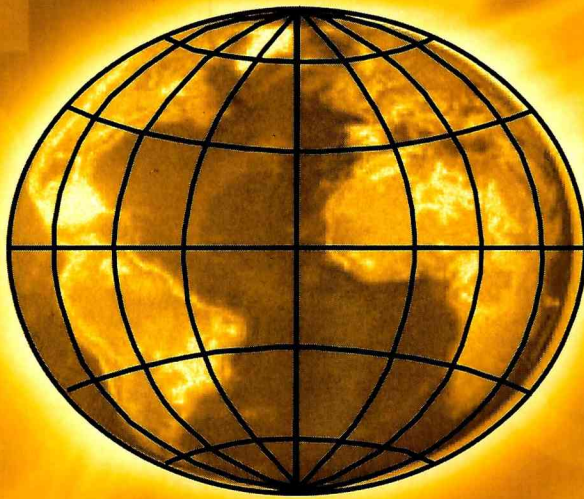




**Asociación Argentina de
Geofísicos y Geodestas**

GEOACTA



**VOLUMEN 30
2005**

ISSN 0326-7237

GEOACTA

Revista de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas

Editor: Dra. María Cintia Piccolo. Instituto Argentino de Oceanografía.
CC 804 - (B8000FWB) Bahía Blanca, Argentina. FAX: (54-291) 486 11 12 - 486 15 27
e-mail: piccolo@criba.edu.ar

Co-editor: Dr. Angel Marcos. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur.
San Juan 670 (B8000ICN) Bahía Blanca, Argentina. FAX: (54-291) 459 51 48
amarcos@uns.edu.ar

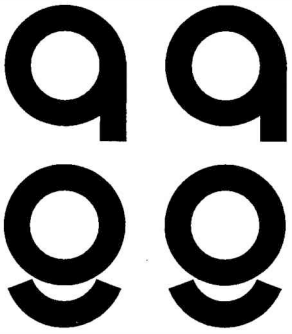
Comité Editorial Asesor (Editorial Advisory Board)

Julio Avila, Universidad Nacional de Tucuman, Argentina
Ricardo Matano, Oregon State University, USA
Ernesto Hugo Berbery, University of Maryland, USA
Aldo Bonalumi, Universidad Nacional de Córdoba
Rudolph H. Wiens, Centre for Research in Earth and Space Sci., Canadá
Dr. Kenneth M. Creer, University of Edingburgh, Inglaterra
José Morales, Universidad de Granada, España
Miguel Pedro Auge, Universidad Nacional de La Plata, Argentina
Manuel Catalán, Real Instituto y Observatorio de la Armada, España
Jorge Chernicoff, SEGEMAR, Argentina
Ernesto Marcia, IAG/USP, Brasil
Diana Cuadrado, IADO, Argentina
Juan José Curto, Observatorio y Jefe de la Sección de Geomagnetismo, España
Marta E. Ghidella, Instituto Antártico Argentino, Argentina
David López de Castro, Universidade Federal do Ceará, Brasil
Daniel Martínez, Universidad Nacional de Mar del Plata, Argentina
Jorge Caló, Universidad Nacional del Sur, Argentina
Ana Sinito, Universidad Nacional del Centro, Argentina
Nemesio Heredia Carballo, Instituto Geológico y Minero de España, España
Antonio Introcaso, Instituto de Física de Rosario, Argentina
Marcelo Raúl Varni, Instituto de Hidrología de Llanuras
Carlos Zavala, Instituto Argentino de Oceanografía, Argentina
Marta Mosert, CASLEO-CONICET, Argentina
María Cristina Pacino, Universidad Nacional de Santa Fe, Argentina

GEOACTA es propiedad de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. Director: María Cintia Piccolo. © 2005 AAGG, derecho de autor número 432301. ISSN:0326-7237. Es una revista con periodicidad anual. Para uso impreso o reproducción del material publicado en la revista se deberá solicitar autorización a la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. Los trabajos se enviarán a las direcciones del editor, siguiendo las normas para los autores que se encuentran al final de este volumen. Instituto Argentino de Oceanografía, CC 804. B8000FWB Bahía Blanca, Argentina.

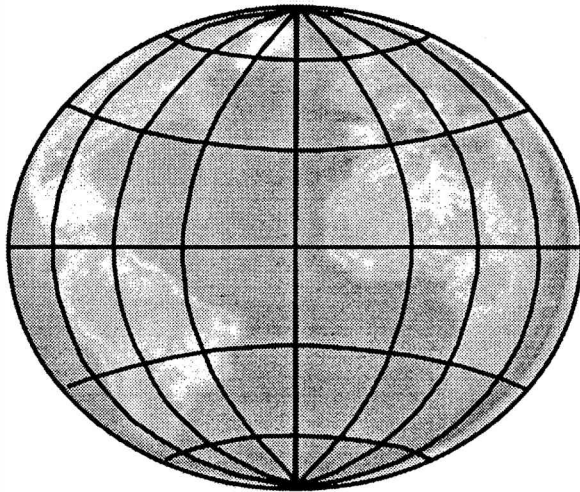
GEOACTA is property of the Argentine Association for Geophysics and Geodesy. Director: María Cintia Piccolo. © 2005 AAGG, royalties number 432301. ISSN:0326-7237. Is an journal published annually. For printed use and reproduction of papers published in this journal is required authorization in writing by the publisher. The manuscripts should be sent to the editor following the Instruction for Authors. The address of the editor is: Instituto Argentino de Oceanografía, CC 804. B8000FWB Bahía Blanca, Argentina.

GEOACTA está citada en **LATINDEX (folio 2862)**, **ASFA (Aquatic Sciences and Fisheries Abstracts)**.

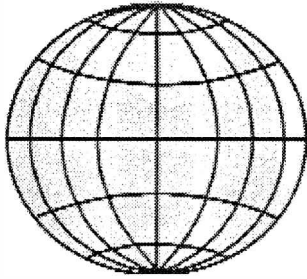


**Asociación Argentina de
Geofísicos y geodestas**

GEOACTA



VOLUMEN 30
BAHIA BLANCA, ARGENTINA
2005



GEOACTA

Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas

Volumen 30 - 2005

Evolución hidroquímica de un acuífero loésico. Caso: General Pico-Dorila, provincia de La Pampa, Argentina. <i>Eduardo E. Mariño y A. Guillermo Bonorino</i>	1
Comportamiento de la precipitación en La Plata durante el período 1938-2001 <i>Pablo Luis Antico y Nora Cristina Sabbione</i>	13
Observaciones litorales ambientales de olas, corrientes y vientos de la playa de Monte Hermoso entre 1996 y 1999. <i>Jorge Caló, Elba Fernández, Angel Marcos y Héctor Aldacour</i>	27
Presencia y evolución de grandes bloques en la costa de Punta Colorada, golfo San Matías, Argentina. <i>Roberto A. Schillizzi, Jorge O. Spagnuolo, Edgardo M. Gelós y Salvador Aliotta</i>	39
Relación entre la desecación del suelo y los fenómenos de subsidencia ocurridos en Ingeniero White, Argentina <i>Jorge C. Carrica y Claudio Lexow</i>	47
Clinoptilolita en la toba riolítica de la fm Castillo (provincia de Chubut) <i>Juan Zunino, Pedro J. Maiza y Silvina A. Marfil</i>	57
Condiciones físicas del salitral de la vidriera y su relación con el zooplancton <i>Alejandro S. Mechaly y Patricia M. Cervellini</i>	63
Geomagnetismo Jurásico, zonas de subducción de pangea y anomalías en la velocidad de ondas sísmicas en el límite manto-núcleo <i>Haroldo Vizán, María Andrea Van Zele y Miriam Gabriela Nieto</i>	73
Obtención de series temporales de los parámetros de Stokes a partir de modelos geofísicos globales y su relación con las variaciones en los ERP. <i>Laura Fernández, Harald Schuh y Claudio Brunini</i>	93
Normas par los autores (Instructions for authors)	103

La presente edición de la revista GEOACTA ha sido realizada con la colaboración económica de la empresa PROFERTIL y del Instituto Argentino de Oceanografía.

**EVOLUCION HIDROQUIMICA DE UN ACUIFERO LOESSICO. CASO:
GENERAL PICO-DORILA, PROVINCIA DE LA PAMPA, ARGENTINA.**

Eduardo E. Mariño¹ y A. Guillermo Bonorino²

¹ Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam. Av Uruguay 151- (6300) Santa Rosa, La Pampa, Argentina. E-mail: emarinio@exactas.unlpam.edu.ar

² Dpto de Geología. UNS-CONICET. Av. San Juan 670- 3° piso- (8000) Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina. E-mail: bonorino@uns.edu.ar

RESUMEN

Este trabajo tiende a lograr una profundización del conocimiento de un acuífero alojado en sedimentos loésicos, a través de la obtención de un modelo conceptual que explique la evolución hidroquímica del sistema. El área de estudio se sitúa en el noreste de la provincia de La Pampa y abarca una superficie de 412 km².

Se analizaron muestras de agua de lluvia y subterránea, a las cuales se le realizaron las siguientes determinaciones: conductividad eléctrica, temperatura, pH, residuo seco, dureza, iones mayoritarios y menores, así como sílice, hierro y aluminio. También se obtuvieron muestras del material constitutivo del acuífero, de las que se obtuvo su composición mineralógica.

El análisis de los datos obtenidos permitió diferenciar cuatro facies hidroquímicas y seleccionar los procesos responsables de la configuración de dos de ellas. Así, las aguas bicarbonatadas mixtas resultarían de la concentración por evapotranspiración del agua de lluvia sumada a varias transformaciones en la zona no saturada, como la incorporación de CO₂, la disolución de sales evaporíticas y la hidrólisis de distintas fases silicatadas. En tanto que la facies bicarbonatada sódica mostraría además la incidencia de un proceso de intercambio catiónico.

Finalmente, se propone que las dos facies restantes denotarían la influencia de agua proveniente de niveles más profundos, la que se mezclaría con el subsistema local antes descripto. Dado que la puesta a prueba de esta hipótesis se ve limitada por las especies analizadas, se discute sobre la necesidad de una aproximación basada en la aplicación de técnicas isotópicas.

Palabras clave: evolución hidroquímica- modelo conceptual- acuíferos loésicos

ABSTRACT

The present paper is focused to improve the knowledge of a loessic aquifer, developing a conceptual model that explains the hydrochemical evolution of the groundwater system. Study area lies at NE of La Pampa province and has a surface of 412 km².

Rainwater and groundwater samples were analyzed to measure electrical conductivity, temperature, pH, salinity, hardness, major and minor ions as well as silica, iron and aluminum. The mineralogy of loessic sediment samples was described.

The analysis of available data allows to distinguish four hydrochemical facies and to choose the processes that arise the composition of two of them. Thus, mixed cation-HCO₃ water result from the concentration of rainwater by evaporation plus some reactions which occurs in the unsaturated zone (dissolution of CO₂ and evaporitic salts and silicate weathering). On the other hand, Na-HCO₃ water reflects the addition of cation exchange.

The origin of the other two facies is attributed to a mix of water from the local flow system with water from deeper levels. We highlight the need of perform isotopic investigations to verify this hypothesis.

Keywords: hydrochemical evolution - conceptual model - loessic aquifer

INTRODUCCION

El área de estudio (Fig. 1) está situada en el noreste de la provincia de La Pampa y abarca una superficie de 412 km², dentro de la cual se asientan las localidades de General Pico y Dorila.

Climáticamente pertenece a la "región hídrica subhúmeda seca" (Cano *et al.*, 1980) con promedios anuales de precipitación y temperatura de 716,1 mm (1921-2000) y de 16,2 °C (1960-2000) respectivamente.

Desde el punto de vista geológico, de Elorriaga (1996) y de Elorriaga y Tullio (1998) sitúan al área de estudio en un alto estructural entre las cuencas de Laboulaye, al norte, y de Macachín, al sur. La secuencia sedimentaria atravesada en una perforación de 265 metros de profundidad se inicia con areniscas cuarzosas triásicas, a las que suprayacen niveles arenosos y arcillosos del Mioceno inferior que se intercalan dentro de un espesor de 100 metros. A continuación se desarrollan 137 metros de sedimentos loésicos rematados por un encostramiento calcáreo ("tosca") asignables a la Formación Cerro Azul (Linares *et al.*, 1980) del Mioceno superior. Finalmente se encuentra una capa arenosa de espesor variable sobre la cual el modelado eólico imprimió un relieve propio de una planicie arenosa, con alternancia de médanos aislados y depresiones suaves donde se destaca, en su porción central, una geoforma medianosa elongada en sentido NNO-SSE.

El acuífero freático que es objeto de este estudio se desarrolla en la capa arenosa eólica y continúa en los sedimentos de la Formación Cerro Azul. Ambas secciones están muy relacionadas debido a que entre ellas no hay niveles menos permeables que interrumpan la conexión hidráulica o dificulten el flujo vertical. El tercio superior del nivel arenoso constituye la zona no saturada y, por sus propiedades hidráulicas, incide favorablemente en la recarga del acuífero (Malán, 1983). La

profundidad del nivel freático va desde decímetros hasta menos de 4 metros. La morfología de la superficie freática evidencia la existencia de una divisoria de drenaje subterráneo en la porción central del ambiente medianoso, de una zona de conducción más desarrollada hacia el este y de una zona de descarga, situada al suroeste del área de estudio (Fig. 1). Sobre la base de trabajos exploratorios (Malán, 1983) se delimitó un sector del acuífero donde se dan aguas aptas para el consumo humano, sobre el que se distribuyen más de 50 perforaciones que abastecen a General Pico, la segunda ciudad de la provincia por su número de habitantes. Dicho sector se sitúa entre la localidad antes mencionada y Dorila.

Aunque las investigaciones previas en el área seleccionada son numerosas y proporcionan una buena caracterización hidrogeológica, se consideró relevante realizar un estudio tendiente a lograr una profundización del conocimiento hidrogeoquímico del sistema acuífero, consistente en la obtención de un modelo conceptual que explique la evolución hidroquímica del sistema.

MATERIALES Y METODOS

El agua subterránea se obtuvo de 27 perforaciones existentes en el área (Fig. 1) destinadas al abastecimiento rural, equipadas con dispositivos de extracción manuales, eólicos y eléctricos que se hicieron funcionar durante algunos minutos antes de tomar la muestra. Ésta se envasó en recipientes plásticos de 1 litro que se enjuagaron con el agua a colectar y se llenaron sin dejar cámara de aire.

La conductividad eléctrica, la temperatura y el pH se registraron en campo a través de medidores potenciométricos portátiles. En laboratorio se determinaron: residuo seco, dureza, iones mayoritarios, compuestos de nitrógeno, fluoruros, arsénico, sílice, hierro y aluminio, empleando métodos analíticos

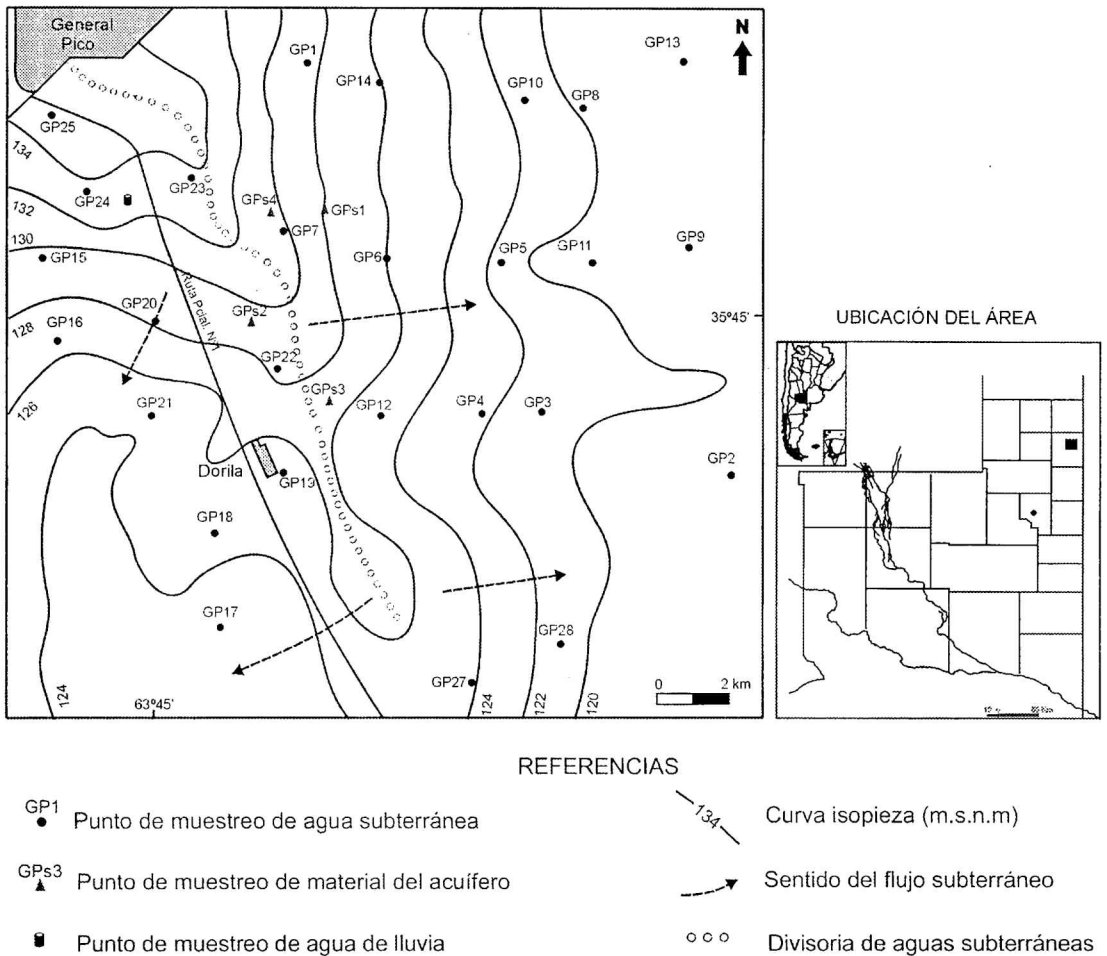


Figura 1. Localización de los puntos de obtención de los diferentes tipos de muestras, mostrando la morfología de la superficie freática.

convencionales (A.P.H.A. *et al.*, 1992, Hach Co., 1999) en un espectrofotómetro Hach DR/4000.

Los valores de la presión parcial de CO_2 se obtuvieron mediante el programa WATEQF (Plummer *et al.*, 1976). Los errores analíticos se calcularon mediante la ecuación que plantea la condición de electroneutralidad de la solución (Appelo y Postma, 1993), con la inclusión del ión nitrato.

También se obtuvieron 9 muestras de agua de lluvia a través de un recolector del tipo de los denominados muestreadores totales o "bulk sampler" (Galloway y Likens, 1978) es decir que permanecen abiertos permanentemente.

Las muestras del material constitutivo del acuífero provienen de cuatro perforaciones ejecutadas por la Dirección de Aguas de La Pampa (Fig. 1). De cada una de ellas se seleccionaron cuatro niveles para su descripción mineralógica mediante la observación por técnicas de inmersión bajo microscopio petrográfico. Para una descripción de mayor detalle, se confeccionaron cortes delgados de los niveles de uno de los pozos (GPs3) que permitieron establecer las proporciones relativas de los distintos minerales. Además, sobre la fracción menor a $2 \mu\text{m}$ se identificaron los minerales de arcilla mediante difracción de rayos X sobre

preparados naturales y tratados con etilén glicol.

2 y 18,5 %) de carbonato de calcio, que actúa como material cementante.

