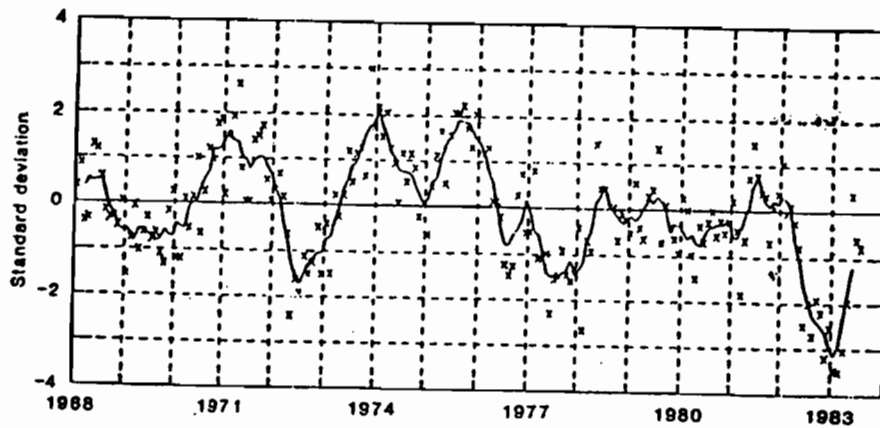


Fig. 1 - Diferencia de presión atmosférica entre Darwin (12°S - 131°E) y Tahití (17° - 150°W), expresada en SOI. La curva ha sido trazada con medias móviles sobre 5 años. Cuando la SOI decrece repentinamente (1969, 72, 75, 76-77, 82-83), los vientos se debilitan y un ENSO comienza.

fuelle : Climate Analysis Center

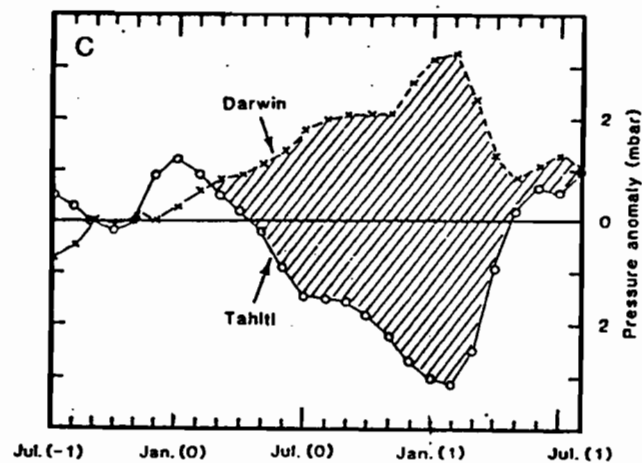


Fig. 2 - Expresión de la SOI : anomalías de presión atmosférica entre Darwin y Tahití