MINERALOGIA DEL MATERIAL ACUIFERO

La descripción mineralógica general del material del acuífero revela un claro predominio de los feldespatos alcalinos (36 a 44,5 %) y del cuarzo (22 a 26,5 %) seguidos por vitroclastos (8 a 17,5 %), litoclastos (3 a 15,5 %) y proporciones menores de plagioclasas, mafitos y minerales opacos. Entre los minerales arcillosos predomina la illita y en algunos niveles aparece caolinita y minerales del grupo de las zeolitas.

Las muestras de sedimentos loésicos y las provenientes de la capa arenosa eólica se diferencian por la mayor proporción de vidrio volcánico y en el menor contenido de fragmentos líticos de las primeras, las que además presentan mayores porcentajes (entre

CARACTERISTICAS HIDROQUIMICAS

El diagrama de la Figura 2 muestra que las aguas subterráneas colectadas se distribuyen entre mixtas y sódicas, en el campo catiónico, y entre bicarbonatadas y mixtas, en el aniónico. Sobre la base de los cuatro agrupamientos que aparecen en el gráfico, se diferencian aguas de tipo bicarbonatadas mixtas, bicarbonatadas sódicas o sódico-magnésicas y sódicas sin anión dominante. En el caso de los aniones se da una evolución desde una composición netamente bicarbonatada hacia otra donde las proporciones de todos ellos tienden a equipararse como resultado de marcados incrementos absolutos de los tenores cloruros y sulfatos y una disminución de los bicarbonatos. La tendencia evolutiva de los

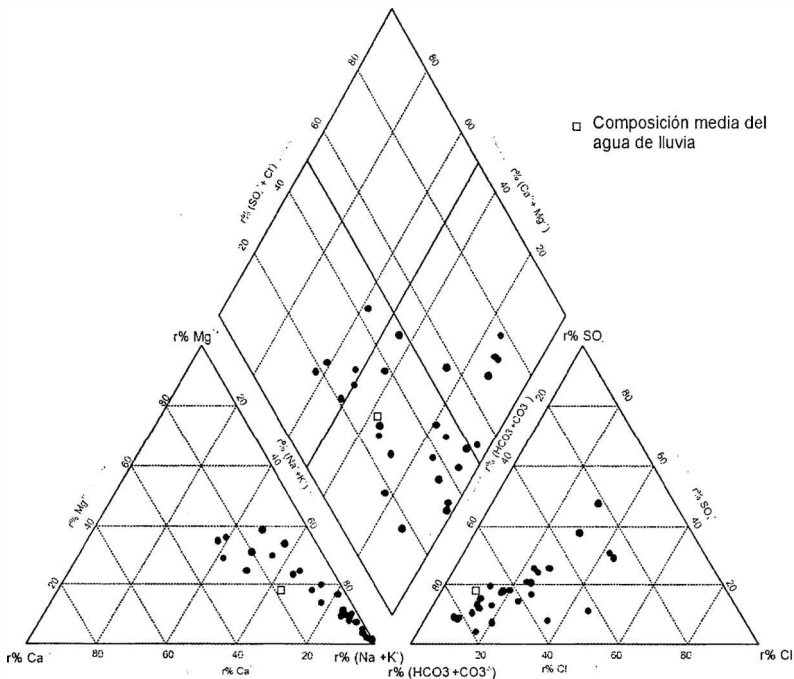


Figura 2. Diagrama de Piper de las muestras de agua subterránea.

caciones está marcada por el progresivo incremento relativo del sodio.

Del análisis de la situación termodinámica del agua subterránea con respecto a distintas fases minerales, que se estudió mediante el programa WATEQF (Plummer *et al.*, 1976), resulta que las muestras se encuentran en equilibrio o subsaturadas con respecto a calcita y en equilibrio con sílice amorfa. En relación con las plagioclasas se verifica una condición diferente para los términos extremos de la serie, ya que mientras el agua se encuentra en equilibrio o sobresaturada en albita, está subsaturada en anortita. La totalidad de las muestras se encuentran sobresaturadas para illita, caolinita y montmorillonita cálcica, por lo tanto la formación de cualquiera de estos minerales arcillosos como producto de la hidrólisis de silicatos es termodinámicamente factible.

EVOLUCION HIDROQUIMICA

A partir de los cuatro grupos discriminados en el diagrama de Piper de la Figura 2 pueden diferenciarse las siguientes facies hidroquímicas (Tabla 1):

Los valores se expresan en mg/l, excepto para C.E. (conductividad eléctrica en $\mu\text{S}/\text{cm}$), pH (adimensional), temperatura (en $^{\circ}\text{C}$) y P_{CO_2} (como log y en atm).

Facies Ia (aguas bicarbonatadas mixtas o sódico-magnésicas) y **Ib** (aguas bicarbonatadas sódicas): se las considera como subtipos de una misma facies ya que tienen valores de residuo seco inferiores a 1.200 mg/l y muestran una gran similitud en su composición aniónica mientras que difieren en los cationes debido a un aumento de la concentración de sodio acompañado por la disminución de calcio y magnesio. Su distribución (Fig. 3) se corres-

Tabla 1. Valores medios de las distintas variables físico-químicas de cada una de las facies hidroquímicas. Los valores se expresan en mg/l, excepto para C.E. (conductividad eléctrica en $\mu\text{S}/\text{cm}$), pH (adimensional), temperatura (en $^{\circ}\text{C}$) y P_{CO_2} (como log y en atm).

Variable	Facies Ia		Facies Ib		Facies II		Facies III	
	Promedio	Desvío Est.	Promedio	Desvío Est.	Promedio	Desvío Est.	Promedio	Desvío Est.
Residuo Seco	722,6	270,5	860,2	218,2	1794,6	528,5	3608,4	1817,4
C. E.	935	365	991	234	2158	620	4264	1984
pH	7,35	0,52	7,99	0,73	7,55	0,53	7,39	0,34
Temperatura	19,8	1,5	19,3	0,7	19,3	0,7	20,2	0,8
Dureza	249,3	89,4	146,7	90,4	121,1	72,5	439,2	154,9
Cloruros	76,3	51,6	71,3	39,4	200,6	84,8	713,6	320,5
Sulfatos	63,4	44,1	88,3	35,3	271,7	99,9	927,6	616,5
Carbonatos	0	0	32	58	9,1	16,3	0	0
Bicarbonatos	423	110	503	130	894	225	947	358
Calcio	43,4	22,3	19,3	12,1	10,6	6,2	36,5	14,3
Magnesio	44,7	17,5	23	14,6	23	14,8	84,6	31,3
Sodio	122,1	45,0	256,8	70,4	639,1	185,7	1173	581,6
Potasio	18,7	39,8	11,7	9,9	11,7	4,5	25,4	10,3
Nitratos	50,7	32,1	40,5	45,2	57,5	70,6	33,4	32,9
Flúor	1,6	0,8	4,5	1,4	8,6	6,4	4,3	2,2
Arsénico	0,50	0,83	0,54	1,11	0,11	0,07	0,94	1,13
Sílice	47,4	8,5	51,1	2,8	48,1	2,9	49,5	4,3
Aluminio	0,022	0,026	0,019	0,028	0,015	0,030	0,007	0,008
Hierro	0,350	0,282	0,406	0,007	0,354	0,284	0,500	0,210
P_{CO_2}	-1,81	0,41	-2,2	0,74	-1,61	0,39	-1,58	0,45
N° muestras	9 (33,5%)		6 (22%)		7 (26%)		5 (18,5%)	

ponde con el sector central del ambiente medanoso donde se dan las condiciones más favorables para la recarga, debidas principalmente al mayor espesor del manto arenoso. Estas condiciones también pueden darse localmente en el resto del área como queda reflejado por la manifestación puntual de esta facies dentro del ámbito de la siguiente.

Facies II (aguas bicarbonatadas sódicas): aunque conserva la misma configuración

química que la facies Ib, a la que sucede en el sentido del flujo subterráneo, se diferencia por un marcado incremento de las concentraciones aniónicas y del sodio mientras que el calcio continúa en disminución.

Facies III (aguas sódicas sin anión dominante): está ligada a sectores de descaga local y muestra, con respecto a la facies anterior, un aumento de cloruros y sulfatos que no es acompañado por los bicarbonatos y una mayor

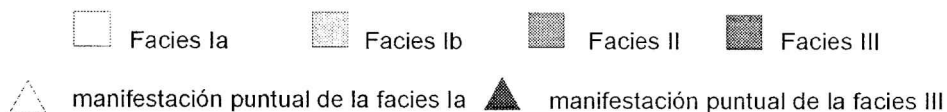
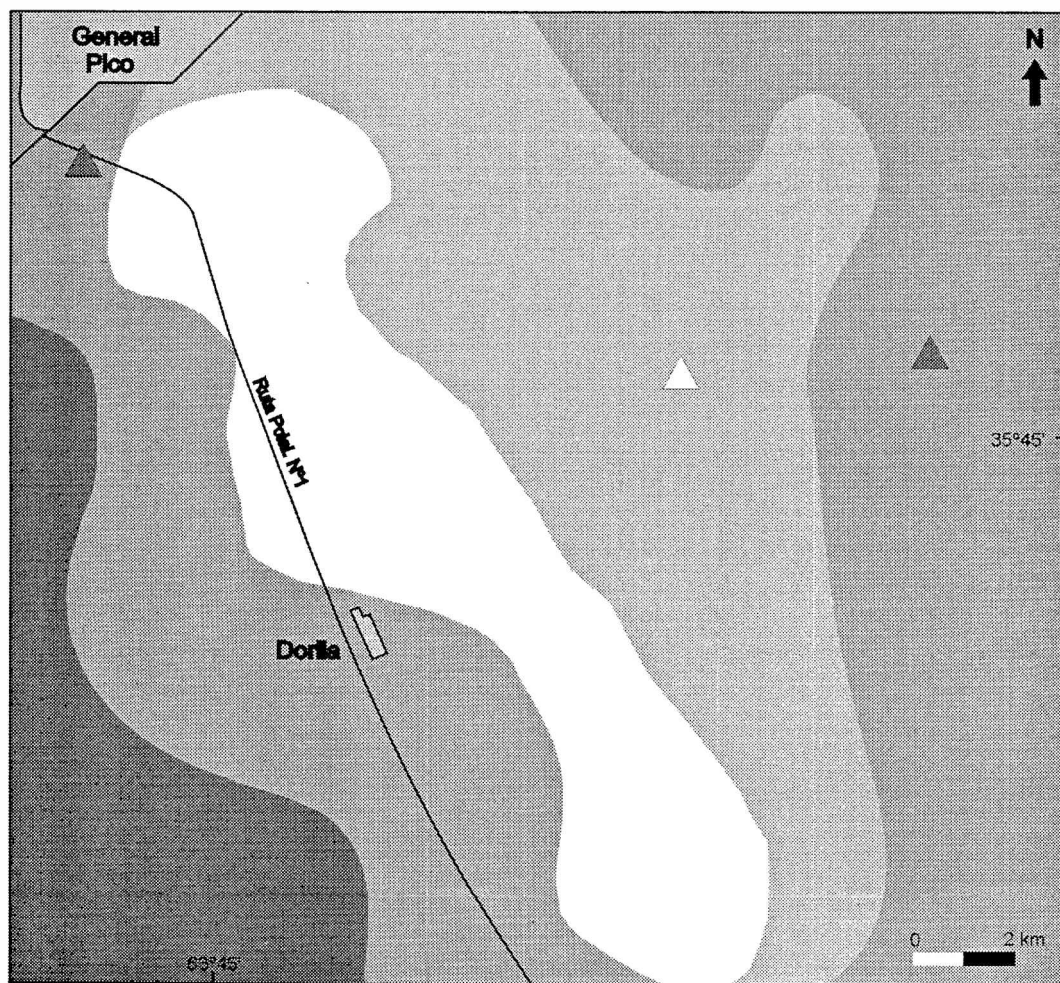
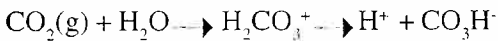


Figura 3. Distribución espacial de las facies hidroquímicas.

concentración de los cationes, en especial calcio y magnesio.

La facies Ia representaría la configuración química del agua de recarga, resultante de una "marca climática" (Custodio, 1991) dada por la concentración del agua de lluvia por evapotranspiración y de la ocurrencia de un conjunto de procesos modificadores actuantes durante la infiltración, entre los que se destacan la disolución de CO₂ y de sales evaporíticas y la hidrólisis de distintas fases silicatadas, principalmente sílice biogénica, vidrio volcánico y minerales máficos.

La disolución de CO₂ se daría a partir del gas disponible en el suelo por la respiración de las raíces de las plantas y la oxidación de la materia orgánica, que en las reacciones siguientes está representada por el carbohidrato simple CH₂O (Appelo y Postma, 1993):



Estas reacciones explican que, para esta facies, la P_{CO₂} alcance un valor promedio de 10^{-1.8} atm. La disociación del ácido carbónico produce un incremento en la alcalinidad del agua y una acidificación que incrementa su reactividad frente a distintas especies silicatadas.

La presencia de sales en la zona no saturada se debería a la evapotranspiración casi total de precipitaciones estivales de poca magnitud y/o que ocurren cuando el suelo registra bajos valores de humedad. Luego estas evaporitas sufren una redisolución parcial por lluvias más cuantiosas, especialmente las que se dan durante el otoño y la primavera.

La disolución de sílice orgánica y de vidrio volcánico origina los importantes contenidos de sílice de esta facies, que llegan a superar los 50 mg/l. La incidencia hidroquímica de la sílice biogénica fue destacada por Martínez *et al.* (1998) Martínez y Osterrieth (1999) y

Miretzky *et al.*, (2001). Este compuesto está presente bajo la forma de silicofitolitos formados por la silicificación de células de gramíneas (Gonzalez Bonorino, 1965), cuya abundancia en los suelos y sedimentos loésicos de la región Chaco-Pampeana fue reconocida por Tecchi (1983), Osterrieth y Martínez (1993) y Morrás (1995).

La importancia de la interacción del agua con el vidrio volcánico quedó demostrada en los trabajos de Nicolli *et al.* (1985 y 1989), Rossi (1996) y Rossi y Bonorino (1996). Estos autores, al igual que Arribére *et al.* (1997), Corbella *et al.* (1998) y Smedley *et al.* (2000), establecieron, mediante análisis geoquímicos de ceniza volcánica o de concentrados de vitroclastos, el carácter riolítico a andesítico del material vítreo que acompaña a los sedimentos loésicos de la región pampeana, con lo cual su hidrólisis aportaría al agua, además de sílice, proporciones variables de sodio y calcio. Además, Nicolli *et al.* (1985 y 1989), Arribére *et al.* (1997) y Smedley *et al.* (2000) han propuesto a esta fase como la más importante fuente potencial de flúor y arsénico.

Con el fin de lograr una aproximación cuantitativa a los procesos hidrogeoquímicos propuestos se utilizó el código numérico inverso de balance de masas NETPATH (Plummer *et al.*, 1992) tomando como solución inicial a la composición media del agua de lluvia y como final a una muestra de agua subterránea representativa de la facies Ia (Tabla 2). Los elementos impuestos como restricciones fueron carbono, sodio, silicio, cloro, calcio y magnesio. Se contempló la concentración por evapotranspiración y se propusieron cuatro fases susceptibles de ser disueltas (halita, plagioclasa, silicato de magnesio y sílice amorfa), una que puede ser disuelta o precipitada (calcita) y cuatro que sólo pueden precipitar (montmorillonita cálcica y sódica, caolinita e illita). La elección de las fases mencionadas se basó en los fundamentos siguientes:

a) La halita se incluyó para reflejar el aporte de sales de la zona no saturada.

b) Se tomó un mineral de la serie de las plagioclasas (oligoclasa) cuya composición se aproxima a la obtenida para el vidrio volcánico por Smedley *et al.* (2000).

c) El silicato de magnesio es la fórmula general de los piroxenos que son los principales minerales máficos después de la hornblenda, la cual no pudo seleccionarse porque no aparece en la base termodinámica del programa utilizado.

d) La sílice amorfa se incluyó para representar su presencia en el sedimento del acuífero bajo la forma de silicofitolitos.

e) La calcita está presente en el sedimento como mineral epigénico, especialmente en el techo de la Formación Cerro Azul donde constituye una capa de tosca.

f) Los minerales arcillosos del grupo de las montmorillonitas se adoptaron como posibles productos de neoformación a partir de la alteración de los vitroclastos y cristaloclastos máficos, como surge de la interpretación de diagramas de campos de estabilidad (Mariño, 2003). La illita y la caolinita se incluyeron dado que los estudios mineralógicos indican su presencia en el acuífero.

Se obtuvieron 22 modelos que satisficieron las restricciones impuestas, cuatro de los cuales (Tabla 3) se consideran los más representativos del sistema hidrogeoquímico estudiado. Ellos se diferencian porque mientras el modelo I contempla la disolución de sílice amorfa pero no de calcita, los restantes operan en forma inversa y en que adoptan la neoformación de un mineral arcilloso diferente.

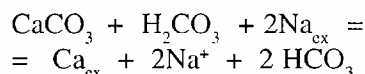
La facies Ib tiene una configuración sódica como resultado de un intercambio catiónico que se evidencia por el aumento de la relación Na^+/Cl^- acompañado de la disminución de Ca^{2+}/Cl^- y Mg^{2+}/Cl^- (Tabla 4). Este proceso fue incluido en los modelos propuestos por Rossi (1996) y Miretzky *et al.* (2001) para otros acuíferos en sedimentos loésicos y es considerado por Toran y Saunders (1999) como uno de los dos principales que dan origen

Tabla 2. Composición química de las soluciones inicial y final (en mmoles/l).

Muestra	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂
Solución inicial	0,028	0,019	0,150	0,022	0,023	0,162	0,021	0,000
Solución final	1,015	0,437	6,229	1,173	1,687	3,502	0,100	0,684

a aguas subterráneas de tipo bicarbonatado sódico, junto con la hidrólisis de silicatos.

La reacción ocurriría cuando el agua cálcico-magnésica propia de la capa arenosa eólica toma contacto con los sedimentos loésicos subyacentes, luego de atravesar el nivel de "tosca". Este pasaje daría lugar a la disolución de calcita, que se refleja en un aumento del pH y de la relación HCO_3^-/Cl^- y una disminución de la P_{CO_2} en varias muestras de la facies Ib, lo cual favorece el proceso de intercambio según la ecuación siguiente (Thorstenson *et al.*, 1979):



Además, resulta funcional la presencia de intercambiadores de reconocida capacidad como son los óxidos e hidróxidos de hierro que pigmentan a los clastos y contribuyen a aumentar la superficie específica (Appelo y Postma, 1993) y los minerales del grupo de las zeolitas, cuya fórmula general es $(Na_2, K_2, Ca, Ba)[(Al, Si)O_2]_n \cdot nH_2O$ (Deer *et al.*, 1992), que pueden intercambiar sus cationes mediante un proceso independiente del pH que tiene lugar dentro del retículo cristalino (Langmuir, 1997).

La aparición de las facies II y III constituye una evidencia de la complejidad de los procesos involucrados en el sistema, ya que resulta difícil atribuirlos a la evolución hidrogeoquímica propia del subsistema de flujo local. Ambas facies registran un brusco incremento de las concentraciones de cloruros y sulfatos que suponen la existencia de una fuente capaz de

Tabla 3. Modelos de balance masas.