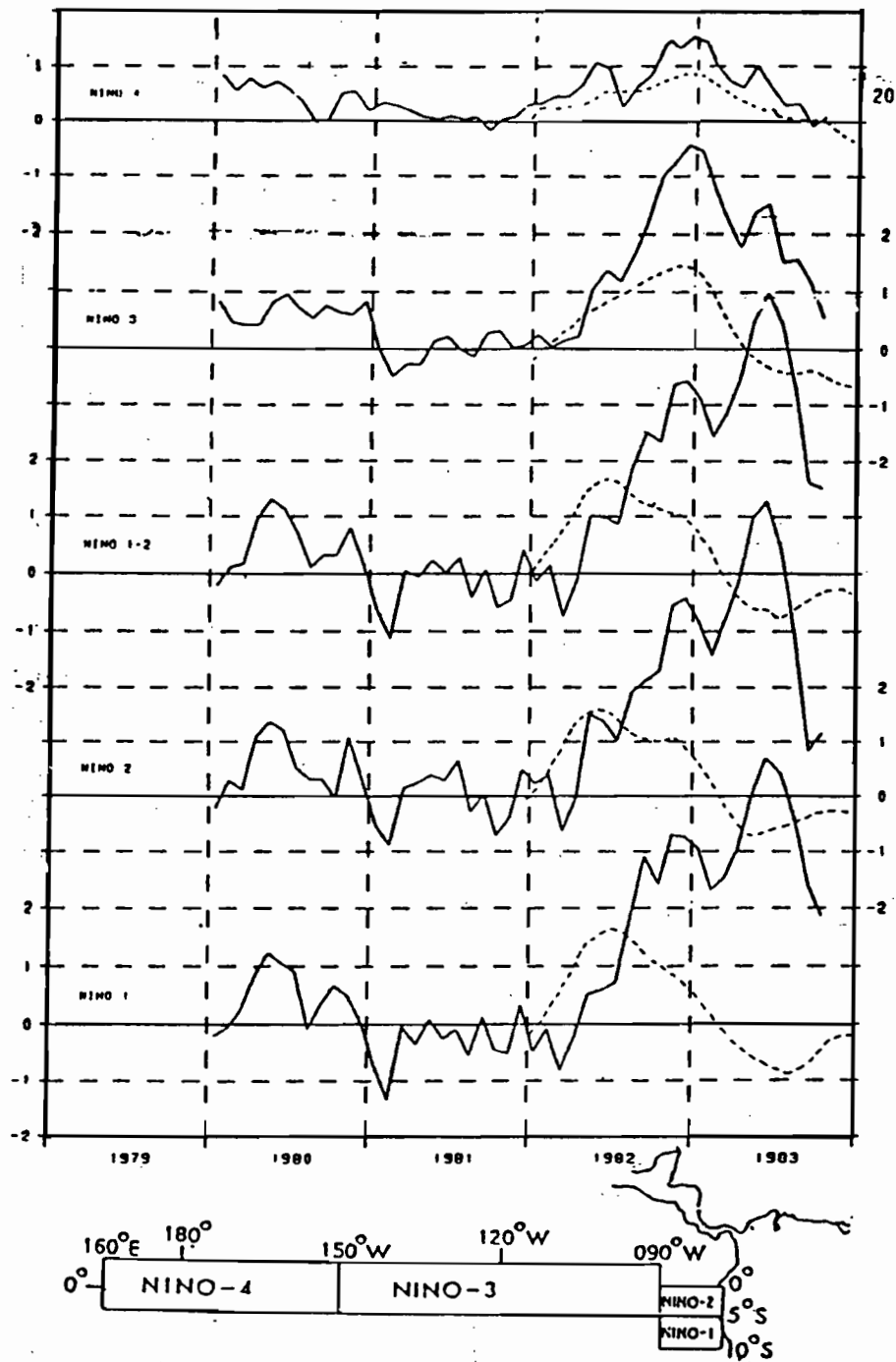


Fig. 3 - Evolución de las anomalías de SST en los cuatro bloques geográficos EN-1 hasta EN-4.
 La curva discontinua corresponde al ENSO estándar (Rasmusson y Carpenter).
 La curva continua corresponde al ENSO 82-83
 (National Meteorological Center de 01/80 a 04/81 y Climate Analysis Center de 05/81 a 10/83)
 fuente : Reynolds