Fase	Modelo I		Modelo II		Modelo III		Modelo IV	
	reacción	mmoles	reacción	mmoles	reacción	mmoles	reacción	mmoles
Halita	Dis.	0,6133	dis.	0,6521	dis.	0,6430	dis.	0,6430
Plagioclasa	Dis.	2,2363	dis.	1,1626	dis.	1,0909	dis.	1,0909
SiO ₂ amorfa	Dis.	3,1720						
MgSiO ₃	Dis.	1,3580	dis.	1,3897	dis.	1,6400	dis.	1,3823
Calcita			dis.	0,6006	dis.	0,4591	dis.	0,4591
Montmor. sódica	Pret.	2,5885						
Montmor. Cálcica			prec.	0,9663				
Illita					prec.	1,0311		
Caolinita							prec.	1,6755
Factor de evapor.	14,576		13,171		13,502		13,502	

Tabla 4. Relaciones iónicas para las distintas facies hidroquímicas.

Facies	pH	Log P _{CO₂} (atm)	HCO ₃ ⁻ /Cl ⁻	Ca ⁺² /Cl ⁻	Mg ⁺² /Cl ⁻	Na ⁺ /Cl ⁻
Ia	7,35	-1,81	3,22	1,00	1,71	2,47
Ib	7,99	-2,2	4,10	0,48	0,94	5,56
II	7,55	-1,62	2,59	0,09	0,33	4,91
III	7,39	-1,58	0,77	0,09	0,35	2,53

suministrar dichos iones en proporciones tales que no son compatibles con la naturaleza silicoclástica del acuífero. La vinculación de la facies III con los sectores de descarga, caracterizados por un flujo subterráneo convergente y ascendente, permite proponer que dicha facies denotaría la influencia de agua proveniente de niveles inferiores a los de observación y que la sobreimposición de este flujo más profundo con el subsistema local daría lugar a un proceso de mezcla cuyo resultado es la facies II.

Las evidencias hidroquímicas de dicha mezcla se ven limitadas por las determinaciones realizadas y son presentadas por Mariño (2003) a partir de dos cálculos hipotéticos donde se mezclan, según una relación de volúmenes previamente determinada, una muestra representativa del subsistema de flujo local (facies Ia) con otra que se adopta para caracterizar al flujo profundo (facies III), ambas aproximadamente alineadas según la dirección del flujo subterráneo. La mezcla

teórica resultante se compara con una muestra correspondiente a la facies II, ubicada sobre la misma línea de flujo. De tal confrontación surgen diferencias entre las concentraciones calculadas y observadas, que consisten en la subestimación de los valores de bicarbonato y sodio y la sobrestimación de los de calcio y magnesio. La consideración conjunta del déficit de sodio y el exceso de calcio y magnesio indicaría que el intercambio catiónico propuesto para la facies Ib incidiría también en la definición de la facies II. En cambio, con los datos disponibles, resulta más difícil explicar el déficit de bicarbonatos, aunque preliminarmente podría atribuirse a la condición de equilibrio con calcita que exhibe la facies III (I.S. entre -0,273 y 0,24). La disponibilidad de determinaciones isotópicas (T, ¹⁸O y ³H) representaría una herramienta de suma utilidad para la puesta a prueba de esta hipótesis.

En el caso del tritio, el resultado esperado sería que la facies II registre un envejecimiento respecto del sistema local, lo que denotaría la influencia de agua más antigua o con mayor tiempo de tránsito (Dapeña y Panarello, 2003). También sería de utilidad para resolver una incertidumbre propia de los cálculos de mezcla teórica entre dos términos extremos, ya que la buena correspondencia de los resultados del modelo con el agua elegida como patrón de comparación, puede deberse meramente a la existencia de una correlación positiva entre los

parámetros de las tres muestras involucradas en el cálculo. Para descartar esto, se requiere de una variable que se encuentre inversamente relacionada con las concentraciones iónicas, tal como sucede frecuentemente con el contenido de tritio (Mazor, 1997, p.209).

Por su parte, los isótopos estables pueden reflejar la ocurrencia de un proceso de mezcla a través de un gráfico $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$. En este caso, las muestras de la facies II deberían ubicarse sobre una línea recta que conecte a los probables términos extremos (Facies Ia y III). Además, si se relaciona gráficamente la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) con el residuo seco es posible identificar los procesos responsable de la salinización de un agua (Gat, 1996).

CONCLUSIONES

La recarga, que tiene lugar en un amplio espacio del área de estudio aunque con diferentes grados espaciales, posee una fuerte incidencia en la configuración de las facies Ia y Ib. Estas resultarían de la concentración por evapotranspiración del agua de lluvia, que se daría según un factor de entre 13 y 15 según los resultados de los balances de masa. A esta "marca climática" se le suman varias transformaciones en la zona no saturada, como la incorporación de CO_2 , la disolución de sales evaporíticas y la hidrólisis de distintas fases silicatadas.

La diferenciación de la facies Ib se produce en la Formación Cerro Azul como consecuencia de una reacción de intercambio de bases, con incorporación de sodio a la solución a expensas de calcio y magnesio.

REFERENCIAS

A.P.H.A, A.W.W.A. y W.P.C.F, 1992. Standard methods for the examination of water and waste water, 18^a ed., Washington, pp 1134.

Appelo, C. A. J. y D. Postma, 1993. Geochemistry, Groundwater and Pollution. A.A. Balkema Pub., Rotterdam, pp 536.

Arribére, M. A, I. M. Cohen, L. H. Ferpozzi, A. J. Kestelman, V. A. Casa y S. Ribeiro Guevara, 1997. Neutron activation analysis of soils and loess deposits, for the investigation of the origin of the natural arsenic-contamination in the Argentine pampa. Radiochimica Acta, 78, 187-191.

Cano, E., G. Casagrande, H. A. Conti, B. Fernandez, R. Hevia, J. C. Lea Plaza, D. Maldonado Pinedo, H. Martinez, M. A. Montes y C. A. Peña Zubiato, 1980. Inventario Integrado de los Recursos Naturales de la provincia de La Pampa. INTA-Gobierno de La Pampa-UNLPam, Santa Rosa, pp493.

Corbella, H., G. Martínez y P. Nabel, 1998. Composición química de algunas cineritas de la costa atlántica marplatense y su posible procedencia. Actas de las V Jornadas Geológicas Bonaerenses, Mar del Plata, 2, 239-241.

Custodio, E., 1991. La interpretación hidrogeológica como herramienta de estudio y valoración de sistemas acuíferos: aspectos metodológicos generales. En: Curso Internacional de Hidrología Subterránea-Hidrogeología, estado actual y perspectivas. Anguita, F., I. Aparicio, L. Candela y N. F. Zurbano (Eds). CIMNIE, Barcelona, 121-161.

Dapeña, C. y H. O. Panarello, 2003. Composición isotópica de la lluvia de Buenos Aires: Su importancia para el estudio de los sistemas hidrológicos pampeanos. Memorias del III Congreso Argentino de Hidrogeología y I Seminario Hispano-Latinoamericano sobre temas actuales en hidrología subterránea, Rosario, 2, 473-482.

de Elorriaga, E. E., 1996. Resultados del análisis de datos del subsuelo de la parte noreste de la provincia de La Pampa, Argentina. Actas de las VI Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Santa Rosa, 83-93.

de Elorriaga, E. E. y J. O. Tulio, 1998. Estructuras del subsuelo y su influencia en la morfología en el norte de la provincia de La Pampa. Actas del X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Buenos Aires, III, 227-330.

- Deer, W. A., R. A. Howie y J. Zussman, 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Longman Scientific & Technical, 2ª ed., Essex, pp 696.
- Galloway, J. N. y G. E. Likens, 1978. The collection of precipitation for chemical analysis. *Tellus*, 30, 71-82.
- Gat, J. R., 1996. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 24, 225-262.
- Gonzalez Bonorino, F., 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XX(1), 67-148.
- Hach Co., 1999. DR/4000 spectrophotometer. Procedures manual. Hach Company, 7ª ed., Colorado, pp 860.
- Langmuir, D., 1997. Aqueous environmental geochemistry. Prentice Hall, 2ª ed, New Jersey, pp 600.
- Linares, E., E. J. Llambías y C. O. Latorre, 1980. Geología de la provincia de la Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XXXV(1), 87-146.
- Malán, J. M., 1983. Estudio hidrogeológico para el abastecimiento de agua potable a la localidad de General Pico, departamento Maracó, provincia de La Pampa. Informe Preliminar. *Actas del Coloquio de Hidrología de Grandes Llanuras, Olavarría, III*, 1449-1457.
- Mariño, E.E. 2003. Sistema hidrogeoquímico de un acuífero libre en ambiente medanoso en el área General Pico-Dorila, provincia de La Pampa. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, pp 141 (inédito).
- Martínez, D. E. y M. Osterrieth, 1999. Geoquímica de la sílice disuelta en el acuífero pampeano en la vertiente sudoriental de Tandilia. En: *Hidrología Subterránea*. Tineo, A. (Ed). Serie de Correlación Geológica, Tucumán, 13, 241-250.
- Martínez, D. E., M. Osterrieth y J. Maggi, 1998. Equilibrio químico solución-fase mineral en el acuífero clástico de la cuenca superior del arroyo Lobería, partido de General Pueyrredón. *Actas de las V Jornadas Geológicas Bonaerenses, Mar del Plata*, 2, 23-32.
- Mazor, E., 1997. Chemical and isotopic groundwater hydrology. M. Dekker Inc., 2ª ed, New York, pp 409.
- Miretzky, P., V. Conzonno y A. Fernández Cirelli, 2001. Geochemical processes controlling silica concentrations in groundwaters of the Salado River drainage basin (Argentina). *Journal of Geochemical Exploration*, 73(3), 155-166.
- Morrás, H., 1995. Mineralogy and cation exchange capacity of the fine silt fraction in two soils from southern Chaco region (Argentina). *Geoderma*, 64, 281-295.
- Nicolli, H., T. O'Connor, J. Suriano, M. Koukharsky, M. Gomez Peral, L. Bertini, I. Cohen, L. Corradi, O. Baleani, y E. Abril, 1985. Geoquímica del arsénico y de otros oligoelementos en aguas subterráneas de la llanura sudoriental de la provincia de Córdoba. *Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Miscelánea* 71, pp 112.
- Nicolli, H., J. Suriano, M. A. Gomez Peral, L. H. Ferpozzi y O. Baleani, 1989. Groundwater contamination with arsenic and other trace elements in an area of the Pampa, province of Córdoba, Argentina. *Environmental Geology*, 14(1), 3-16.
- Osterrieth, M. L y G. A. Martínez, 1993. Paleosols on late Cenozoic loessic sequences in the northeastern side of Tandilia range, Buenos Aires, Argentina. *Quaternary International*, 17, 57-65.
- Plummer, L. N., B. F. Jones y A. H. Truesdell, 1976. WATEQF - A Fortran IV version of WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibrium of natural waters. U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 76-13, pp 70.
- Plummer, L. N., E. C. Prestemon y D. L. Parkurst, 1992. An interactive code (NETPATH) for modelling NET geochemical reaction along a flow PATH. U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 91-4078, pp 94.

- Rossi, S. P., 1996. Evaluación hidrogeoquímica del agua subterránea en la cuenca superior del arroyo Chasicó, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, pp125 (inédito).
- Rossi, S. P y A. G. Bonorino, 1996. Hidroquímica del agua subterránea (sistema silicatado) de un acuífero loésico. Cuenca del arroyo Chasicó, provincia de Buenos Aires. Actas del XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, IV, 365-380.
- Smedley, P. L., D. M. J. McDonald, H. B. Nicolli, A. J. Barros, J. O. Tullio y J. M. Pearce, 2000. Arsenic and other quality problems in groundwater from northern La Pampa province, Argentina. British Geological Survey, Technical Report WC/99/36, pp 176.
- Tecchi, R. A., 1983. Contenido de silicofitolitos en suelos del sector sudoriental de la pampa ondulada. Ciencia del Suelo, 1(1), 75-82.
- Toran, L. E. y J. A. Saunders, 1999. Modelling alternative paths of chemical evolution of Na-HCO₃-type groundwaters near Oak Ridge, Tennessee, USA. Hydrogeology Journal, 7(4), 355-364.
- Thorstenson, D. C., D. W. Fisher y M. G. Croft, 1979. The geochemistry of the Fox hills-basal Hell creek aquifer in southwestern North Dakota and northwestern South Dakota. Water Resources Research, 15(6), 1479-1498.

COMPORTAMIENTO DE LA PRECIPITACION EN LA PLATA DURANTE EL PERÍODO 1938-2001

Pablo Luis Antico y Nora Cristina Sabbione

Departamento de Sismología e Información Meteorológica, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de La Plata, Universidad Nacional de La Plata, Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata, Provincia de Buenos Aires. E-mail: pantico@fcaglp.unlp.edu.ar

RESUMEN

El comportamiento de la precipitación en la estación meteorológica La Plata Observatorio, se estudia durante el período comprendido entre los años 1938 y 2001. Los datos utilizados han sido obtenidos de la base de datos meteorológicos del Departamento de Sismología e Información Meteorológica y consisten en totales anuales, mensuales y diarios, y el número de días con precipitación. En los totales anuales de precipitación se observa una tendencia creciente durante todo el período, y dos oscilaciones con períodos de 4,5 y 2,1 años. El análisis de los totales mensuales indica que el aumento de la precipitación anual responde a un aumento de la precipitación entre octubre y marzo. La serie de tiempo de los máximos anuales de precipitación diaria también revela un incremento en los valores registrados, como así también en su frecuencia de ocurrencia, a partir de la década del '70.

Palabras claves: precipitación, cambio climático, La Plata.

ABSTRACT

The precipitation pattern at La Plata Observatorio meteorological station is analyzed for the 1938-2001 period. The data were obtained from the Departamento de Sismología e Información Meteorológica database, and consist of annual, monthly and daily rainfall totals and the number of days with precipitation. An increasing trend is observed in the annual totals during the whole period, as well as two oscillations with periods of 4.5 and 2.1 years. The analysis of monthly totals indicates that the observed increase in annual totals is accounted for by an increase in monthly rainfall through October to March. The time series of annual daily precipitation maxima reveals also an increase in the observed values, as well as in their frequency of occurrence, since the 1970s.

Keywords: precipitation, climatic change, La Plata.

INTRODUCCION

La existencia de tendencias en la precipitación, como así también la ocurrencia de cambios en su régimen, tiene impactos sobre las actividades humanas que afectan al desarrollo económico, los programas sociales y la gestión de los recursos hídricos (OMM 1990). Al mismo tiempo, estas tendencias pueden representar una señal de un cambio del clima ya sea a nivel local o regional. En este último caso, deberían hallarse señales

similares en las series temporales de precipitación de estaciones ubicadas en la misma estación.

Se ha observado una tendencia creciente de la precipitación registrada durante la mayor parte del siglo XX en Argentina (Dai *et al.*, 1997). Hoffmann *et al.* (1987), a partir del estudio de la fluctuación de la precipitación en Argentina, encuentran un aumento de los promedios decádicos, en particular sobre estaciones del centro y este de Argentina durante la segunda mitad del siglo XX. Krepper

et al. (1991) también detectan una tendencia creciente de la precipitación en dicha región. Más tarde, Krepper y Scian (1994) encuentran una tendencia similar en base a datos de estaciones de la Región Pampeana. Otra evidencia de un aumento en la precipitación en el sudeste de América del Sur a partir de la década del '60, viene dada por el aumento de los caudales de los principales ríos de la región (García y Vargas 1998; Genta *et al.*, 1998).

En este trabajo se busca identificar cambios en la precipitación en La Plata Observatorio durante el período 1938-2001. En primer lugar se analiza la tendencia a largo plazo dominante en los totales anuales y en el número de días con precipitación por año. Luego se estudia la distribución de la precipitación durante el año haciendo uso de los totales mensuales y el número de días con precipitación por mes. Por último, se utilizan los valores máximos anuales de precipitación diaria. El estudio de estos últimos brinda un panorama de los valores extremos que puede tomar la precipitación diaria, a la vez que revela los cambios que ésta sufre tanto en su monto como en su frecuencia de ocurrencia a lo largo del período de estudio.

DATOS

La estación meteorológica del Observatorio Astronómico de La Plata (en adelante referida como La Plata Observatorio), que actualmente depende del Departamento de Sismología e Información Meteorológica de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la Universidad Nacional de La Plata, efectúa la tarea de recolectar y preservar los datos meteorológicos de superficie. La Plata Observatorio está emplazada en la ciudad de La Plata, situada al noreste de la Provincia de Buenos Aires a los 34° 55' S y 57° 56' O.

Los datos utilizados consisten en totales diarios, mensuales y anuales de precipitación obtenidos durante el período 1938-2001. Los datos diarios corresponden a la precipitación

acumulada entre las 0 y 24 hora local, a partir de los cuales se computan los totales mensuales y luego con éstos los totales anuales. También se utilizan los datos correspondientes a la cantidad de días en los cuales ocurre precipitación al mes, y a partir de éstos se obtienen los días con precipitación al año. Se considera que en un día dado ocurre precipitación cuando se registra un total de al menos 0,2 mm. Previamente a su utilización en este estudio los datos han sido sometidos a un control de calidad, de manera tal que cumplen con las condiciones necesarias para ser utilizados en estudios climatológicos (OMM 1990).

METODOLOGIA

Se utiliza la serie temporal completa de precipitación para el período 1938-2001. Debido a las variaciones relativamente grandes que ocurren de un año a otro, la serie de la precipitación anual presenta irregularidades de corto período que en principio podrían enmascarar a otras de mayor período y tendencias.

En primer lugar se analizan los saltos en la media a lo largo del período completo 1938-2001. Para detectar estos cambios se aplica el test de desvíos acumulados (Q) (Buishand 1982). Este mismo test ha sido aplicado para el análisis de series de precipitación y caudales en la cuenca del Río de la Plata (García y Vargas 1998). El test Q detecta los puntos de cambio de la media al cabo de m observaciones en la serie temporal $\{x_i : i = 1, \dots, k, \dots, N\}$. Se define el desvío acumulado $S_k^* = \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x})$ con $S_0^* = 0$ para $k = 1, \dots, N$. Luego, utilizando la desviación standard de la serie de

observaciones $\sigma_x^2 = \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 / N$ se define el desvío acumulado normalizado

$S_k^{**} = S_k / \sigma_y$ para $k = 0, 1, \dots, N$. Los puntos de cambio en el valor de la media de la serie vienen dados por los máximos de $|S_k^{**}|$.

La presencia de una tendencia en la serie temporal de la precipitación anual podría significar un cambio real en la precipitación o bien un cambio en las condiciones ambientales de la estación meteorológica en donde fueron efectuadas las observaciones. En ese sentido se podrían señalar como posibles forzantes ambientales al crecimiento edilicio y demográfico, como así también a la actividad industrial en los alrededores (Jaschek, 1994). Sin embargo no queda claro qué efecto ejercen estos forzantes sobre la precipitación.

En el caso que exista un cambio en la precipitación debido a una alteración de la circulación general de la atmósfera, éste debería manifestarse en otras estaciones cercanas. Se efectúa entonces una comparación con las medias decádicas de la precipitación anual de la estación Buenos Aires, perteneciente al Servicio Meteorológico Nacional. Esta última se escogió para hacer la comparación por tratarse de la estación disponible con registros completos más cercana a La Plata Observatorio. Luego se calculan las diferencias entre las medias decádicas de La Plata Observatorio y las correspondientes a Buenos Aires para las cinco décadas comprendidas en el período 1941-1980, definidas como: 1941-1950, 1951-1960, 1961-1970, 1971-1980, y 1981-1990. La década del '90 para Buenos Aires aún no ha sido publicada, por lo tanto la comparación se extiende solamente hasta los '80.