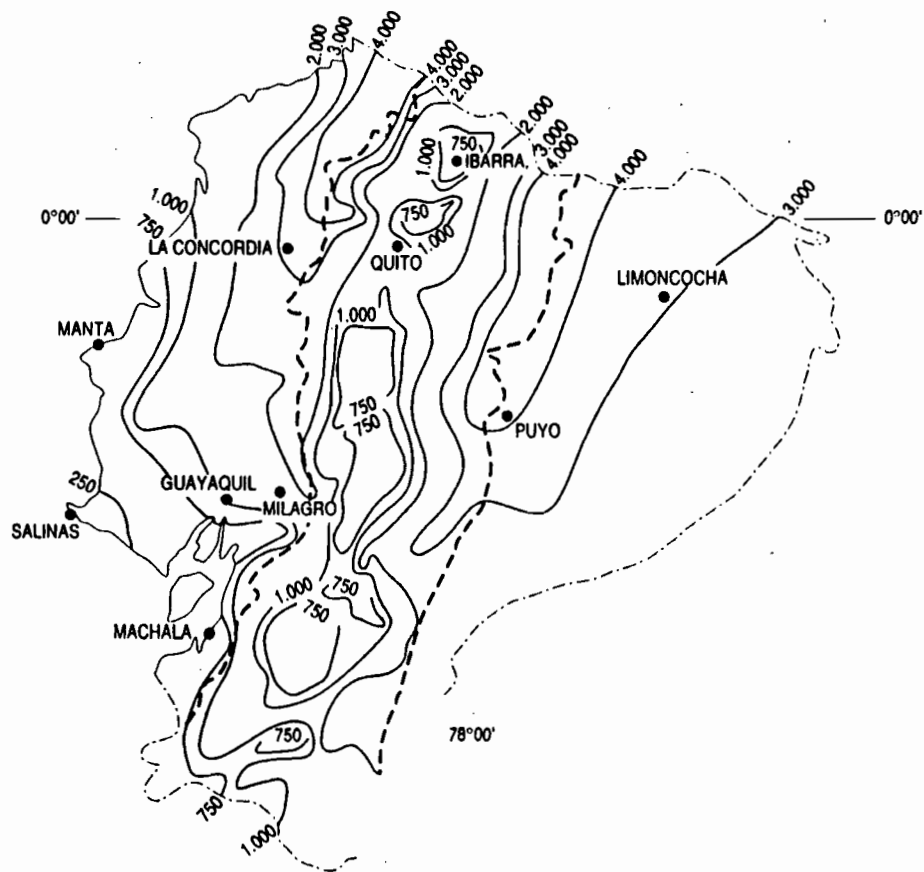


Fig. 4 a - Alturas pluviométricas anuales 1964-78

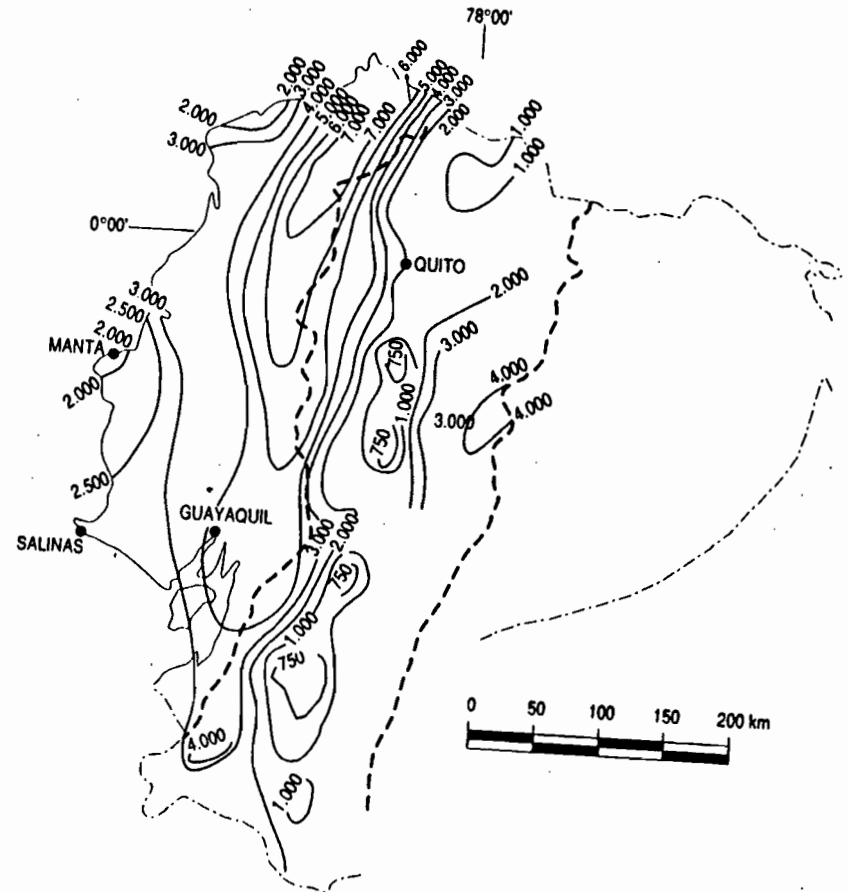


Fig. 4 b - Aturas pluviométricas ENSO 82-83 (de oct. 82 a sept. 83)

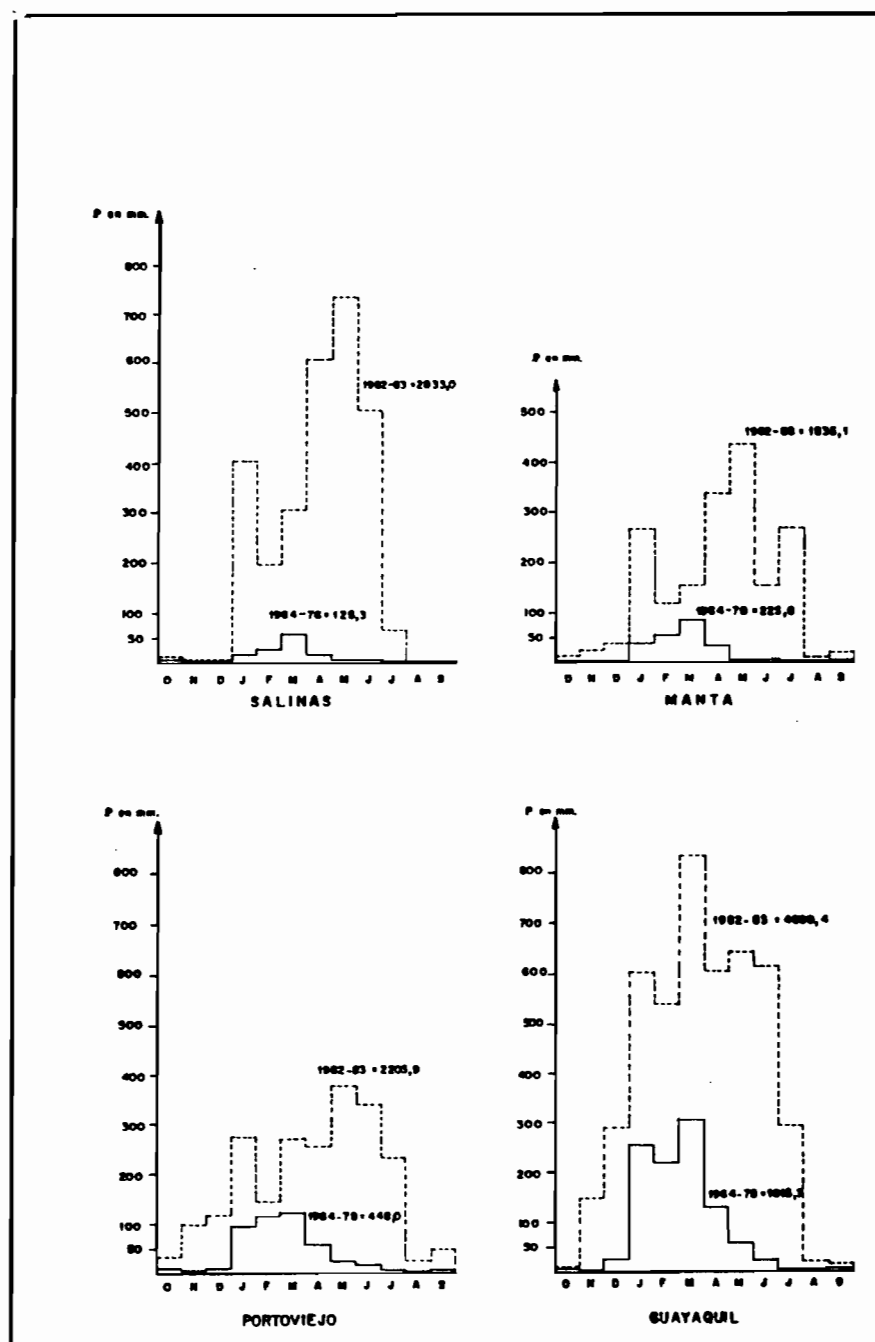


Fig. 5 - Hietogramas mensuales comparativos (anual/ENSO 82-83) en 4 estaciones costeras representativas

CONDICIONES CIENTIFICAS E INSTITUCIONALES PARA LA APLICACION DE LOS PRONOSTICOS ENSO EN LA TOMA DE DECISIONES A NIVEL REGIONAL Y LOCAL: EL CASO DE LA REGION GRAU, PERU

FRANCO TEMPLE, Eduardo *ITDG-Perú/Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina (LA RED) Jorge Chávez 275, Lima 18, Perú* Teléf.: (511) 447-5127, 446-7324, 444-7055 Fax: (511) 446-6621 email: eduardof@itdg.org.pe

Para que los pronósticos ENSO puedan ser aplicados en la toma de decisiones a nivel regional y local, existen un conjunto de condiciones necesarias tanto en el orden de la información científica como en el de las instituciones y los actores sociales.