Para detectar la existencia de oscilaciones regulares en las series de datos se aplica el análisis de espectro singular (SSA, del inglés *Singular Spectrum Analysis*) a la serie completa de precipitación anual (Vautard *et al.*, 1992). El SSA es un método no paramétrico

aplicable a series cortas y ruidosas de datos geofísicos. A diferencia de los métodos clásicos que ajustan un modelo previamente definido a la serie de muestra (senos y cosenos en el análisis armónico clásico) (Panofsky y Brier, 1958; Wilks, 1995) el SSA utiliza un conjunto de bases que se adaptan a los datos. Entre otros resultados que se obtienen al aplicar el SSA, es posible identificar tanto tendencias como oscilaciones que no necesariamente sean armónicas.

Para el cálculo del SSA aplicado a las series de precipitación en este estudio se utiliza el conjunto de herramientas desarrollado por Ghil *et al.* (2002). Para una descripción minuciosa del método el lector debe remitirse a esta última referencia. Se escogió una longitud de ventana espectral $M = 30$, es decir 30 años, tanto para los totales anuales como para la cantidad de días con precipitación por año, cuya longitud es de 64 años. Una vez construido el SSA para cada una de las series se calcularon los correspondientes componentes reconstruidos (RC's, del inglés *Reconstructed Components*). La suma de todos los RC's permite reconstruir la serie original de datos, en cuyo caso se dice que el conjunto de RC's utilizado posee $S = 30 = N$ elementos. Dado que el objetivo es encontrar aquellas oscilaciones periódicas que constituyen una señal discernible respecto del ruido blanco en el espectro de potencias, se retienen únicamente las S primeras RC's que contienen a la señal. Para separar el conjunto de RC's que contienen a la señal para un determinado valor de N y M , se aplicó el algoritmo desarrollado por Vautard *et al.* (1992), basado en la tasa de reducción del ruido. De esta manera, para la serie de totales anuales resulta $S = 5$ y para la serie de cantidad de días $S = 3$, es decir que sobre un total de 30 RC's se tomaron solamente las cinco primeras para reconstruir la serie de totales y las tres primeras para la serie de días. El valor relativamente pequeño de S es coherente con

el espectro de ruido blanco que domina a las series. El método también permite identificar a los RC's que reconstruyen exclusivamente a la tendencia de la serie, procedimiento que también se efectúa para cada una de las series anuales.

Para estudiar la distribución media anual de la precipitación se calculan los valores medios para cada uno de los doce meses. Utilizando éstos se construyen histogramas en base al período 1938-2001. También se construyeron histogramas similares para distintos períodos, con el propósito de estudiar los cambios en la distribución anual de la precipitación.

Para cada uno de los años comprendidos en el período 1938-2001 fue seleccionado el valor máximo de precipitación diaria. Éstos se

utilizan para construir la serie temporal de los máximos anuales absolutos de precipitación diaria. Además se calculó la frecuencia de ocurrencia para cada mes del año, lo cual da una noción de la distribución anual de los máximos diarios de precipitación.

RESULTADOS

Precipitación anual

En la Figura 1 se muestran la serie temporal completa de los totales anuales de precipitación, los promedios para cada una de los cinco períodos determinados entre los años 1938 y 2001 y la reconstrucción de la serie de tiempo reteniendo por un lado a las oscilaciones con períodos de 4,5 y 2,1 años (línea discontinua) y por otro lado a las tendencias

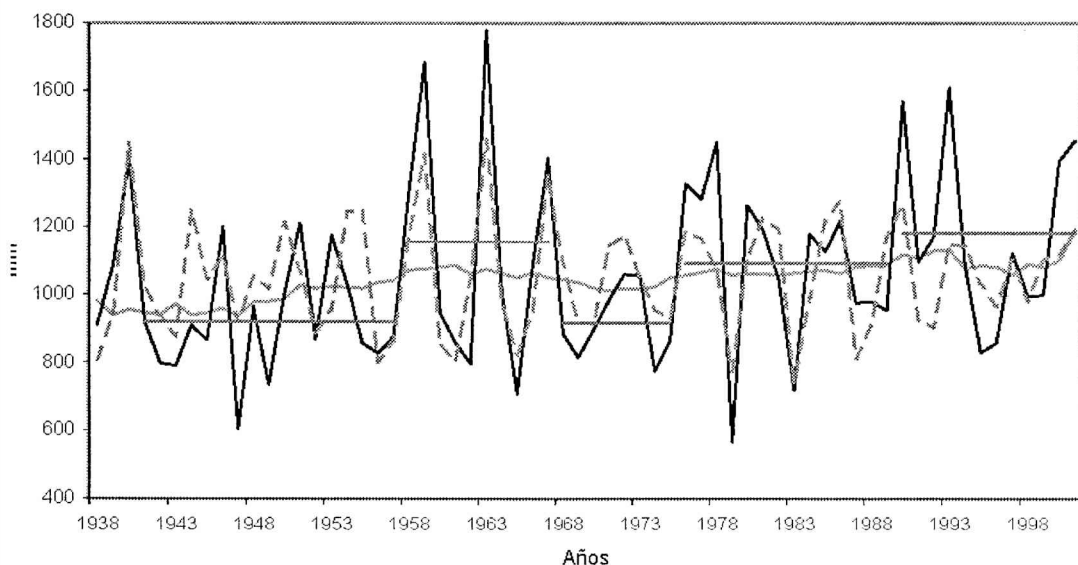


Figura 1. Serie temporal de la precipitación total anual en La Plata Observatorio durante el período 1938-2001 (línea continua delgada). Mediante el análisis de espectro singular (SSA) se reconstruye la serie original utilizando los primeros cinco RC's que corresponden a oscilaciones con períodos de 4,5 y 2,1 años (línea a trazos), y los RC's que constituyen la tendencia de la serie (línea continua gruesa). Las líneas horizontales de a tramos indican los promedios para cada uno de los períodos comprendidos entre los años 1938 y 2001 determinados a partir del test de desvíos acumulados (Q). Los valores de precipitación están expresados en milímetros.

Comportamiento de la precipitación en La Plata durante el período 1938-2001

(línea continua). Los cinco períodos para los cuales se calculó la media se definen a partir de los resultados del test Q que indica los años en los cuales la media sufre un cambio. Para la serie de totales anuales estos años son: 1941, 1958, 1968, 1976 y 1990.

Entre los años 1941 y 1975 se define un período con una precipitación media de 1.157 mm que supera a los 919 mm del período anterior, que se extiende entre 1958 y 1967 y que además manifiesta fluctuaciones interanuales de gran amplitud (Fig. 1). En 1976 se inicia un período que se prolonga hasta 1989 con un valor de 1.091 mm, seguido por un quinto período con una media aún mayor de 1.182 mm.

De la comparación entre las series de precipitación anual correspondiente a Buenos Aires y La Plata Observatorio (Tabla 1) surge que las diferencias entre las décadas sucesivas presentan un comportamiento similar durante el período 1941-1980. Si calculamos el promedio de las diferencias para cada estación, con lo cual se logra filtrar a las fluctuaciones interdecádicas, obtenemos un valor de +54,4 mm para La Plata y +59,6 mm para Buenos Aires. La diferencia relativa entre ambas tendencias es de 3,8% y cada una de ellas representa un incremento del 5,3% en la media decádica de la precipitación anual en cada estación.

Tendencias del mismo tipo han sido observadas por otros autores (Krepper *et al.*, 1991; Krepper y Scian 1994). Mediante la

utilización del análisis de componentes principales, Krepper *et al.* (1991) detectaron una tendencia creciente en las precipitaciones en el centro y este de Argentina. Esta tendencia también se evidencia en las series de precipitación anual de estaciones ubicadas en la denominada región Pampeana (Krepper y Scian 1994), dentro de la cual queda comprendida la ciudad de La Plata. García y Vargas (1998) detectaron un cambio en la tendencia de la media entre los años 1970 y 1972, correspondiente a los caudales de los principales tributarios del Río de la Plata en base al período de registros 1901-1992. Otros cambios en las tendencias de las medias de los caudales en la cuenca del Río de la Plata también fueron determinados por Genta *et al.* (1998) a mediados de los años 60, en base al período de registro 1901-1995.

Los resultados del SSA aplicado a la serie de totales anuales de precipitación indican la existencia de dos picos espectrales significativos con períodos de 4,5 años y 2,1 años. En la Figura 1 se reconstruye la serie de precipitación a partir de estas oscilaciones, que vienen dadas por los primeros cinco RC's ($S = 5$). El mismo análisis también sugiere la existencia de una tendencia, pero que no está incluida en el conjunto de los cinco primeros RC's debido a su débil potencia en el espectro. Esto explica el alejamiento de la serie reconstruida (línea a trazos) con respecto a la original (línea continua) en la Figura 1. Volviendo al análisis de la tendencia, se aprecia

Tabla 1. Promedios decádicos de la precipitación anual en las estaciones La Plata Observatorio (FCAGLP-UNLP) y en Buenos Aires (SMN) entre los años 1941 y 1990 expresados en milímetros. En *italicas* se indica la diferencia en milímetros entre una década dada y la anterior. En la última columna a la derecha se muestran los promedios sobre las cinco décadas.

	1941-50	1951-60	1961-70	1971-80	1981-90	Promedio
Buenos Aires	975,5	1.089,0 <i>+113,5</i>	1.076,0 <i>-13,0</i>	1.143,0 <i>+67,0</i>	1.214,0 <i>+71,0</i>	1.099,5 <i>+59,6</i>
La Plata Observatorio	878,1	1.077,8 <i>+199,7</i>	1.022,9 <i>-54,9</i>	1.062,6 <i>+39,7</i>	1.095,9 <i>+33,3</i>	1.027,5 <i>+54,4</i>

en la misma figura que la misma es creciente y manifiesta fluctuaciones irregulares que acompañan a los períodos que marcan los saltos en la media de la serie determinados a partir del test Q. En la década de los 90 la tendencia sufre una rápida fluctuación debida al comportamiento de los totales anuales que determinan una época con abundante precipitación (valores cercanos o mayores que la media decádica durante la primera mitad de la década) seguida de otra que se caracteriza por totales relativamente bajos (valores por debajo de la media decádica).

En la Figura 2 se presenta la serie completa de la cantidad de días con precipitación durante el período 1938-2001, que fue sometida a un análisis similar al aplicado a la serie de los totales anuales. En este caso, los resultados del SSA indican en primer lugar una marcada tendencia que domina a la serie de datos, mientras que en segundo lugar se manifiesta

una oscilación con un período de 4,5 años, similar a la encontrada en la serie de totales de precipitación. También se detecta otra oscilación con un período de 2,1 años, aunque de menor importancia comparada con la correspondiente a la serie de los totales.

Al aplicar el test Q a la serie de días con precipitación quedan definidos cuatro períodos dentro del período completo 1938-2001, cuyas fechas de cambio son los años 1942, 1957, 1971 y 1988. Las medias registran un aumento continuo desde unos 87 días al año con precipitación entre 1942 y 1956 hasta alcanzar los 106 días entre 1971 y 1987. Sin embargo, en el período más reciente que comienza en 1988 la media disminuye a los 103 días. Debido a esta disminución en la media, la tendencia creciente que domina la serie sufre una disminución en los últimos años de la serie de días con precipitación.

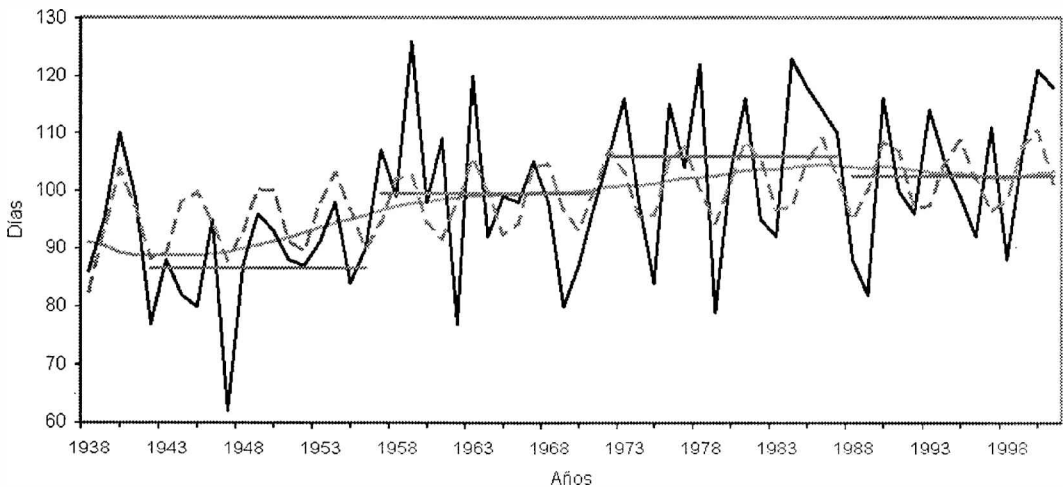


Figura 2. Serie temporal del número de días con precipitación al año en La Plata Observatorio durante el período 1938-2001. Mediante el análisis de espectro singular (SSA) se reconstruye la serie original utilizando los primeros tres RC's que representan a una porción de la tendencia de la serie y a una oscilación con período de 4,5 años (línea a trazos), y los RC's que constituyen la tendencia completa de la serie (línea continua gruesa). Las líneas horizontales de a tramos indican los promedios para cada uno de los períodos comprendidos entre los años 1938 y 2001 determinados a partir del test de desvíos acumulados (Q). El eje vertical indica el número de días al año en los cuales se registró precipitación.

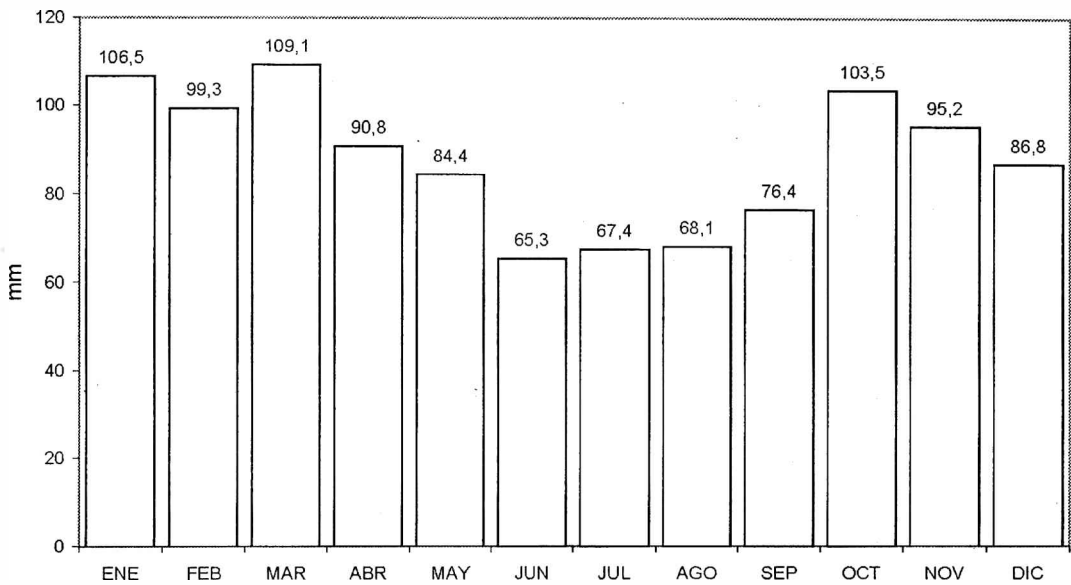


Figura 3. Distribución anual de la precipitación media mensual en La Plata Observatorio durante el período 1938-2001. Los números sobre las barras indican los valores de precipitación expresados en milímetros.

Distribución anual de la precipitación

La precipitación media para cada mes del año durante el período 1938-2001 se representa en forma de histograma en la Figura 3. Si bien no existe una estación seca, se distingue una época que abarca el invierno, en la que se registran los valores más bajos del año, con un mínimo absoluto de 65,3 mm en junio. En la época de mayor precipitación que abarca el resto del año, los dos máximos más importantes corresponden a los meses de marzo y enero con 109,1 mm y 106,5 mm, respectivamente. En octubre ocurre un máximo relativo de 103,5 mm que precede al mínimo de diciembre de 86,8 mm.

La distribución observada de la precipitación anual está gobernada entonces por una doble onda anual con un máximo en primavera y otro en otoño, típico del régimen pluviométrico del litoral argentino y la provincia de Buenos Aires (Prohaska 1952). Si consi-

deramos los seis meses con mayor precipitación, se observa que el 57 % de la precipitación anual, cuyo valor medio para el período 1938-2001 es de 1.052,83 mm, se distribuye entre octubre y marzo. Esta distribución refleja una onda anual que en el caso de las estaciones costeras de la provincia es débil en comparación con la doble onda anual (Penalba y Vargas 1992).

Habida cuenta de la tendencia detectada al analizar la precipitación anual, se muestran los histogramas correspondientes a la primera y a la segunda mitad del período de estudio (Fig. 4). Las barras en el gráfico indican que el incremento en la precipitación anual responde a un aumento de la precipitación fundamentalmente en el período comprendido entre octubre y marzo. Esto significa que el porcentaje de la precipitación anual registrado entre dichos meses es mayor durante el período 1970-2001.

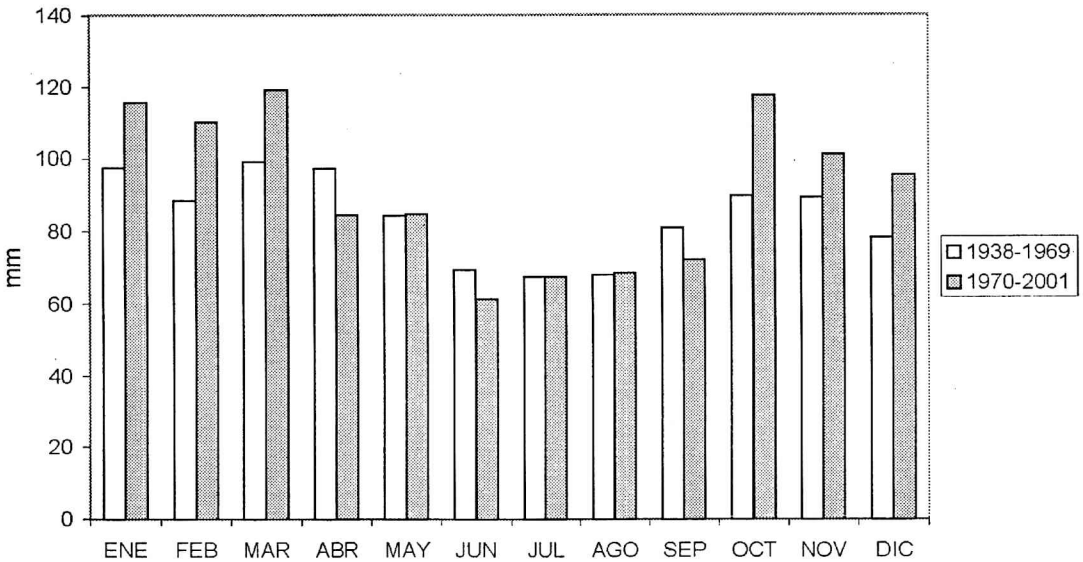


Figura 4. Comparación de la distribución anual de la precipitación media mensual en La Plata Observatorio para los períodos 1938-1969 (sombreado claro) y 1970-2001 (sombreado oscuro). Precipitación expresada en milímetros.

La evolución de esta tendencia en la distribución anual de la precipitación, se puede observar en la Figura 5 al comparar los porcentajes de la precipitación anual correspondiente a octubre-marzo y abril-septiembre. Mientras que en la primera década la precipitación de octubre-marzo apenas superaba el 50 %, en la década del '80 este valor supera el 60 % tras haber sufrido un progresivo aumento desde el comienzo del período. Sin embargo, en la última década la distribución de la precipitación durante el año tiende a equilibrarse entre los dos semestres definidos acercándose a los valores medios correspondientes al período completo de 64 años. De todas maneras, en este último caso, el porcentaje correspondiente a octubre-marzo es mayor que en las tres primeras décadas, lo cual resulta coherente con la tendencia creciente de la precipitación observada en estos meses.