En cuanto al orden de la información científica, no se trata únicamente de la precisión a nivel local y regional del comportamiento del clima, sino de una información científico social aún inexistente o incompleta en la mayor parte de las regiones vulnerables de América Latina en relación a ENSO. De manera sintética, esta información científico social se refiere a: 1) el impacto social (por sectores económicos, áreas de la vida social y subregiones) previsible según los distintos comportamientos históricos de ENSO; y 2) la identificación también precisa y el conocimiento del comportamiento real y potencial, de los actores sociales e instituciones que deben participar en la cadena de toma decisiones que implica la aplicación del pronóstico a ellas. En el caso de la información sobre impacto, esta existe pero no de manera suficientemente elaborada en relación a los comportamientos históricos y previsible de los ENSO y los cambios que sufren las regiones y localidades respecto a su vulnerabilidad física.

En cuanto al orden de las instituciones y de los actores sociales, en primer lugar se trata del nivel de acceso a la información de pronóstico por parte de una región y de las localidades. A pesar del fácil acceso a esta información de parte de los sectores académicos y científicos especializados, llama la atención el poco dominio de ella de parte de los sectores económicos y políticos, a cualquier nivel. No se trata sólo del acceso posible sino acceso real, efectivo. Para los niveles regionales y locales ello requiere de espacios institucionales y sociales en donde la información de pronóstico es paulatinamente apropiada por quienes pueden tomar decisiones adecuadas a ella. Esto mismo ocurre con la información existente sobre impacto y sobre quiénes deben y pueden tomar decisiones, es decir, sobre la cadena de toma de decisiones. La que existe, aun no ha sido apropiada por quienes pueden hacerla útil.

Esta ponencia presenta el proceso a ambos niveles que ocurre en una de las regiones más sensibles a la ocurrencia y características de ENSO en el Pacífico oriental, la parte del extremo norte peruano correspondiente a los departamentos de Piura y Tumbes, o región Grau, de Perú. En ella, a partir del ENSO 1982-83, se han cristalizado un conjunto de iniciativas que integran en una sólo organismo al conjunto de instituciones científicas y de desarrollo, gubernamentales y

privadas, que producen o reciben, elaboran y comunican información sobre pronóstico. Ello se debe, por un lado al impacto social, político y cultural o *ideológico* que tuvo sobre la sociedad regional el ENSO 1982-83, pero también al propio desarrollo social e institucional que ha vivido la región en las tres últimas décadas. Cabe adelantar el papel en este proceso que ha cumplido la aparición de nuevos actores sociales a partir de las transformaciones sociales vividas por el país y la región las décadas de 1970 y 1980 que se reflejan en el comportamiento actual del Estado a nivel regional y local, así como de las instituciones académicas, las organizaciones no gubernamentales y los gobiernos locales. No obstante ello, no ha ocurrido lo mismo respecto a la información de impacto diferenciado sobre sectores y áreas en relación a los comportamientos históricos de ENSO, sobre actores sociales y sobre la cadena de toma de decisiones a fortalecer.

Esta ponencia presenta asimismo las iniciativas que, desde hace tres años, se vienen llevando a cabo en esta región, para producir y elaborar la información social de impacto y sobre actores sociales así como para crear los espacios para esa elaboración de información y para la concertación de acciones, tendientes a resolver los problemas de información como a fortalecer a las instituciones que deben formar parte de una cadena de toma de decisiones y a construirla en la realidad. Se trata de una iniciativa en que, a partir de un programa de fortalecimiento de la capacidad institucional de gestión del riesgo de desastres a nivel regional y local, confluyen instituciones gubernamentales y no gubernamentales, académicas y de desarrollo, así como gobiernos locales. Este programa tiene un primer componente referido a la información, uno segundo referido a capacitación y uno tercero de proyectos piloto de prevención de desastres con participación de comunidades de base y gobiernos locales. Su primer resultado es la existencia y funcionamiento actual de una Red Regional de Información sobre Desastres que reúne en un sólo sistema de información a todas las unidades de información y documentación regionales de las instituciones del carácter ya señalado y su integración a una recientemente creada Red de Información Nacional sobre Desastres generada por el mismo programa y que incluye otras regiones del país. En segundo lugar, la elaboración de un Mapa Regional de Riesgos que se viene levantando con la participación efectiva de los organismos locales o del gobierno local de Defensa Civil a los cuales se activa para el efecto, lo cual implica no sólo conexión con estos gobiernos y sus poblaciones sino también con el Sistema Nacional de Defensa Civil, sus organismos regionales y su organismo nacional central.

Finalmente, frente al pronóstico ENSO 1997-1998, la red creada así como la información ya elaborada viene siendo utilizada para generar un Plan de Prevención de Corto Plazo que tiene como objetivo no sólo evitar daños en los distintos sectores y áreas de la actividad social y aprovechar los efectos positivos de un ENSO como el que señalan los pronósticos hasta la fecha, sino también para fortalecer de manera sostenible la capacidad de utilización de estos y de gestión del riesgo por parte de la región y las localidades.