La distribución anual de los días con precipitación al mes, (Fig. 6) muestra un leve incremento entre octubre (cuando ocurre el máximo de 9,8 días) y enero. Durante el resto del año el promedio de cada mes se ubica entre 7 y 8 días.

La comparación de los histogramas para los períodos 1938-1969 y 1970-2001, (Fig. 7) muestra que el aumento de los días con precipitación al año responde a un incremento en los días con precipitación durante todo el año, excepto en septiembre cuando ocurre una reducción de los días con lluvia.

Máximos valores anuales de precipitación diaria

En la Figura 8, se observa un aumento en la frecuencia de ocurrencia de los valores más elevados a partir de la década del '70. Por ejemplo, si se consideran los diecinueve años con máximos mayores que 100 mm, se observa

Comportamiento de la precipitación en La Plata durante el período 1938-2001

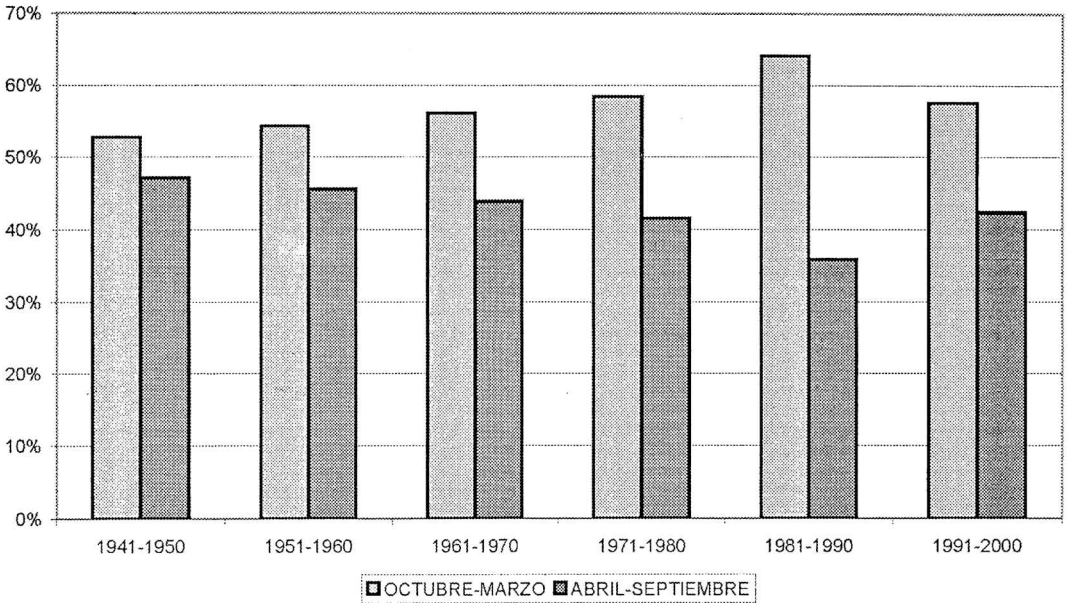


Figura 5. Porcentaje de la precipitación anual correspondiente a los meses comprendidos entre octubre y marzo (sombreado claro) y entre abril y septiembre (sombreado oscuro) por década entre los años 1941 y 2000. Valores expresados como porcentaje de la precipitación anual.

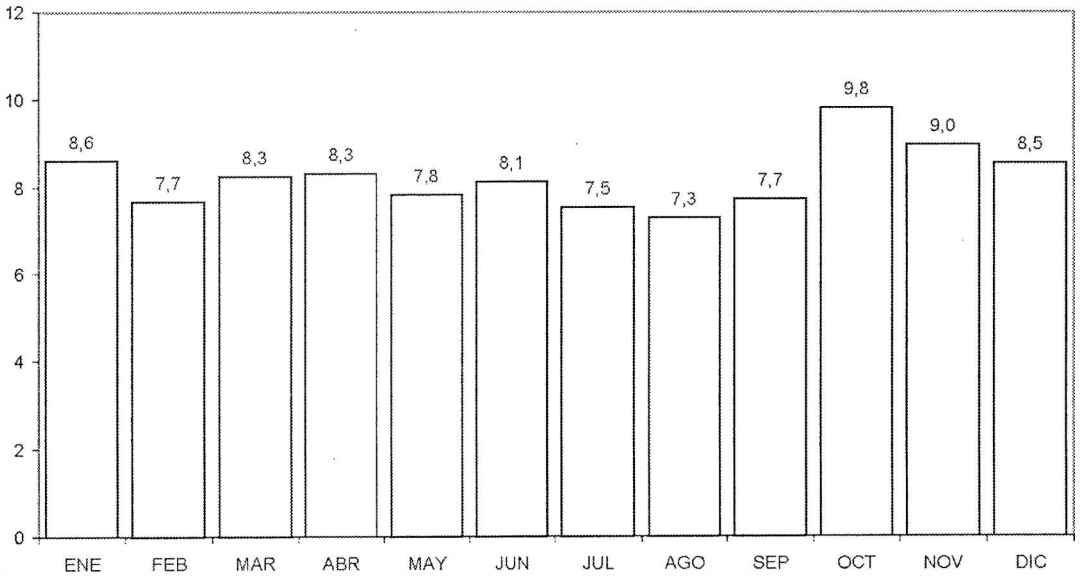


Figura 6. Distribución anual del promedio de número de días con precipitación por mes en La Plata Observatorio durante el período 1938-2001. Los números sobre las barras indican el número de días con precipitación.

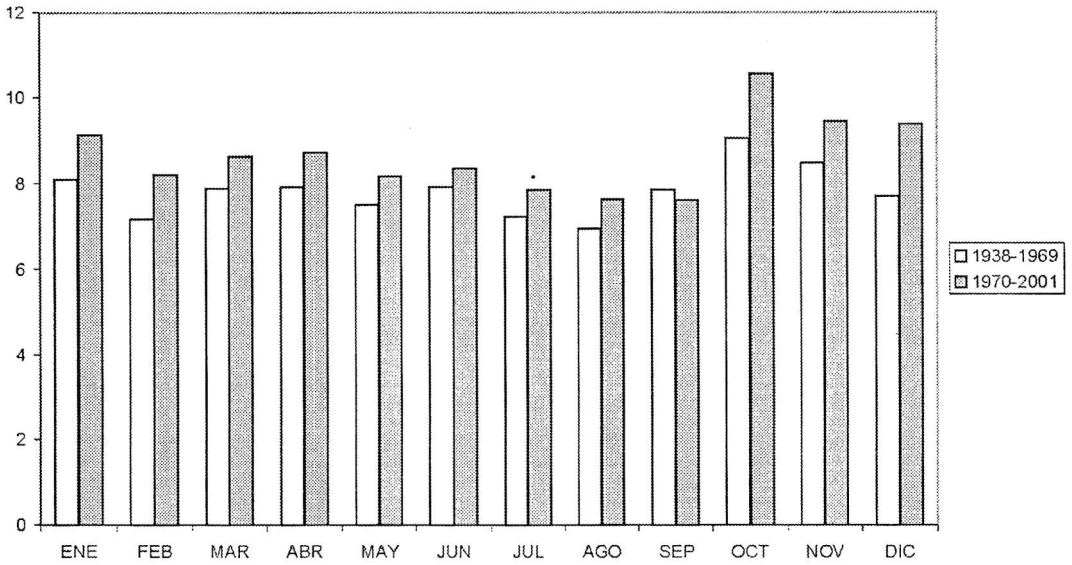


Figura 7. Comparación de la distribución anual del número de días con precipitación por mes en La Plata Observatorio para los períodos 1938-1969 (sombreado claro) y 1970-2001 (sombreado oscuro). Precipitación expresada en milímetros.

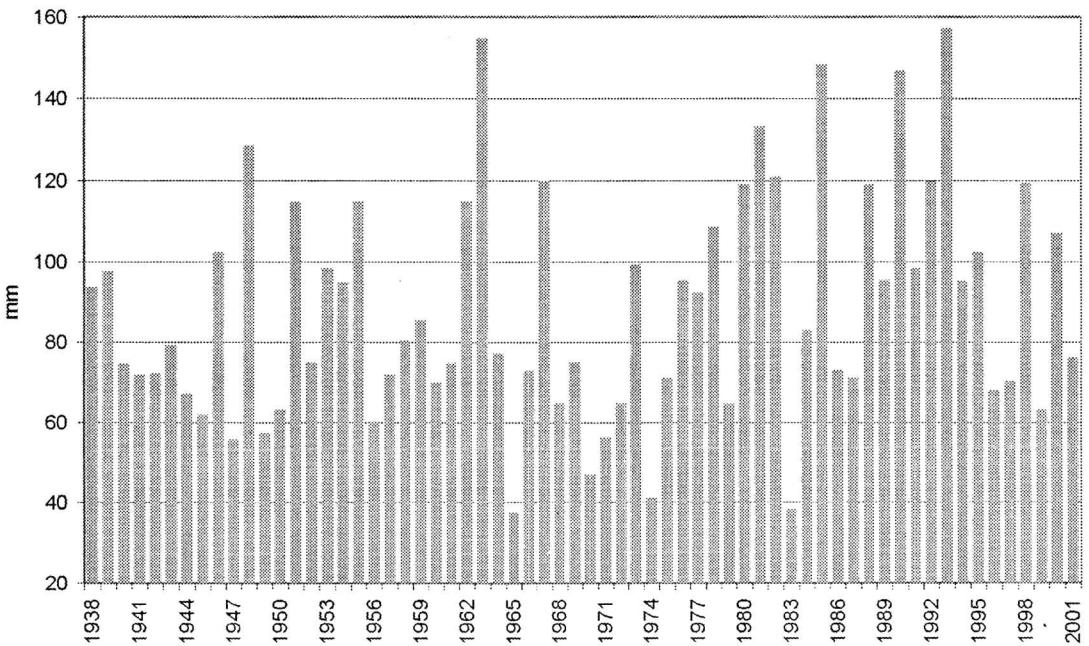


Figura 8. Máximos anuales de precipitación diaria en La Plata Observatorio durante el período 1938-2001. Precipitación expresada en milímetros.

Comportamiento de la precipitación en La Plata durante el período 1938-2001

Tabla 2. Frecuencia absoluta de ocurrencia por mes del máximo anual de precipitación diaria en La Plata Observatorio durante el período 1938-2001. También se indica el valor en milímetros del máximo absoluto para cada mes y su fecha de ocurrencia.

Meses	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Frecuencia absoluta	9	8	7	7	9	3	1	0	5	5	6	4
Máximo absoluto (mm)	119,8	157,2	119,0	114,9	148,3	108,5	63,1	-	114,8	98,3	146,8	154,7
Fecha de ocurrencia (mes-año)	1-92	8-93	22-88	7-62	31-85	15-78	21-50	-	20-55	22-91	20-90	10-63

que siete de éstos ocurren antes de 1970 mientras que los doce restantes tuvieron lugar en los años posteriores. Esta tendencia es más evidente aún en el caso de los máximos anuales de precipitación diaria mayores que 130 mm, de los cuales cuatro ocurren después de los '70 y tan sólo uno de ellos tuvo lugar en el año 1963.

Los resultados obtenidos evidencian una tendencia creciente tanto en la frecuencia de ocurrencia como en la magnitud de los valores extremos de precipitación diaria.

Para analizar la distribución de los máximos a lo largo del año, en la Tabla 2 se muestra la frecuencia de ocurrencia absoluta de los valores correspondientes a la serie temporal de la Figura 8 para cada uno de los meses del año. En primer lugar, se observa que no existe un mes privilegiado para la ocurrencia del máximo anual de la precipitación diaria. Sin embargo, es más común que éste ocurra durante los meses comprendidos entre enero y mayo, cuando las frecuencias absolutas varían entre 7 y 9. Por otro lado, la misma tabla también muestra que el máximo anual de precipitación diaria jamás se ha observado durante el mes de agosto, y tan sólo un caso tuvo lugar en julio, siguiendo luego el mes de junio con una frecuencia absoluta igual a 3. En la tabla también se muestra el máximo absoluto en milímetros para cada mes y su fecha de ocurrencia.

CONCLUSIONES

Teniendo en cuenta la similitud entre las tendencias observadas en este estudio y las detectadas por otros autores, es muy probable entonces que las diferencias entre las medias de los períodos definidos entre 1938 y 2001 marquen una tendencia real en la precipitación anual observada en La Plata Observatorio. Todos los resultados obtenidos en este estudio indican que la precipitación anual en La Plata Observatorio ha sufrido un aumento durante el período 1938-2001.

Los cambios en la media ocurren casi simultáneamente en las series de totales anuales y el número de días con precipitación al año. La única excepción la constituye el período 1958-1967 en los totales anuales que no tiene su contraparte en la serie de días. Debido a este período, es que la tendencia de la serie de totales alcanza un mínimo relativo a comienzos de los '70.

También se encontró que el aumento de la precipitación anual responde fundamentalmente a un aumento de la precipitación durante los meses comprendidos entre octubre y marzo. Este resultado indica que, al mismo tiempo que aumenta la precipitación anual, también ocurre un cambio en la distribución de la misma durante el año.

La precipitación anual en La Plata está afectada por una oscilación de 4,5 años, y en

menor medida por otra de 2,1 años tal como lo indican los resultados del SSA. Estos períodos probablemente estén vinculados con algún proceso asociado a la circulación atmosférica que a su vez afecte a la precipitación en esa escala de tiempo. En ese sentido, el análisis espectral de la serie temporal del Índice de Oscilación del Sur (SOI, del inglés *Southern Oscillation Index*) asociado al evento de El Niño, indica que este fenómeno se manifiesta con un período entre 2 y 5 años (Philander, 1990). Es sabido que en la región en donde se encuentra La Plata Observatorio existe una relación entre el fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur y la precipitación. Sin embargo, para profundizar el estudio de este tipo de relación es necesario trabajar con una resolución mensual debido a que la respuesta en la lluvia se manifiesta de diferente manera en distintos épocas del año (Aceituno, 1988; Ropelewski y Halpert, 1987, 1989).

El análisis de los máximos anuales de la precipitación diaria indica un aumento tanto en la magnitud como en la frecuencia de ocurrencia de los mismos, especialmente a partir de la década del '70. Por otro lado, la distribución de los máximos anuales de la precipitación diaria muestra que éstos ocurren en su mayoría entre los meses de enero y mayo.

Estos últimos resultados sugieren un aumento en la intensidad y frecuencia de las precipitaciones intensas en La Plata, especialmente en los últimos 30 años.

Agradecimientos: Este trabajo no hubiese sido posible sin el apoyo del personal técnico del Departamento de Sismología e Información Meteorológica de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la Universidad Nacional de La Plata. Los autores deseamos expresar nuestro agradecimiento a uno de los revisores por haber enriquecido este trabajo con sus comentarios, críticas y sugerencias.

REFERENCIAS

- Aceituno, P., 1988. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: surface climate. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 116, págs. 505-524.
- Buishand, T.A., 1982. Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *J. Hidrol.*, 58, 11-27.
- Dai, A., I.Y. Fung, y A.D. Del Genio. 1997. Surface observed global land precipitation variations during 1900-88. *J. Climate*, 10, 2943-2962.
- García, N.O. y W.M. Vargas. 1998. The temporal climatic variability in the 'Rio de la Plata' Basin displayed by the river discharges. *Clim. Change*, 38, 359-379.
- Genta, J.L., G. Perez-Iribarren, y C.R. Mechoso. 1998. A recent increasing trend in the streamflow of rivers in southeastern South America. *J. Climate*, 11, 2858-2862.
- Ghil M., R.M. Allen, M.D. Dettinger, K. Ide, D. Kondrashov, M.E. Mann, A. Robertson, A. Saunders, Y. Tian, F. Varadi y P. Yiou. 2002. Advanced spectral methods for climatic time series. *Rev. Geophys.*, 40, 3.1-3.41, 10.1029/2000GR000092.
- Hoffmann, J.A.J., S.E. Núñez y A.T.M. Gómez. 1987. Fluctuaciones de la precipitación en la Argentina, en lo que va del siglo. II Congreso Interamericano de Meteorología y V Congreso Argentino de Meteorología, Centro Argentino de Meteorólogos. Buenos Aires, 12.1.1-12.1.5.
- Jaschek, E., 1994. Análisis de los valores de las temperaturas del aire registradas en La Plata entre 1889 y 1993. 18ª Reunión Científica de Geofísica y Geodesia, Asociación Argentina de Geofísica y Geodesia. La Plata, p. 68.
- Krepper, C.M., B.V. Scian, y J.O. Pierini. 1991. Distribución y características de la precipitación en el centro y este de Argentina. *Geoacta*, 18, 49-59.
- Krepper, C.M. y B. Scian. 1994. Climatología de la precipitación en la Región Pampeana: I. Variabilidad decádica, tendencias y eventos extremos. *Geoacta*, 21, 159-174.

Comportamiento de la precipitación en La Plata durante el período 1938-2001

- OMM (Organización Meteorológica Mundial), 1990. Guía de prácticas climatológicas. Publicación N 100.
- Panofsky, H.A. y G.W. Brier. 1958. Some applications of statistics to Meteorology. The Pennsylvania State University. Pennsylvania, 224 p.
- Penalba, O.C. y W.M. Vargas. 1992. Estudio de la estacionalidad de la lluvia mensual en una región de la provincia de Buenos Aires. *Geoacta*, 19, 63-69.
- Philander, S.G.H. 1990. El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation. Academic Press. San Diego.
- Prohaska, F.J. 1952. Regímenes estacionales de precipitación de Sudamérica y mares vecinos (desde 15°S hasta Antártida). *Meteoros*, 4, 66-100.
- Ropelewski, C.F. y M.S. Halpert. 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1606-1626.
- Ropelewski, C.F. y M.S. Halpert. 1989. Precipitation patterns associated with the High Index phase of the Southern Oscillation. *J. Climate*, 2, 268-284.
- Vautard, R., P. Yiou y M. Gil. 1992. Singular-spectrum analysis: A toolkit for short, noisy chaotic signals. *Physica D*, 58, 95-126.
- Wilks, D.S., 1995. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press.

OBSERVACIONES LITORALES AMBIENTALES DE OLAS, CORRIENTES Y VIENTOS DE LA PLAYA DE MONTE HERMOSO ENTRE 1996 y 1999.

Jorge Caló, Elba Fernández, Angel Marcos y Héctor Aldacour

Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670. (8000) Bahía Blanca.
Argentina. e-mail: jecalco@uns.edu.ar, efernan@uns.edu.ar, amarcos@uns.edu.ar

RESUMEN

La ciudad balnearia de Monte Hermoso, en la provincia de Buenos Aires, Argentina, se encuentra en una etapa de expansión demográfica y como consecuencia está invadiendo terrenos costeros, los cuales están expuestos a las tormentas provenientes del mar. Durante el período 1996 y 1999, la Estación ECOA ha tomado datos oceanográficos y meteorológicos mediante el Sistema de Observaciones Litorales Ambientales (LEO), los cuales fueron analizadas en este trabajo a los efectos de caracterizar la playa y llegar al conocimiento de la dinámica costera y de la fragilidad de la misma.

Las playas están expuestas a la acción directa del oleaje con una dirección principal de incidencia de los trenes de ola provenientes del sur, originándose una corriente de deriva litoral neta hacia el oeste. Las mayores influencias sobre la playa están dadas por las tormentas de surgencia. Se caracterizan por no tener una recurrencia periódica, aunque suceden generalmente en verano. Las olas provenientes del SO se caracterizan por ser de mayor altura que las otras direcciones de procedencia. Estas son las olas que más afectan las obras de infraestructura y viviendas. El análisis de la información ha permitido inferir la incidencia del evento El Niño de los años 1997 y 1998, a partir de la dispersión de los datos de altura y período de olas y dirección de proveniencia del oleaje, en relación a los promedios de los años en los que no se tienen otras evidencias que dicho fenómeno haya sucedido.

Palabras claves: Playa - olas - corrientes - vientos - el Niño - Monte Hermoso.

ABSTRACT

The resort city of Monte Hermoso, in Buenos Aires Province (Argentina), is in a stage of demographic expansion occupying coastal lands being exposed to attack from sea storms. Since 1996 the Estación Costera de Observaciones Ambientales (ECOA) has gathered oceanographic and meteorological data by means of the Littoral Environmental Observations (LEO) method. Data from 1996 to 1999 were analyzed in order to environmentally characterize the beach and to ascertain its coastal dynamics and degree of fragility.

The beach is exposed to the direct action of the waves whose main direction of approach is from the south, with two minor ones from the southeast and southwest in that order. This originates a littoral current with a net drift towards the west. The beach is largely influenced by surge storms that do not have a periodic recurrence, but do occurring generally in summer. Facilities and houses sited by the beach are most affected by oncoming storm-waves from the southwest. These waves are characterized by being of greater height than those from other approaches. There is a striking deviation from the yearly averages of wave height, period and approach direction data during the 1997-1998 El Niño event.

Keywords: Beach - waves - courants - winds - ENSO - Monte Hermoso

INTRODUCCION

Es importante contar con los conocimientos de los procesos o parámetros oceanográficos (olas, corrientes y vientos) en sus distintos aspectos para el conocimiento de la dinámica de la playa. Dado que no se conocen estudios sobre el tema a lo largo de la costa Sur de la Provincia de Buenos Aires, particularmente en el área de estudio, se ha fijado como objetivo de este trabajo la presentación de una estadística básica a partir de datos obtenidos a lo largo de cuatro años consecutivos. Los datos corresponden a los tomados en la Estación ECOA, ubicada en la localidad de Monte Hermoso y que utiliza el sistema de Observaciones Litorales Ambientales (LEO, Littoral Environmental Observations).

El trabajo se realiza en esta localidad considerando que se observa un incremento demográfico importante y como consecuencia de ello la ocupación de terrenos que podrían verse afectados por riesgos ambientales. El aumento poblacional tiende a radicarse principalmente sobre la línea de costa, invadiendo el cordón de médanos, lo que ha llevado a la construcción de un camino costanero que termina con la obliteración del mismo. Conociendo las características de la dinámica costera, es notorio que este tipo de obras no deberían ser permitidas, por lo que se supone que no se cuenta con un proyecto de manejo costero adecuado.

Existen eventos climáticos y oceanográficos como el de El Niño, que se manifiestan con una intermitencia de varios años y que depara un cambio de la dinámica costera. A través de un control continuo de los parámetros litorales ambientales a lo largo de la costa, este hecho podría observarse con antelación al climax del mismo. En el caso particular de Monte Hermoso, esos registros son de suma importancia por cuanto permitirán detectar o pronosticar la presencia de eventos como el nombrado, que suele estar asociado a

desvíos de las condiciones promedio de dichos parámetros (Caló *et al.*, 1995). Es por ello que se considera de gran utilidad el conocimiento de la dinámica de la playa local con la finalidad de establecer una correcta planificación urbana.

La información obtenida se enmarca dentro del proyecto de investigación "Análisis de la dinámica de la playa de Monte Hermoso", que tiene por finalidad definir su grado de complejidad y fragilidad a los efectos de proyectar un manejo costero sostenible en el tiempo y evitar situaciones de riesgo como la que sucediera durante una tormenta del año 1997, que ocasionó la destrucción de viviendas y obras de infraestructura en el sector costanero.

AREA DE ESTUDIO

La ciudad balnearia de Monte Hermoso está situada sobre la costa en el SO de la Provincia de Buenos Aires, ($61^{\circ}15'55''\text{O}$ y $38^{\circ}59'33''\text{S}$), a 110 km de la ciudad de Bahía Blanca centro urbano principal del sudoeste de la provincia (Fig. 1). La costa en este sector es de una amplia bahía de dirección E-O, que se extiende por 32 km entre Punta Sauce al E y la punta donde se encuentra la localidad balnearia de Pehuén-Co al O.

La playa en general presenta un perfil característico de playa distal, frontal y cara de playa (Spalletti, 1980) respaldada por médanos frontales. La playa distal exhibe una berma estable, mientras que en la playa frontal y cara de playa se forman barras y canales móviles. El ancho promedio de la playa alcanza valores cercanos a los 270 m con una pendiente estimada de 35° en la zona de transición entre la playa distal y la frontal, de 2° en la parte alta de la playa frontal y de $0,5^{\circ}$ en su porción baja.

Las mareas son meso mareales con régimen de tipo semidiurno con desigualdades diurnas cuya amplitud media es de 2,45 m y

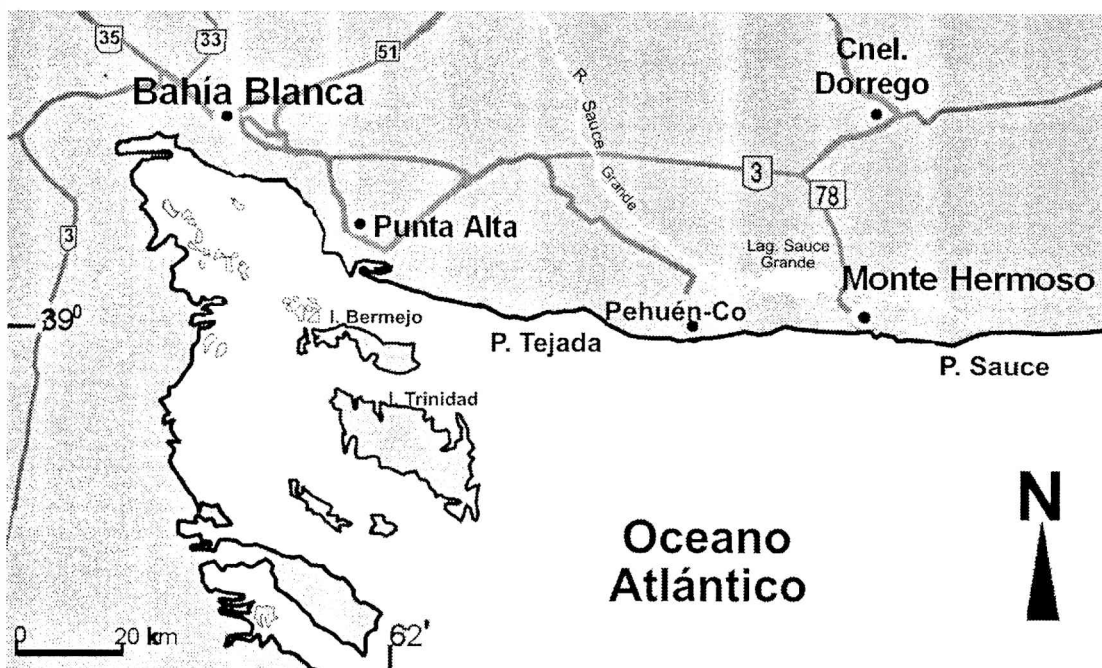


Figura 1. Ubicación del área de estudio

máxima de 3,61 m (Sicigias). La altura máxima alcanzada en pleamar es de 3,59 m y la media de 3,12 m mientras que la bajamar más baja es de -0,05 m y una media de 0,67 m (Servicio Hidrografía Naval, 1998).

La playa está constituida por arenas finas moderadamente bien seleccionadas. Ellas son aportadas alternativamente por el médano y por la parte inferior de la playa frontal (playa baja), dependiendo de la dirección dominante del viento y de la influencia de la urbanización (Fernández *et al.*, 2003).

METODOLOGIA

La adquisición de los datos se realizó a través de diferentes sistemas de acuerdo a los factores ambientales considerados. Los parámetros oceanográficos fueron relevados mediante el sistema LEO. Este método desarrollado en el Coastal Engineering Research Center (U.S. Army Corps of Engineers) utiliza observaciones visuales que

se anotan en una planilla normalizada (Schneider, 1981). Durante los años 1996-1999 se efectuaron dos observaciones diarias, una a la mañana y la otra a la tarde (casi siempre a la misma hora). Las mismas comprendieron la medición de la altura de ola en la rompiente, período de la ola, dirección de aproximación de las olas, número de rompientes, extensión de la zona de rompiente, ancho de la rompiente proximal a la línea de costa, dirección y velocidad de las corrientes litorales, pendiente del frente de playa, presencia de barras y canales, presencia de media lunas de playa y granometría de la playa. También se anotaron fecha y hora de las observaciones, estado de la marea y del mar. Para el presente trabajo se utilizaron los datos de altura de ola de rompiente, período y dirección de aproximación de olas y dirección de las corrientes litorales.

La altura de la rompiente se midió utilizando un jalón dividido en centímetros, mantenido vertical en la zona de la línea de marea. La intersección en el jalón de una visual entre la

cresta de la rompiente con el horizonte marca la altura. Para las olas más grandes se desplazó el jalón hacia la parte superior de la playa, midiéndose la altura en que se encontraba con respecto a la línea de marea.

El período se midió tomando el tiempo en segundos del pasaje de once crestas consecutivas por una boya y dividiendo por diez. La dirección de aproximación de las olas a la línea de costa se categorizó por un ángulo, el cual es menor, mayor o igual a 90° , que en este caso representan las olas provenientes del sudeste, sudoeste y sur respectivamente (el ángulo se incrementa en el sentido horario con el observado mirando hacia el océano) (Thomas, 1994).

La dirección de las corrientes litorales se consiguió observando el desplazamiento de un flotador lastrado con una gran superficie sumergida.

La estadística sobre vientos fue procesada a partir de datos obtenidos cada tres horas, en la estación meteorológica homologada erigida en la zona.

RESULTADOS y DISCUSION

Para el análisis de los datos se siguieron las indicaciones del sistema LEO (Thomas, 1994, Balsillie, 1975). En este trabajo se evaluaron un total de 2920 observaciones de cada parámetro aquí tratado, que abarcan el período comprendido entre los años 1996 y 1999.

Del análisis de la dirección de aproximación de rompiente de olas, para el período considerado (Fig. 2), se observa que las olas provenientes del sector sur fueron las que se manifestaron con mayor frecuencia, llegando a un total de casi el 90 % de las observaciones. Le siguen con un 10 % o menos las provenientes del sudeste y un 4 % las del sudoeste. Se destaca para el año 1998, un aumento en las direcciones de proveniencia desde los sectores sudeste y sudoeste en detrimento de las del sur.

Si bien la distribución de proveniencia del oleaje de la Figura 2 indica una predominancia

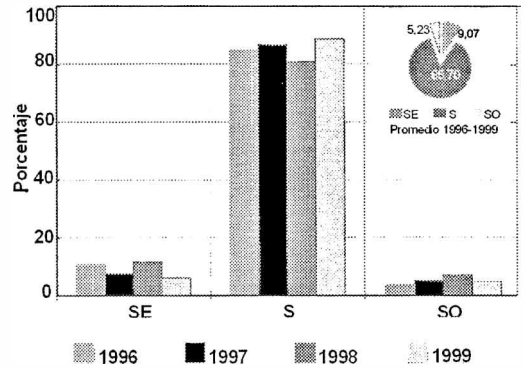


Figura 2. Dirección de aproximación del oleaje. (Años 1996-1999).

desde el sur, también se reconoce una componente de oleajes provenientes del sector sudoeste que concuerda con las perturbaciones ciclónicas que generan las sudoestadas (término utilizado en la localidad), y que han causado graves daños en la playa y en las construcciones realizadas sobre la línea costera de la ciudad de Monte Hermoso (Caló *et al.*, 1997). También existe una componente del sudeste, generadora de las sudestadas que afectan esta costa y que como las anteriores causan daños e inconvenientes en las construcciones costaneras, pero siempre de menor intensidad.

En cuanto a la altura de las olas, se observan dos poblaciones principales (Fig. 3). La primera está centrada entre 0 y 1 m, y la segunda entre 1 y 2 m. Las olas con alturas de 2 y 3 m se presentan como una población secundaria. Las alturas máximas de olas registradas corresponden a los años 1996 y 1997 para el rango de 4 y 5 m y el año 1997 entre 5 y 6 m. De los cuatro años analizados, 1998 se caracterizó por los mayores promedios (56,5 %) de olas más bajas (0-1 m).

Las poblaciones de alturas de olas entre 0-1 y 1-2 m, se pueden adjudicar al clima habitual de la región y las otras poblaciones presentes en menor cuantía (2-3 y 3-4) corresponderían a los eventos de tormentas. La presencia de olas superiores a los 4 m y hasta 6 m, ocurrieron durante el suceso extraordinario de tormenta registrado en el mes de abril del año 1997.

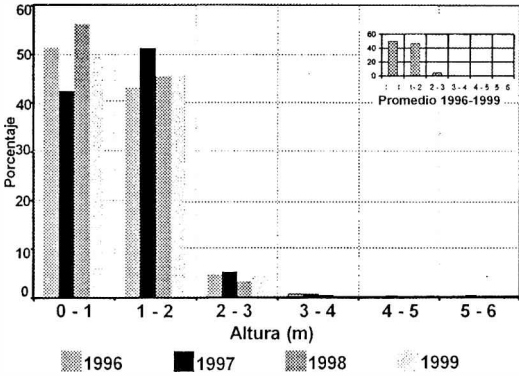


Figura 3. Distribución de la altura de olas. Años 1996-1999.

Los períodos de ola (Fig. 4) presentan una distribución de frecuencia bimodal. Los períodos más frecuentes son los correspondientes a los 10 seg. (15,56 % promedio) y entre 7 y 8 seg. (14,8 % promedio). Los menos frecuentes están en 4 seg. (1,96 % promedio) y 14 seg. (1,58 % promedio). Los períodos presentes en las colas de la distribución tienen una frecuencia menor al 1 %.

Se destaca el año 1996, donde los períodos de ola comprendidos entre los 4 y 5 seg. están por encima de los otros años involucrados (3,02 % y 8,64 %), así como aquellos correspondientes a 11 seg. (13,31 %) y 14 seg. (3,02 %). Por el contrario los valores comprendidos

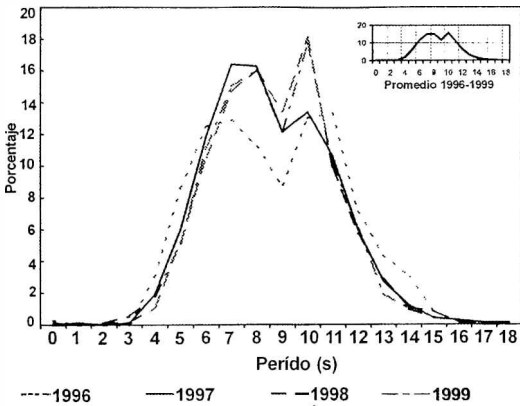


Figura 4. Distribución de los períodos de olas. Años 1996-1999.

entre los períodos 7 y 10 seg., se encuentran por debajo de los correspondientes a los otros tres años.

La evaluación de los períodos de ola permite realizar una división a partir del correspondiente a los 9 seg. (Fig. 4). Se debe tener en cuenta que las olas pueden ser generadas tanto por vientos locales como por sistemas sinópticos distantes, las cuales presentan características disímiles. Las olas originadas a distancia, denominadas de leva cuando llegan a la costa, en general tienen períodos mayores que las olas locales (Panzarini, 1979). Por consiguiente, en base a los datos obtenidos con respecto al período de las olas, se puede considerar que las olas que presentan un período menor a 9 seg., 62 % de las observaciones, corresponden a un sistema normal de olas locales, mientras que las olas que presentan un período mayor a 9 seg., el 38 % de las observaciones, son de tormenta o de leva.

Para tener una adecuada comprensión de los procesos litorales de un área específica, es necesario conocer la distribución combinadas de las alturas y períodos de las olas (Shore Protection Manual, 1973, National Institute for Coastal and Marine Management / RIKZ, 2004). En la Figura 5 se representan las distribuciones de los promedios mensuales de las alturas y de los períodos de ola. El promedio mínimo de altura (1 m) corresponde al mes de julio de 1998 y el máximo (1,62 m) al mes de junio de 1997. El promedio mínimo de períodos de olas observados (7,55 seg.) pertenece a diciembre de 1996. Los máximos registrados (mayores a 10 seg.) se alcanzaron en los meses de junio, julio y agosto de los años 1996, 1997 y 1999 respectivamente.

Existe una correspondencia entre los promedios mensuales de alturas y los períodos de las olas (Fig. 5). En términos generales a mayor altura de ola menor es el período. Esta relación ha quedado reflejada fundamentalmente en el año 1997.

El promedio de la altura de ola para el período estudiado (1996-1999) es de 1,24 m. Observando la Figura 5, en términos generales, las alturas oscilan alrededor de este valor, a

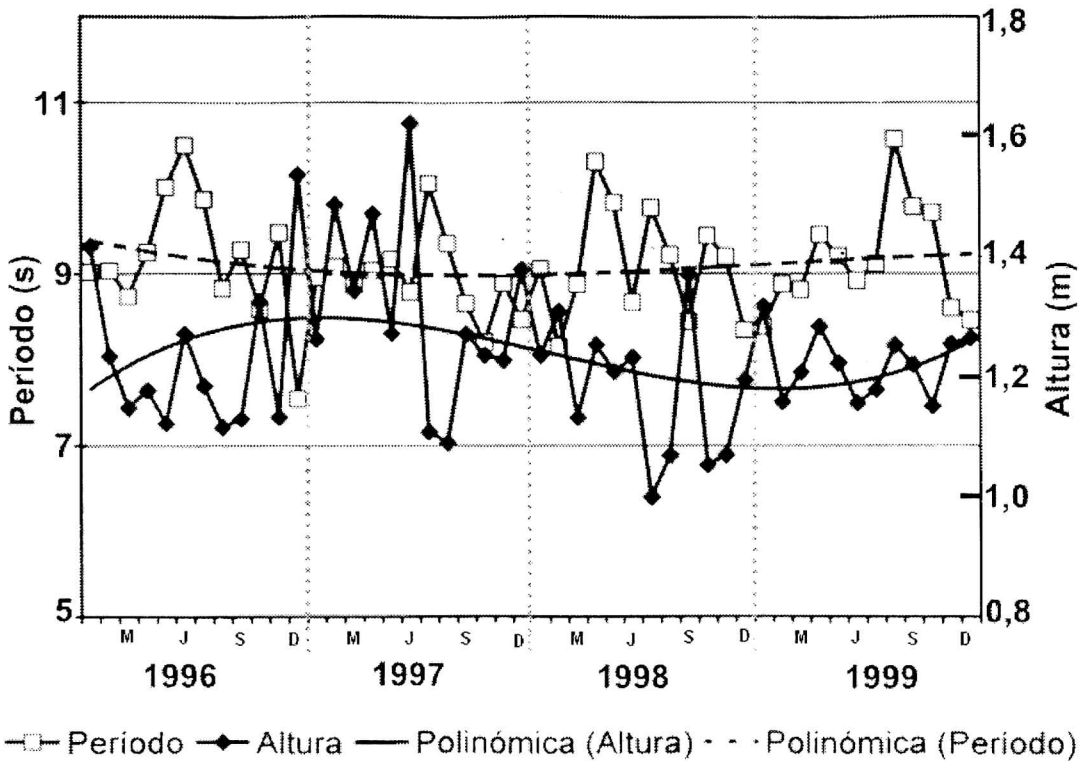


Figura 5. Distribución y tendencia de los promedios mensuales de alturas y períodos de olas. Años 1996-1999.

excepción del año 1997, donde en la mayor parte del año se mantiene, con alternancias de altos y bajos, por encima del promedio. Entre enero y junio de 1997, aún los valores mínimos, son superiores a los máximos evidenciados en los otros tres años. Solamente en los meses de julio y agosto descienden por debajo del promedio. Esto pone en evidencia una diferencia en relación a los otros años. En contraposición, el año 1999 se caracteriza por presentar alternancia de máximos y mínimos sin que se observe una gran dispersión de valores alrededor del promedio antes mencionado.