Este programa ha supuesto, desde un comienzo, el reconocimiento de los procesos internos de la región como parte de su evolución y del impacto del

ENSO 1982-83, como condición necesaria para el éxito y sostenibilidad del proceso que busca fortalecer. Ha supuesto asimismo la participación desde un inicio de los actores regionales y locales y los organismos nacionales involucrados. Y, finalmente, la participación y apoyo técnico de una organización no gubernamental que forma parte tanto de una estrategia nacional como de una red latinoamericana de estudios sociales sobre desastres (LA RED). En ese sentido, esta ponencia busca destacar también la necesidad de una nueva visión sobre la gestión del riesgo de la que se beneficia esta experiencia, para permitir que el desarrollo de la información científica a nivel internacional llegue a ser utilizada por los actores que la pueden convertir en efectivo instrumento de desarrollo y, al interior del mismo, de prevención y mitigación de desastres.

EF, 30.6.97.

DIMENSIÓN HUMANA DE LAS APLICACIONES DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA : EL CASO DEL COMPLEJO CLIMÁTICO DE CONVERGENCIA TROPICAL (C³T)

M. Pilar Cornejo R. de Grunauer, Escuela Superior Politécnica del Litoral, FIMCM, Campus Prosperina, Casilla 09-01-5863 Guayaquil-Ecuador. Telf: (5934) 269-451, Fax: (5934) 854-587, e-mail: pcornejo@goliat.espol.edu.ec, cornejo@aoml.noaa.gov

Resumen:

C³T está constituido por un grupo de investigadores de las ciencias sociales, naturales y físicas de países geográficamente contiguos. El objetivo principal de este grupo es realizar investigación aplicada en el área climática basados en el concepto de que regiones están vinculadas y que los países en esta región comparten ciertos procesos climatológicos. Además los impactos de variaciones climáticas tienden a ser de naturaleza similar sobre la región entera. La región de C³T (figura 1) se extiende aproximadamente desde el sudeste de los Estados Unidos en el norte hasta la parte norte de Sudamérica, en el sur, y desde Centroamérica en occidente incluyendo todo el Caribe en el oriente.

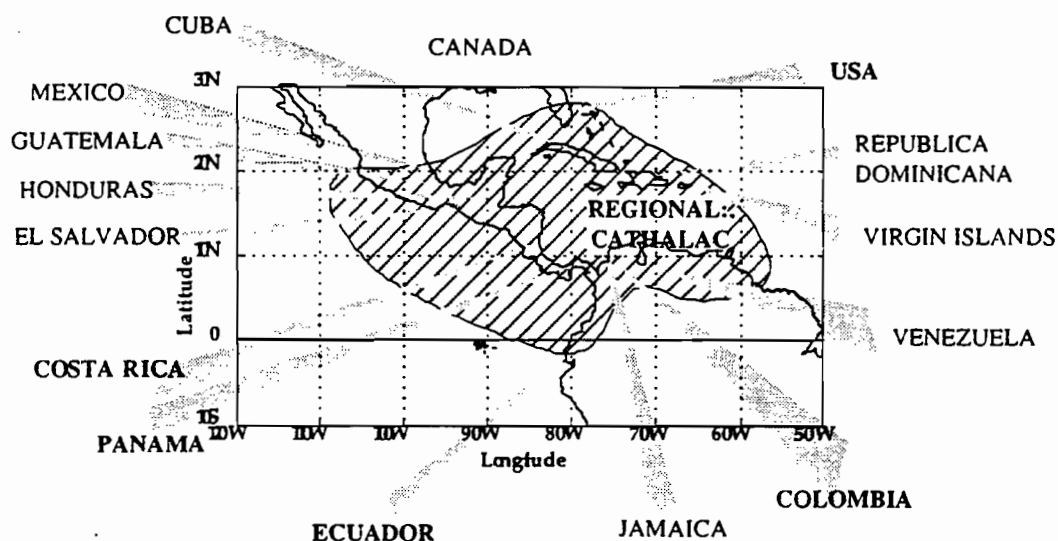


Figura 1.- Países que participan en el Consorcio de C³T. Los países miembros del comité coordinador están en negrilla. CATHALAC es el coordinador regional. La zona rallada es la que delimita la región de C³T

La necesidad de pronósticos acorde con las necesidades sociales juega un papel de suma importancia en las actividades de investigación y planificación de C³T. La mayoría de las variaciones climáticas y el resultado de sus impactos sobre poblaciones humanas en la región de C³T se derivan de las variaciones no-estacionales que acompañan los cambios interanuales e interdecadales en los océanos tropicales Atlántico y Pacífico y sus interacciones con la tropósfera que se encuentra sobre ellos, siendo El Niño/Oscilación Sur, el evento climático más conocido. Impactos importantes ocurren en los sectores de agricultura, energía y recursos hidrológicos, así como también en la pesca, acuicultura y la salud pública. La mayoría de estos sectores son dependientes y vulnerables a la ocurrencia y la intensidad de las precipitaciones durante las temporadas seca y lluviosa. La planificación ha sido una actividad interactiva entre los sectores socioeconómicos seleccionados para desarrollar aplicaciones de pronóstico climático. Como parte de este

proceso se deciden que formatos de pronósticos son necesarios para estos sectores. Estas determinaciones influirán en el tipo de bases de datos a formarse y a la naturaleza de las actividades de investigación que se desarrollarán en conjunto. Uno de los resultados previstos del programa de C³T es el desarrollo de un pronóstico experimental del clima y su posterior aplicación regional en los sectores socioeconómicos seleccionados que contará con la participación de especialistas de los sectores de procesos físicos y de dimensión humana

Resultados obtenidos de reuniones internacionales y nacionales entre científicos, representantes de los sectores gubernamentales y privados, así como el análisis de las respuestas a una encuesta conducida en la región de C³T indican lo siguiente:

- que las áreas socioeconómicas más importantes en la región de C³T afectadas por la variabilidad del clima son: Energía, Agricultura, Acuicultura y Pesca, y Salud Pública. En base a esto la componente de Dimensión Humana de C³T se dividió en cuatro módulos de aplicación de la información climática de acuerdo con los sectores socioeconómicos mas importantes tal como se muestra en la tabla 1. Estos módulos se encuentran desarrollando propuestas de investigación multi-nacionales y multi-disciplinarias en cada área así como apoyando proyectos pilotos de aplicación que se han venido ejecutando en la presente década.