La longitud de onda del senoide de ajuste de altura de ola estaría excediendo una periodicidad anual (Fig. 5). La curva indica la tendencia al incremento de la altura del oleaje a partir de los meses finales del año 1996, llegando a sus picos máximos en los primeros seis meses del año 1997. Desde julio de ese

año se observa un decrecimiento hasta el mes de octubre de 1998, a partir del cual la tendencia nuevamente es hacia mayores alturas. Para fines del año 1996 y los cinco primeros meses de 1997, la dispersión de los valores alrededor de la curva es mayor que para los otros meses. Para los períodos de ola la función de ajuste da una tendencia casi recta en cercanías a los 9,0 seg. (Fig. 5).

A partir del agrupamiento de los datos según la estación del año (Tabla 1), se observa que los períodos de ola presentan un comportamiento estacional y que los períodos más largos se corresponden con la época otoño-invierno, en tanto que los más cortos se dan en primavera-verano.

Las alturas de olas también reflejan un patrón estacional (Tabla 1), donde las menores alturas recaen en el período invernal, con un aumento paulatino en los meses correspon-

Tabla 1. Promedios estacionales de períodos y de altura de ola entre 1996 y 1997.

años	Período de olas				Altura de olas			
	1996	1997	1998	1999	1996	1997	1998	1999
OTOÑO	9.92	9.00	9.60	9.18	1.19	1.46	1.23	1.22
INVIERNO	9.32	9.35	9.14	9.82	1.14	1.16	1.15	1.22
PRIMAVERA	8.54	8.52	9.00	8.92	1.33	1.28	1.11	1.22
VERANO	8.93	8.98	8.70	8.69	1.27	1.36	1.23	1.23

dientes a la primavera y verano. Sin embargo en el año 1997 se advierte un promedio de altura superior que alcanza 1,46 m y que corresponde al año en el que se sucedieron tres tormentas importantes en los meses de enero, febrero y abril, con consecuencias de inundaciones y daños de obras de infraestructura en el sector costanero.

La comparación entre las alturas de olas y su dirección de proveniencia (Fig. 6), obtenida a partir de valores promedios del total de las observaciones realizadas para el período en estudio (años 1996-1999), muestra que las olas más frecuentes provienen del sur (Fig. 2) y tienen su mayor frecuencia en el rango de 0-1 m y alcanzan hasta 2 m de altura. Aquellas que arriban desde el sudeste principalmente están comprendidas en la categoría de 1-2 m de altura. En tanto que las provenientes del sector sudoeste son más frecuentes a partir de los 2-3 m de altura y además han alcanzado hasta los 5-6 m, suceso registrado en el mes de abril del año 1997 (Caló *et al.* 1999, 2000).

De los tipos de rompientes según la clasificación dada por Mossa (1992), los más frecuentes corresponden a las rompientes de volteo (36,37 %), seguidas por las de surgencia (30,75 %). En menos oportunidades se presentan las rompientes de derrame (20,90 %) y derrame-volteo (11,84 %) (Fig. 7).

Como la generación de uno u otro tipo de rompiente está en función de factores tales como la pendiente del lecho y la relación entre altura de ola y profundidad del agua, los valores estadísticos aquí mencionados son dependientes del estado de la marea y la configuración geomorfológica en el momento en que se hicieron las observaciones. En general la parte

baja de la playa frontal tiene pendiente suave mientras que en la parte superior de la misma es pronunciada. Esto daría una tendencia para una altura de ola promedio a la formación de rompientes de volteo y de surgencia según el estado de la marea.

En la Figura 8 puede verse la distribución promedio de corrientes litorales paralelas a la costa. La frecuencia promedio obtenida entre los años 1996 y 1999, indica que el 36 % de las veces se dirigieron hacia el oeste y un 30 % hacia el este. Esto genera una corriente litoral paralela a la costa con tendencia hacia el oeste. La tendencia de la corriente hacia el oeste, es concordante con las observaciones de dirección de aproximación del oleaje (Fig. 2), ya que las olas provenientes del sudeste superan a aquellas que lo hacen desde el sudoeste. Con una frecuencia del 34 % no se observaron desplazamientos paralelos a la costa, situación relacionada a la aproximación del tren de olas con un ángulo de 90°.

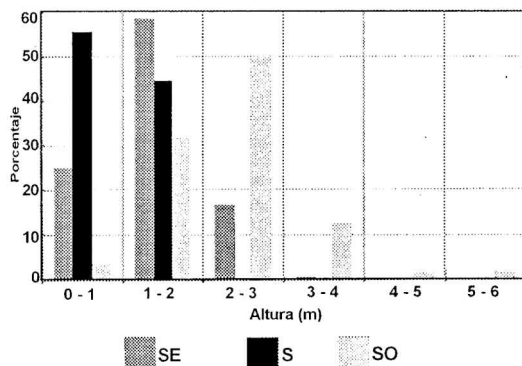


Figura 6. Relación entre los valores promedios de los 1996-1999 de las alturas de ola y los sectores de proveniencia.

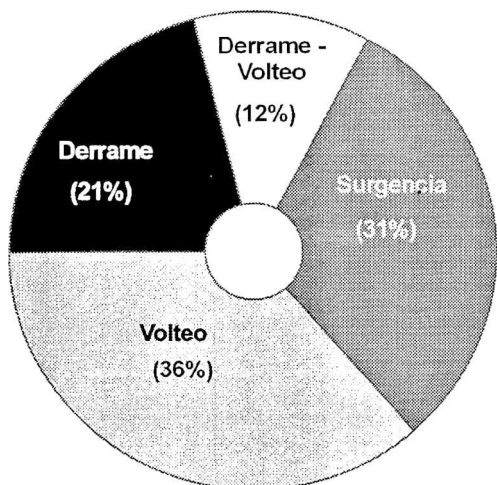


Figura 7. Tipos de rompiente de olas. Valores promedios para el período comprendido entre los años 1996-1999.

Los vientos predominantes son los provenientes de los sectores norte, noroeste y noreste (sector continental) con una asiduidad del 48 %. Los vientos de origen marino, tienen una frecuencia general del 37 %, siendo los del SE de 12 %, los del S de 11 % y los del SO de 14 %. Los paralelos a la línea de costa (E-O) representan un 15 %, siendo los más frecuentes los del oeste (Fig. 9).

Si bien los vientos predominantes fueron aquellos provenientes desde el continente (N, NO, NE), los de mayor intensidad correspondieron a los derivados de los sectores sur, sudeste y sudoeste (marinos) con una frecuencia del 20 % o superiores en los años 1997 y 1998.

Varios factores climáticos interrelacionados, tales como temperatura, presión, humedad y viento, tienen influencia sobre el desarrollo de la zona costera. Estos factores pueden mostrar tendencias de cambio a largo plazo y también variaciones cíclicas y no cíclicas.

De los varios factores climáticos nombrados, el viento es el que más influye directa o indirectamente sobre otros procesos y en la variabilidad geomorfológica de la costa. Tiene

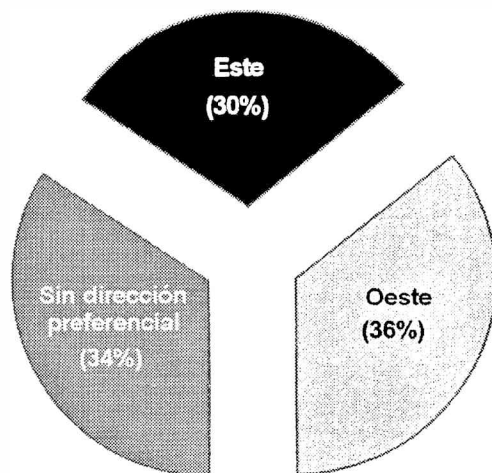


Figura 8. Direcciones de corrientes medidas a lo largo de la playa. Valores promedios para el período comprendido entre los años 1996-1999.

una influencia directa sobre el desplazamiento de las arenas entre los médanos y la playa (Fernández *et al.*, 2003). Además su acción es generadora de olas, ya sea de origen remoto o local. Las olas de tormenta tienen una gran influencia en la geomorfología de la playa modificando su perfil. Por otra parte fuertes

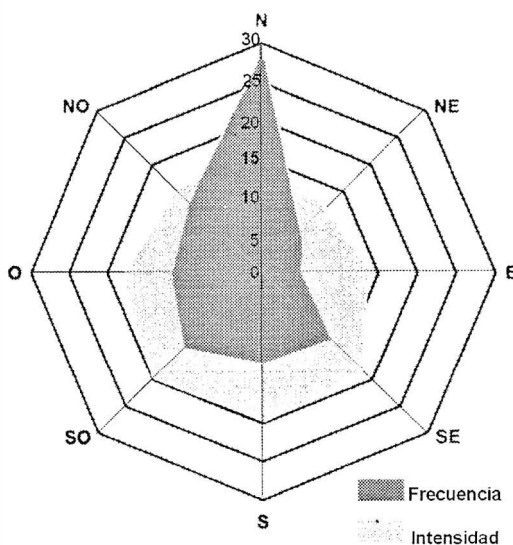


Figura 9. Dirección e intensidad de los vientos. Valores promedios para el período comprendido entre los años 1996-1999.

vientos desde el mar, si soplan en forma sostenida, pueden producir incrementos en el nivel medio del mar.

La carta de vientos predominantes de nuestro país (Dillon, 1977), muestra una distribución bastante regular en el movimiento del aire debido a la circulación del anticiclón de la región subtropical brasileña. Los vientos en la costa sur de la provincia de Buenos Aires son del noroeste. Las corrientes provenientes del anticiclón permanente del Pacífico Austral generan, al sur de la latitud 40° sur, vientos que provienen del oeste.

Esta circulación atmosférica es perturbada periódicamente por depresiones térmicas originadas en la región mediterránea del país (centros de baja presión). Además se produce el paso de anticiclones móviles (centros de alta presión producidos por masas de aire polar), que entran por el oeste de la Patagonia y ciclones desde el Pacífico Austral que entran por el sur (Dillon, 1977).

La ubicación relativa de centros ciclónicos y anticiclónicos da lugar al mal tiempo en las costas de la Provincia de Buenos Aires. Para la localidad de Monte Hermoso, según los datos registrados, las tormentas producen riesgos ambientales sobre las costa como consecuencia de la generación de grandes olas (Fig. 6), fuertes vientos (superiores a 80 km/h), aumento del nivel de las aguas, y son generalmente acompañadas de lluvias (Caló *et al.*, 1997). Dichas tormentas provienen del sudeste y del sudoeste. Generalmente las del sudoeste son de consecuencias más importantes por las grandes olas y las del sudeste suelen impactar por los fuertes vientos. Para diferenciarlas localmente se las denominará como sudestadas y sudoestadas.

Las tormentas de vientos fuertes y sostenidos provenientes del mar, generan no solo olas sino también un flujo horizontal del agua en la dirección general de los mismos. Cuando este flujo se aproxima a la costa y es afectado por la pérdida de profundidad, se

opera un sostenido incremento en los niveles de agua, conocidos como una surgencia de tormenta. Este alto nivel anómalo del agua puede producir inundaciones de la playa, dunas y tierras adyacentes, extendiendo la zona de ataque de las olas tierra adentro e incrementado peligros y daños (Caló *et al.*, 2000, 1999 y 1997). Por el contrario, los vientos fuertes desde tierra pueden provocar, en forma similar, un decrecimiento de los niveles de agua.

Existen fenómenos climáticos que parecen ocurrir con cierta periodicidad tal como el llamado episodio "El Niño". Este evento comprende el sobrecalentamiento de las aguas del mar, acompañado de una inversión de los centros de alta y baja presión en el Pacífico ecuatorial frente a la costa oeste de Sud América. Este fenómeno no es local sino que afecta el clima global, dando como consecuencia impactos en otras partes del mundo que pueden ser catastróficas (Canby, 1984). Tiene un período casi cíclico de tres a cinco años con una evolución bien definida que conduce a una fase pico (UNESCO, 1992).

Esa manifestación también coincide con una mayor dinámica marina y fuerte erosión en las costas. En la Figura 6 se puede apreciar un incremento de la altura de ola que no sigue un patrón estacional (años 1997-1998), sugiriendo el sinusoides de ajuste una recurrencia más allá de un año. Un hecho similar fue registrado en esta zona de estudio durante el período noviembre de 1989 a noviembre de 1992 (Caló y Márquez, 1994) y en la localidad costera de Pehuen-Có durante julio 1986-marzo 1988 (Caló *et al.*, 1987, Caló *et al.*, 1995). Estos eventos llamativamente han coincidido con los períodos de ocurrencia de la oscilación climática oceanográfica El Niño, tal como los sucedidos en los años 1986/87, 1991/93 y 1997/98 (World Meteorological Organization, 1991, 2004).

Por todo lo expuesto se ve que pueden identificarse fenómenos cíclicos y caracterizarse la acción de eventos catastróficos. En la

localidad de Monte Hermoso se pone de manifiesto a través de las mediciones continuas y sistemáticas realizadas a lo largo de los cuatro años evaluados.

Considerando que esta zona costera es un sector de riesgo por la presión demográfica que se está ejerciendo sobre la misma, es de suma utilidad realizar un adecuado plan de manejo costero a fin de establecer las medidas de mitigación necesarias y programar los planes de defensa civil en forma adecuada. Esta metodología por los resultados obtenidos ha dado una buena relación costos vs. beneficios. En vista de la facilidad de su puesta en ejecución, sería ambientalmente deseable su difusión y su aplicación en otros sitios de la costa atlántica que presenten el mismo fenómeno demográfico.

CONCLUSIONES

A partir de los resultados obtenidos del análisis de los datos de olas, corrientes y vientos en Monte Hermoso, registrados entre los años 1996 y 1999, se pueden establecer las siguientes conclusiones.

1. La dirección del tren de olas más frecuente es desde el sur. Sin embargo se observan trenes procedentes del SE y SO, que registran mayores alturas de olas, principalmente los que arriban desde el SO.
2. El período de olas presenta una distribución bimodal, con un agrupamiento de valores mayores que 9 segundos y corresponde a olas de tormenta, y otro inferior a 9,0 seg que representa a las olas generadas localmente por el viento.
3. La altura de las olas refleja una predominancia de aquellas comprendidas en los rangos de 0 a 1 y 1 a 2 metros. Son menos frecuentes las de 2 a 3 y 3 a 4 metros. Las olas con alturas entre 5 y 6 metros corresponden a un evento de magnitud mayor ocurrido en el año 1997.
4. La relación de la altura de las olas y su dirección de proveniencia, evidencia que las

que arriban del sur oscilan entre 0 y 2 metros, en tanto que las provenientes del SE y SW fluctúan entre 2 y 4 metros. Las olas del SO son las que han logrado mayores alturas y fue a su vez la dirección de proveniencia del evento antes mencionado.

5. Las alturas de las olas y sus correspondientes períodos, presentan un comportamiento estacional. En invierno y otoño tienen menor altura y mayor período e inversamente en verano son de mayor altura y menor período. Nuevamente en esta relación se observó una anomalía en el año 1997, en el cual se registraron tres tormentas que generaron olas más altas que las habituales. Una de ellas en el mes de abril, que produjo daños importantes en las obras de infraestructura y casas sobre la línea de costa.

6. El tránsito litoral está manifestado por una alternancia de dirección E y O, con un resultado neto de leve dominancia en la dirección O.

7. El tipo de olas de rompiente que se observa en la playa, varía entre olas de volteo y de surgencia, siendo menos representativas las de tipo derrame. Ello pone en evidencia la presencia de pendientes suaves y pronunciadas, según el momento en que se realizaron las mediciones.

8. El viento, que es un elemento importante en el comportamiento de estos parámetros, presenta una dirección dominante del sector N, NO y NE. Los provenientes del mar (S, SE y SO) son menos frecuentes, sin embargo son los de mayor intensidad. Menos habituales aun son los de dirección E-O.

9. El análisis de la información permite catalogar a los años 1997 y 1998 como un período que presenta eventos que se dispersan de la media general y que ponen en evidencia la influencia que pudo haber tenido la oscilación climática-oceanográfica El Niño registrado en esos años. El sinusoide generado como ajuste polinómico de la altura de ola representaría este fenómeno.

10. La identificación de fenómenos cíclicos, puede ponerse de manifiesto a través de mediciones continuas y sistemáticas a lo largo de varios años. Es por ello que, considerando que la zona costera es un sector de riesgo por la presión demográfica que se está ejerciendo sobre la misma, es de suma utilidad establecer estaciones costeras en forma permanente para monitorear los parámetros oceanográficos y meteorológicos y conocer la dinámica litoral a fin de obtener los datos necesarios para realizar un adecuado plan de manejo costero. De esta forma se podrá evitar que la acción de eventos catastróficos ponga en riesgo la seguridad y los bienes de la población, y en aquellos lugares que ya son afectados, establecer las medidas de mitigación necesarias y programar los planes de defensa civil en forma adecuada.

Agradecimientos: Agradecemos al Técnico Nelson Márquez por la constancia y dedicación para la toma de los datos analizados. A los evaluadores de este trabajo que con sus observaciones mejoraron el contenido del mismo. Este trabajo fue realizado a través de un subsidio de la Secretaría General de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional del Sur.

REFERENCIAS

- Balsillie, J. H. 1975. Analysis and interpretation of littoral environment observation (LEO) and profile data along the western panhandle coast of Florida. Technical Memorandum 49, Coastal Engineering Research Center, U.W. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Caló, J., E. Fernández, A. Marcos, H. Aldacour, 2000. Comparación del efecto de dos tormentas en la ciudad de Monte Hermoso. Argentina. *Geoacta*, 25:40-48.
- Calo, J., E. Fernández, A. Marcos, H. Aldacour, P. Varela, N. Marquez, 1999. Coastal environmental hazards: comparison of high winds and storm surges in Monte Hermoso City, Buenos Aires Province, Argentina. LOICZ 4th OPEN SCIENCE MEETING, XI Coloquio de Oceanografía. Abstracts, p.108. Bahía Blanca, Argentina.
- Caló, J., A. Marcos, E. Fernández, H. Aldacour, P. Varela, N. Márquez, 1997. La tormenta de abril de 1997 en la localidad costera de Monte Hermoso, Provincia de Buenos Aires. X Coloquio de Oceanografía, Resumen p.34. Bahía Blanca, Argentina.
- Caló, J, E. Fernández, H. Aldacour, 1995. Caracterización Ambiental de la playa de Pehuen-Có en base a procesos oceanográficos y atmosféricos. Su Importancia en el manejo costero. Actas Primera Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. Río Cuarto, Córdoba, pp.223-236
- Caló, J. y N. Márquez. 1994. Anomalía oceanográfica costera en Monte Hermoso (Argentina). Res. IX Coloquio de Oceanografía. Asoc. Int. de las Cs Físicas del Océano (IAPSO).
- Caló, J., G. Espósito, W. Lizasoain, R. Caputo, 1987. Estudio litoral geológico ambiental de Pehuen-Có. Informe convenio IADO-Municipalidad Coronel Rosales, 95pp.
- Canby, Y. 1984. El Niño's ill wind. *National Geographic*, February, 145-183.
- Dillon, J. R. 1977. Meteorología para pilotos de yates. Ediciones Rombos. Buenos Aires. 260p.
- Fernández, E., J. Caló, A. Marcos y H. Aldacour, 2003. Interrelación de los ambientes eólico y marino a través del análisis textural y mineralógico de las arenas de Monte Hermoso, Argentina. *AAS Revista*, 10, 2: 151-161.
- Mossa J. 1992. Geomorphic variability in the coastal zone. Coastal Engineering Research Center, Technical Report CERC-92-4, 113p. Washington.
- National Institute for Coastal and Marine Management /RIKZ. 2004. www.golflklima.nl
- Panzarini, R. 1979. Introducción a la oceanografía general. EUDEBA, Buenos Aires. 199 p.
- Shore protection manual, 1973, U.S. Army Coastal Engineering research center.
- Spalletti, L.A., 1980. Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas. Asociación Geológica Argentina, Serie B. Didáctica y complementaria 8. 99 pp.