Tabla 1.- Distribución porcentual por módulo de los miembros de la componente de Dimensión Humana de C³T.

SECTOR	participantes	países
SALUD PÚBLICA	30%	10
AGRICULTURA	31%	9
ENERGÍA	21%	7
PESQUERIAS Y ACUICULTURA	18%	4

- que los países miembros de C³T en la componente de Dimensión Humana están representados por investigadores de las ciencias naturales y sociales que pertenecen tanto al sector público (66%) como privado (34%) dedicados a diferentes actividades tales como servicios, investigación, educación y otras (Tabla 2).

Tabla 2.- Actividades desempeñadas por los miembros de la componente de Dimensión Humana de C³T.

DE SERVICIOS	17%
DE INVESTIGACION	40%
UNIVERSIDADES	26%
OTRAS	17%

Como ejemplo de los resultados de la aplicación de pronóstico e información de clima en sectores socioeconómicos dentro del Consorcio de C³T podemos mencionar los siguientes:

Agricultura:

Panamá.- el Instituto de Seguro Agropecuario (ISA) en conjunto con el Instituto de Recursos Renovables (INRENARE) (ambos entidades estatales) utilizan la información climática para determinar fechas de siembra y cosecha de tal forma que ofrecen una protección básica para el productor agropecuario contra riesgos y siniestros ocasionados por factores no controlables (cambio climático) en las inversiones. El uso de la información climática durante el evento ENOS 1992-1993 permitió reducir el pago por

concepto de indemnizaciones de 3 millones de dólares que se pagaron durante el ENOS 1982-1983 a menos de 700.000 dólares, reduciendo el índice de siniestralidad en mas de 12% (García, 1996).

Pesquerías y Acuicultura:

Ecuador: con el auspicio de varias instituciones nacionales e internacionales (IRICP, ESPOL, CATHALAC) se estableció en 1994 un programa de manejo climático titulado "Aplicación de Modelos de Predicción Climática en Pesquerías y Acuicultura". Este programa cuenta también con la participación de la empresa privada (FIESO). Se realizaron trabajos de diagnóstico con índices de producción primaria (clorofila a obtenida del sensor CZCS) y la temperatura superficial del mar obtenida del modelo de predicción de Cane-Zebiak (Zebiak y Cane, 1987). Los resultados de este trabajo se han venido aplicando en la predicción de la disponibilidad de larva silvestre de camarón, usada para el cultivo de camarón en estanques. Esto es importante ya que en Ecuador 60% de los 20 billones de larvas requeridas anualmente se obtienen del mar y ya en 1995 Ecuador producía el 14% del total mundial de camarones. Se está usando un modelo estadístico sencillo en el cual se predice el precio de la larva de camarón producida en laboratorio como indicador de la abundancia de larva silvestre (relación inversa) en función de la temperatura superficial del mar en las regiones Niño 1+2, Niño 3 (para su definición ver Climatic Diagnostics Bulletin, 1997) así como la profundidad de la isoterma de 20°C (Cornejo et al., 1997). Los resultados mas una descripción de las condiciones oceánicas se transmiten vía fax desde FIESO a diferentes empresas camaroneras (ESPOL, 1996).

Salud Pública:

Región: organismos regionales (CATHALAC) y nacionales de diferentes países se encuentran analizando la presentación de proyectos que combinen habilidades presentes de pronóstico con un entendimiento de las relaciones entre clima y salud para determinar la vulnerabilidad de poblaciones frente a brotes de enfermedades infecciosas y el riesgo de epidemias. Aun ahora uno puede utilizar la información climática como un arma poderosa para reducir la morbilidad y mortalidad causada por epidemias.

Suministro de energía eléctrica

Islas Vírgenes: se encuentran analizando la relación entre la variabilidad climática y el suministro de energía para mejorar el manejo y distribución de la misma.

REFERENCIAS

- Climate Diagnostics Bulletin, 1997. Publicado por el Climate Prediction Center. NOAA,NWS,NCEP
- Cornejo R. de Grunauer M.P., J. Calderón V., J.L. Santos D. y G. Silva G., 1997. Application of climate information in Shrimp Aquaculture: the Ecuadorian Case. ENSO SIGNAL -IRICP, en prensa.
- ESPOL, 1996. Informe sobre las Mesas Redondas: Aplicaciones de Estudios Climáticos en Agricultura y Pesquería-Acuicultura.
- García, D., 1996. Algunos resultados durante veinte años de Seguro Agropecuario. Memorias del Foro-Taller El fenómeno de El Niño y su impacto en las actividades socioeconómicas en las provincias centrales de Panamá. CATHALAC.
- TC3, 1997. Report of the Coordinating Committee Meeting held in Panama in June 1997. En prensa.
- Zebiak, S.E. and M.A. Cane, 1987. A model ENSO. Mon. Wea.Rev., 115, 2262-2278.

**PROYECTO REGIONAL 'RED DE INFORMACION ELECTRONICA HIDROMETEOROLOGICA
PARA AMERICA DEL SUR, AMERICA CENTRAL Y EL CARIBE'
R-HydroNET**

Instructivo

La información y cuadros que se presentan a continuación explican los archivos de datos que requerimos de cada estación y los formatos y unidades de medición para cada variable de datos.

- 1) Cada estación tendrá dos archivos; un Archivo de Descripción de Estación y un Archivo de Datos. La información y formatos requeridos para el Archivo de Descripción de Estación aparece en el CUADRO I. El CUADRO II contiene un ejemplo de Archivo de Datos. Los códigos a utilizar para cada variable de datos aparecen en el CUADRO III. La convención de nomenclatura para el Archivo de Descripción de Estación y Archivo de Datos se dan en el CUADRO IV. El CUADRO V presenta los códigos de países de UNESCO que se utilizarán en los nombres de archivos y para identificar a cada estación.
- 2) Los datos representarán los años 1967 al presente. Si no existieran datos de una estación en particular para este período, favor dar todos los datos obtenidos (como en el ejemplo que presenta el CUADRO II).
- 3) Favor enviar por fax para nuestros registros una copia del Archivo de Descripción de Estación al siguiente número en los Estados Unidos (+1) 603-862-0188, c/o Annette Schloss.
- 4). Los datos pueden ser transferidos a la Base de Datos R-Hydronet en una de las siguientes formas:
 - a). Via ftp ftp r-hydronet.sr.unh.edu
 login: anonymous
 password: su dirección e-mail
 cd /pub/incoming/r-hydronet
 poner el nombre de su archivo
 - b). En formato de archivo ASCII en diskette de 1.4 megabytes (HD) 3-1/2", formateado para PC o Macintosh, y enviado por correo a:

R-HydroNET Database
 c/o Dr. Annette Schloss
 Complex Systems Research Center, Rm. 452, Morse Hall
 39 College Rd.
 University of New Hampshire
 Durham, NH, 03824
 USA

Favor enviar un mensaje e-mail a annette.schloss@unh.edu notificando el envío, ya sea por ftp o correo regular, y nosotros le acusaremos recibo de los datos. Se debe incluir nombre, dirección, teléfono, fax y correo electrónico. Es posible que necesitemos ponernos en contacto con usted si tenemos problemas con los datos o con los archivos.

CUADRO I. Contenido y formatos del Archivo de Descripción de Estación. (Si la información no se encuentra disponible, o no se aplica al sitio, llenar los datos con -9999; ver ejemplos en el Cuadro.) Los Códigos de País de 3 letras para cada país se dan en el **CUADRO V**. Ver ejemplos de convención de nomenclatura de archivos en el encabezado de cada **Ejemplo** y en el **CUADRO IV**.

Número de registro	INFORMACION REQUERIDA	FORMATO y UNIDADES de MEDICION REQUERIDOS
1	# de ID de Sitio	Código de País de 3 letras + número de la estación
2	Nombre del Sitio	Grados decimales de longitud y latitud. Emplear números negativos para representar Sur y Oeste
3	Ubicación del Sitio en longitud y latitud	
4	Elevación del sitio	Metros sobre el nivel del mar
5	Aporte de áreas aguas arriba	Kilómetros cuadrados, no incluir decimales

Ejemplo 1: Archivo de Descripción de Estación para una estación de caudales en el río Amazonas en Brasil.

Número de Registro	Nombre de Archivo:
	BRA01.txt
1	BRA01
2	Obidos, Brazil
3	-55.330 -1.550
4	37
5	4618746

Ejemplo 2: Archivo de Descripción de Estación para una estación meteorológica en Ciudad de México, México.

Número de Registro	Nombre de Archivo:
	MEX03.txt
1	MEX03
2	Mexico City, Mexico
3	-99.099 19.249
4	2200
5	-9999.

CUADRO II. Formato de los datos para cada registro en el Archivo de Datos, y un ejemplo del sitio de Obidos, Brasil, para el cual se dispone de datos de precipitación mensual (pr), temperatura media mensual del aire (ta), cubierta mensual de nubes (cl), y caudales mensuales (qa) para varios años de 1979 a 1981. Faltan algunos datos, que se representan como -9999.

*** LOS CAMPOS DE DATOS SE DELIMITARAN PULSANDO EL TABULADOR ***
 *** EL FINAL DE LA LINEA SERA UN "RETURN" o TECLA DE PARRAFO (<cr>) ***
 *** SE ASIGNARA A LOS DATOS FALTANTES EL VALOR -9999 ***
 *** NO UTILIZAR COMAS PARA SEPARAR NUMEROS GRANDES ***

Código de País + ID de Sitio	Código de variable de 2 letras (ver lista de variables en CUADRO III)	año	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic. <cr>
Ejemplo 3: Archivo de Datos para el sitio BRA01 que figura en el Ejemplo 1. El nombre del Archivo de Datos sería BRA01.dat														
BRA01	pr	1980	187	98	337	244	290	210	106	123	111	215	198	141<cr>
BRA01	pr	1981	215	251	273	302	240	182	123	153	150	119	156	186<cr>
BRA01	pr	1982	150	-9999	-9999	-9999	250	165	110	140	100	-9999	178	164<cr>
BRA01	ta	1981	25.4	25.2	26.1	26.2	24.6	25.8	25.0	25.9	25.6	26.7	26.2	26.3<cr>
BRA01	ta	1982	25.9	25.9	26.0	25.5	25.4	26.1	27.7	26.5	26.0	26.2	26.9	26.2<cr>
BRA01	cl	1979	-9999	-9999	-9999	91.3	88.0	73.2	56.3	74.2	67.3	89.7	83.8	87.4<cr>
BRA01	cl	1980	82.4	67.3	92.1	85.1	84.3	74.3	69.5	66.6	74.0	85.7	87.6	81.1<cr>
BRA01	qa	1980	120233	147443	171238	194071	210292	210538	199425	174971	137581	102505	93663	100921<cr>

CUADRO III. Códigos de Variables de 2 letras a utilizar en los registros mensuales.

VARIABLE	CODIGO DE VARIABLE	UNIDADES de MEDICION
precipitación	pr	mm/mes
promedio mensual de la temperatura diaria media del aire	ta	grados C
promedio mensual de la temperatura diaria mínima del aire	tm	grados C
promedio mensual de la temperatura diaria máxima del aire	tx	grados C
presión media mensual del vapor de aire	vp	milibares
humedad relativa media mensual	rh	por ciento
velocidad del viento	wn	metros por segundo (m s ⁻¹)
cubierta de nubes media mensual	cl	por ciento
radiación solar media mensual ('downwelling')	rd	cal por metro ² por día (cal m ⁻² día ⁻¹)
caudal medio mensual	qa	metros cúbicos por segundo (m ³ s ⁻¹)
altura del nivel del río	sh	metros (m)
presión del aire	ps	milibares

CUADRO IV. Convención de nomenclatura para Archivo de Descripción de Estación y Archivo de Datos.

Nombre de Archivo de Descripción de Estación	Extensión de Archivo de Descripción de Estación	Nombre de Archivo de Datos	Extensión de Archivo de Datos
# ID de sitio	'.txt'	# ID de sitio	'.dat'

Ejemplo 1. 'BRA01.txt' y 'BRA01.dat' serían los nombres de los Archivos de Descripción de Estación y de Datos para los Ejemplos 1 y 3 en **CUADRO I** y **CUADRO II**.

CUADRO V. Códigos de País a utilizar en la Identificación de Estaciones y como parte de los nombres de archivos para el Archivo de Descripción de Estación y Archivo de Datos.

País	Código de País	País	Código de País
Antigua & Barbuda	ANT	Guyana	GUY
Argentina	ARG	Haiti	HAI
Aruba	ARU	Honduras	HON
Barbados	BAR	Jamaica	JAM
Bermuda	BER	Mexico	MEX
Bahamas	BHA	Nicaragua	NIC
Bolivia	BOL	Panama	PAN
Brazil	BRA	Paraguay	PAR
British Virgin Is.	BVI	Peru	PER
Belize	BZE	St. Kitts & Nevis	STK
Chile	CHI	St. Lucia	STL
Colombia	COL	St. Vincent & Grenad.	STV
Costa Rica	COS	Suriname	SUR
Cuba	CUB	Turks & Caicos	TCI
Dominica	DMI	Trinidad & Tobago	TRI
Dominican Republic	DOM	Uruguay	URU
Ecuador	ECU	Venezuela	VEN
El Salvador	ELS	Netherlands Antilles	NAN
Grenada	GUA		

INVOLUCRAMIENTO DEL UNDHA EN PROGRAMAS DE MITIGACION Y PREPARATIVOS PARA ENFRENTAR EL FENOMENO EL NIÑO 1997-98

Ricardo Mena

RESUMEN

El Departamento de Asuntos Humanitarios de las Naciones Unidas, UNDHA, tiene el mandato de asegurar una respuesta rápida y oportuna de la comunidad internacional de donantes y de las agencias del Sistema de Naciones Unidas frente a los desastres naturales y las denominadas "emergencias complejas", e impulsar las medidas de prevención y mitigación que permitan reducir el impacto de las amenazas naturales, particularmente en los países en vías de desarrollo altamente propensos a dichas amenazas.

El UNDHA ha impulsado varias acciones en América Latina, tendientes a reducir los efectos potenciales que el fenómeno océano-atmosférico recurrente, denominado "El Niño", podría infligir sobre los diferentes países de la región, sobre todo aquellos que tienen altos niveles de vulnerabilidad y mayor probabilidad de ser afectados.

Dichas acciones se han desarrollado en los siguientes campos:

1. Apoyo para la realización de seminarios relacionados con "El Niño", con el objeto de propiciar el intercambio de información entre los diferentes países amenazados y analizar el estado de arte de los sistemas de predicción climática e investigaciones científicas alrededor de dicho fenómeno.
2. Asesoría y soporte técnico a las representaciones del Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo, PNUD, en la formulación de proyectos de mitigación y preparativos para enfrentar el fenómeno El Niño, desarrolladas hasta el momento en Bolivia, Ecuador, Paraguay y Perú.
3. Asesoría técnica a los países propensos a sufrir el impacto de los efectos provocados por "El Niño", en la formulación de Planes Nacionales de Emergencia.
4. Coordinación de acciones entre las diferentes agencias del sistema de las Naciones Unidas y otros organismos internacionales, multilaterales y bilaterales.
5. Organización de misiones del Equipo de las Naciones Unidas para Evaluación y Coordinación en caso de Desastres, UNDAC, para actividades de preparativos y respuesta.

Como resultado de dichas acciones se espera contribuir al fortalecimiento de la capacidad institucional de los países y la región en su conjunto, para reducir y enfrentar los efectos que sean provocados por el fenómeno de El Niño en América Latina.