- Schneider C., 1981. The littoral environment observation (LEO) data collection program. Coastal Engineering Research Center, Technical Aid, 81-5, Vicksburg, Ms.
- Servicio de Hidrografía Naval, 1998. Tablas de marea. Publicación H-610:140-144
- Thomas, L. J. 1994. User's guide for the Littoral Environment Observation (LEO) PC data retrieval and analysis system. U.S. Army Corps of Engineers, Instruction Report CERC-94-2. Washington, DC.
- UNESCO, 1992. El Niño returns. IMS Newsletter, 62:1-2.
- World Meteorological Organization, 1991. El Niño/Southern Oscillation diagnostic advisory. Climatic System Monitoring (CMC) Monthly Bulletin Issue 9:9-13.
- World Meteorological Organization, 2004. www.wmo.ch/index-en.
- El Niño/La Niña Updates and Climate Outlook Forecasts. October 2003.

PRESENCIA Y EVOLUCION DE GRANDES BLOQUES EN LA COSTA DE PUNTA COLORADA, GOLFO SAN MATIAS, ARGENTINA.

Roberto Schillizzi^{1,2}, *Jorge Spagnuolo*^{1,2}, *Edgardo Gelós*¹ y *Salvador Aliotta*^{1,2}

¹ Instituto Argentino de Oceanografía. CONICET-UNS. Complejo CRIBABB,
La Carrindanga km 7, C.C. 804, (8000) Bahía Blanca.

e-mail: chilli@criba.edu.ar, jospa@criba.edu.ar, emgelos@criba.edu.ar, gmaliott@criba.edu.ar

² Universidad Nacional del Sur. Departamento de Geología. San Juan 670 (8000) Bahía Blanca.

RESUMEN

En la costa occidental del golfo San Matías se señala la presencia de grandes bloques rocosos producidos por importantes efectos erosivos. Se evaluaron las características de los bloques (dimensiones, volumen, orientación y buzamiento) por medio de dos perfiles paralelos a la costa realizados a diferentes niveles topográficos. Se reconoce que la plataforma de abrasión, formada por rocas calcáreas de la Formación Arroyo Verde, presenta dos secciones bien diferenciadas. En la sección superior (distal), la acción de olas es, en la actualidad, prácticamente inexistente. Allí, sólo se aprecian remanentes de un antiguo proceso erosivo Holoceno, evidenciado en la disposición imbricada o errática de bloques de menores dimensiones. En la inferior (frontal), el efecto marino actual erosiona el material que integra la plataforma de abrasión a través de diaclasas y disgrega una arenisca rojiza (Paleoceno) lo que indica un nuevo pulso de avance marino. Las geoformas resultantes serían el producto de las distintas oscilaciones del nivel del mar ocurridas desde el Terciario medio.

Palabras clave: Bloques, Erosión, Costa, Provincia de Río Negro.

ABSTRACT

The west littoral of San Matías Gulf is characterized by large rocky blocks suggesting significant erosive effects in the past. The features of the rocky blocks (dimensions, volume, direction and dip) were determined in two profiles located parallel to the coast at different topographical levels. It was recognized that the abrasion platform, formed by calcareous rocks (Arroyo Verde Formation), shows two well differentiated sections. In the upper section, wave action is practically absent, although the existence of smaller erratic or imbricated blocks suggest a previous (Holocene) erosive process. In the lower one, the present marine action erodes the abrasion platform through joints and disintegrate a conglomeratic sandstone (Paleocene) that indicates a new marine pulse. The resulting morphology of the cliffs is the result of different oscillations of sea level happened since the Middle Tertiary.

INTRODUCCION

El análisis de las características morfológicas y estructurales de un frente costero integrado por grandes bloques sueltos de roca permite interpretar cuales habrían sido los agentes y procesos que condicionaron su modelado. En tales circunstancias, las geoformas resultantes permanecen como remanentes debido a su baja o moderada vulnerabilidad

frente a la erosión marina. Por otra parte, estas grandes estructuras rocosas a través de su degradación, aportan el material detrítico que contribuye a la formación de las playas.

Dentro de los antecedentes referidos a la remoción en masa en costas acantiladas existe un importante número de trabajos de investigación a nivel internacional. Entre las principales contribuciones puede citarse a Sunamura

(1992) quien evaluó a nivel mundial la respuesta de los acantilados frente a la acción marina, en tanto que Hauser (2000) consideró las remociones en masa y sus riesgos geológicos. Martínez *et al.* (2001), por otra parte, hacen mención a la vulnerabilidad de las costas acantiladas con relación a los cambios de nivel del mar. Con referencia a los estudios realizados en el ambiente patagónico puede citarse a Franchi (1983) quien menciona desplazamientos de frentes marinos acantilados; mientras que Marcomini (1996) y González Bonorino *et al.* (1996) realizan evaluaciones de la evolución de los frentes costeros en la provincia de Santa Cruz. Los procesos y acciones energéticas intervinientes en las costas de Río Negro fueron analizados por Bonuccelli (2000) y Kokot y Codignotto (2002). Utilizando un enfoque morfológico, estos autores establecen la presencia de distintas unidades costeras que responden de diferente manera a la acción de la dinámica marina. Asimismo, González Díaz y Tejedo (2002) presentan un mapa de riesgo geológico que involucra la costa de la provincia del Chubut. El análisis de las unidades morfológicas del área del presente estudio fue realizado por Gelós *et al.* (1992).

El objetivo de este trabajo es mencionar, por primera vez, la presencia de grandes bloques removidos en un sector acantilado de la costa del golfo San Matías (provincia de Río Negro) y discutir los mecanismos erosivos que los originaron y que los afectan actualmente. Asimismo, se procura establecer los lineamientos geológicos evolutivos de este ambiente morfológico litoral.

El área de estudio (Fig. 1) se ubica en la provincia de Río Negro, 800 m al sur de Punta Colorada. En ese lugar, la línea de costa presenta afloramientos rocosos cristalinos discontinuos, pertenecientes a las Ectinitas El Jaguelito (Ramos, 1975) asignables al Precámbrico o Paleozoico inferior y al

Complejo Marifil (Cortés, 1981) de edad Triásico medio a Jurásico medio, a las que suprayacen sedimentitas de la Formación Arroyo Verde (Malvicini y Llambias, 1974) atribuibles al Eoceno medio. El afloramiento estudiado ocupa una ancho próximo a los 100 m, con una potencia aproximada de 12 m. Allí, la Formación Arroyo Verde está constituida por una serie de bancos calcáreos subparalelos, de color rosado claro a amarillento, bien consolidados, con suave inclinación hacia el oeste. Esta unidad descansa en discordancia sobre areniscas rojizas de edad Paleoceno (Spagnuolo *et al.*, 2000). Todo el conjunto rocoso se ubica entre el balneario Playas Doradas y la Sierra de Bellido (Fig. 1). Intercalándose con los distintos afloramientos de rocas se encuentran playas arenosas dispuestas en guirnalda (Guilcher, 1958). El sector estudiado abarca aproximadamente 2 km del litoral con orientación general norte-sur.

Desde el punto de vista hidrodinámico, Gelós *et al.* (1992) determinaron que la exposición del frente costero a la erosión marina es muy alta, ya que se trata de una

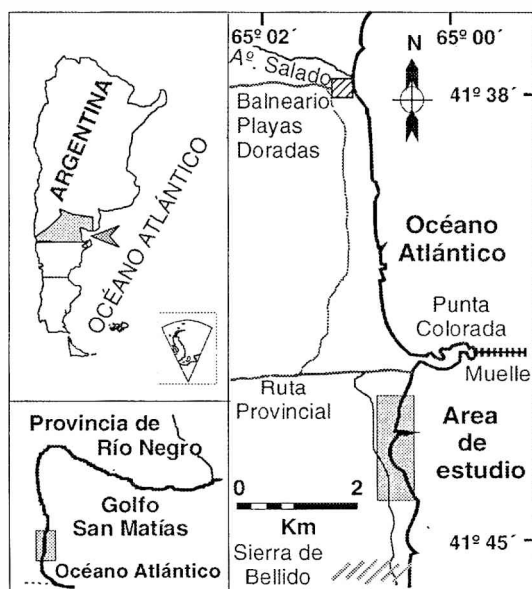


Figura 1. Área de estudio con ubicación de los afloramientos rocosos.

ribera abierta, expuesta a una gran distancia de generación de olas (fetch), con amplitudes de mareas que llegan hasta los 9 m. La deriva litoral en este tramo costero se desplaza hacia el norte (Codignotto *et al.*, 1993). Asimismo, fundamentado en el criterio de Gornitz (1990) en el que se involucran parámetros geológicos, morfológicos, estructurales, de altura de olas y rangos de marea, Kokot *et al.* (2004) califican a este sector como de alta vulnerabilidad costera.

METODOLOGIA

La metodología aplicada consistió en establecer dos transectas paralelas a la línea de costa, cada una de 200 m de extensión y separadas entre sí 50 m. En cada una de ellas se midieron los bloques con cinta métrica y se estableció mediante brújula la orientación y la

pendiente de los mismos. Asimismo, se determinó en forma macroscópica las características estructurales y litológicas de los materiales que integran los frentes de costa. Por otra parte, se midieron los rumbos de las diaclasas y se realizaron marcas sobre algunos bloques sueltos para realizar futuros controles de los desplazamientos que éstos pudiesen sufrir.

OBSERVACIONES DE CAMPO

Las rocas principales del sector de costa analizado son sedimentitas calcáreas, dispuestas en planos subhorizontales, las cuales presentan moderado diaclasamiento a lo largo de todo el afloramiento. Para el ordenamiento de las observaciones, se dividió al área en dos secciones en relación con los niveles de marea

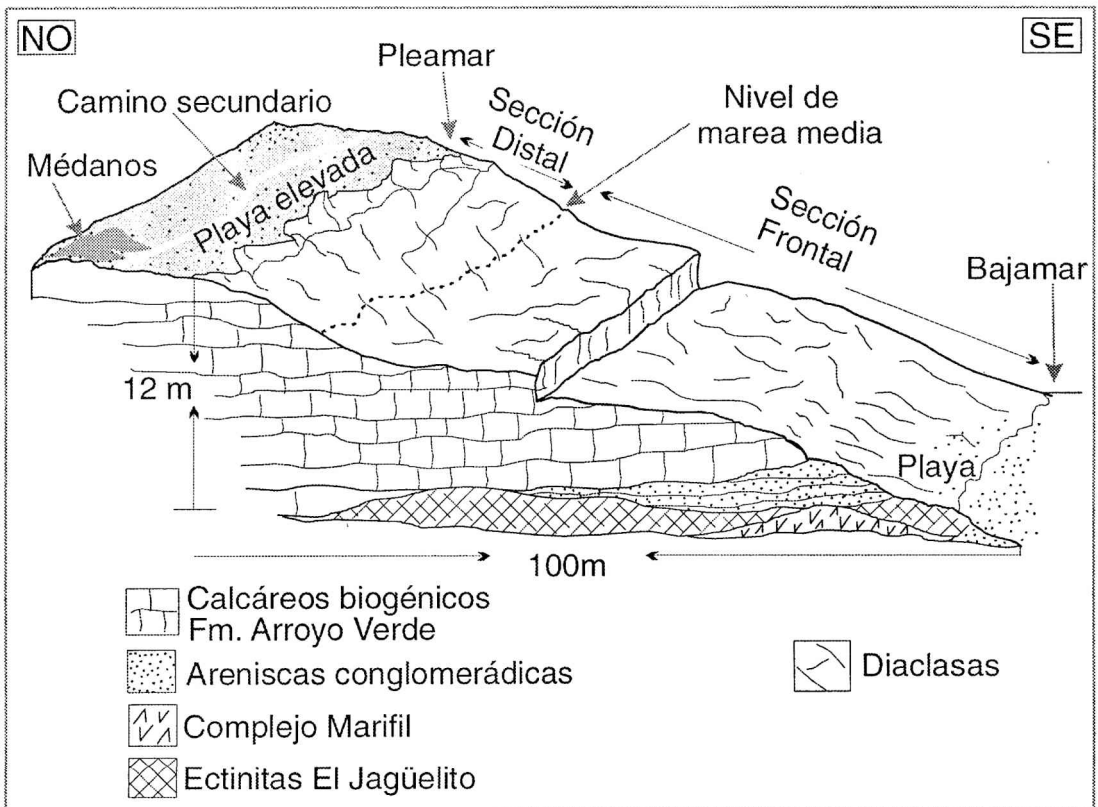


Figura 2. Esquema representativo de las secciones analizadas.

(frontal y distal) que se describen desde la línea de bajamar hacia la de pleamar (Fig. 2).

Sección Frontal

Posee una ancho próximo a los 50 m y se extiende desde la bajamar hasta aproximadamente la línea de media marea. Los bloques allí presentes tienden a la forma prismática con bordes irregulares. El volumen promedio de los mismos varía de 25 a 30 m³; con ejes mayores entre 1,80 y 4,20 m; ejes medios entre 1,20 y 4,00 m y ejes menores entre 0,50 y 2,00 m. La orientación de los ejes mayores es variable. Se hallan afectados por la acción de las mareas actuales (Fig. 3). La dirección de buzamiento dominante de los bloques es hacia el SE, con escasos individuos orientados al SO. Los valores del buzamiento de los bloques oscilan entre 10° y 40°. De manera intercalada, conjuntamente con los bloques mayores se hallan otros menores cuyos volúmenes son inferiores a los 10 m³. Estos, se disponen con una leve inclinación al este. Se determinó que se originan a partir de diaclasas principales cuyos rumbos son N 22° y 62° respectivamente, mientras que la orientación secundaria corresponde a N 157°. Asimismo, en el sector medio de la sección frontal, aparecen escasos bloques de menor volumen, con disposición caótica (Fig.3).

Sección Distal

Su ancho es del orden de 40 m y se extiende desde la línea de media marea hasta el límite determinado por los máximos niveles de pleamar establecidos en función de la presencia de marcas de resaca. El diaclasamiento de los bloques ubicados en la parte inferior presenta orientaciones principales N 125° a N 255°, mientras que las diaclasas secundarias lo hacen con rumbo E-O. Estas últimas se ensanchan hasta transformarse en grietas de hasta 0,40 m de ancho por 1 a 2 m de profundidad. La parte superior de esta sección, presenta bloques imbricados y de

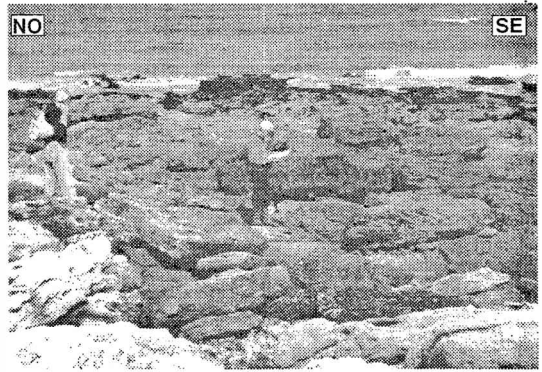


Figura 3. Sección frontal con bloques afectados por remoción.

disposición errática, apoyados sobre una superficie arenosa parcialmente vegetada. El volumen dominante de los bloques se halla entorno a los 5 m³ y les corresponden ejes mayores entre 1,50 y 2,10 m; ejes medios entre 0,95 y 1,20 m y ejes menores de entre 0,15 y 0,50 m. La disposición de los ejes mayores indica que algunos bloques se han desplazado en dirección oeste. Los buzamientos señalan posiciones aleatorias, variables entre 6° y 60°. Los materiales que los integran corresponden a distintos tipos de rocas calcáreas con alteración superficial. En dirección al continente, el límite de esta sección, constituye un plano de suave pendiente integrado por arenas gruesas a sabulíticas, de color pardo rojizo, con abundante conchilla (Fig. 4).



Figura 4. Sección distal con bloques imbricados.

HISTORIA GEOLOGICA Y EVOLUCIÓN MORFOLOGICA DEL FRENTE COSTERO

De acuerdo con las observaciones realizadas y los resultados obtenidos se propone para el sector el siguiente proceso evolutivo. Sobre rocas del Paleozoico-Mesozoico (Ectinitas El Jaguelito y Complejo Marifil) se depositaron, durante el Paleoceno, areniscas rojizas continentales de origen fluvial (Spagnuolo *et al.*, 2000). Por encima, durante el Eoceno, se desarrolló una amplia plataforma marina integrada por calcáreos biogénicos (Formación Arroyo Verde) que cubrió el sector comprendido entre el arroyo Salado y la Sierra de Bellido.

En el transcurso del Terciario medio, la región se cubrió por sedimentitas arcillo-tobáceas aportadas por el mar patagónico. Hacia el Terciario superior-Pleistoceno, procesos transgresivos-regresivos dieron origen a frentes acantilados con desarrollo de plataformas de abrasión por olas sobre el frente marino.

Durante el Holoceno, se produjo un nuevo ascenso del nivel del mar, ubicado según Codignotto *et al.* (1993), entre los 6.500 y 7000 años AP. La transgresión, habría alcanzado, según los autores mencionados, la cota de 12 m snm y en opinión de Marcomini (1996) habría llegado hasta los 15 m snm. La magnitud del proceso habría sido suficiente como para producir el avance marino ligeramente por encima del nivel de la "sección distal". Durante esta etapa se habrían producido eventos

hidrodinámicos con intervención de alta energía de olas (Aliotta *et al.*, 2000). La "sección distal" muestra remanentes de la acción de procesos antiguos de erosión marina. Tal efecto se infiere de la dominante uniformidad volumétrica de los bloques y su imbricación predominante (Fig. 4). La abrupta desaparición de los bloques señala los límites hacia el continente de la acción destructiva de las olas de tormenta. Estas características, indicarían que el origen y la posterior disposición de los bloques se habría producido cuando el nivel del mar era más alto que el actual. Por otra parte, la mayor uniformidad de los bloques aquí presentes, señalaría una escasa erosión marina posterior a la movilización, la cual actualmente, sólo se ejerce en forma esporádica durante los grandes eventos de tormenta (Fig. 5). Finalmente, el estado de alteración de la superficie de los bloques indicaría una prolongada exposición subaérea, la cual junto con un importante desarrollo de vegetación en los espacios entre bloques sugiere un escaso retrabajo marino.

La regresión ocurrida alrededor de los 3000 años AP (Codignotto *et al.*, 1992), colocó al nivel medio del mar entre los 8 y 5 m snm. Dicha regresión habría producido el abandono de la sección más alta del acantilado, dejando, como remanente, una playa elevada por encima del nivel máximo de las pleamares actuales. Este antiguo nivel de playa podría relacionarse genéticamente con los cordones litorales presentes en la cercanías del Balneario Playa Doradas, mencionados por Gelós *et al.* (1992) y Kokot *et al.* (2004).

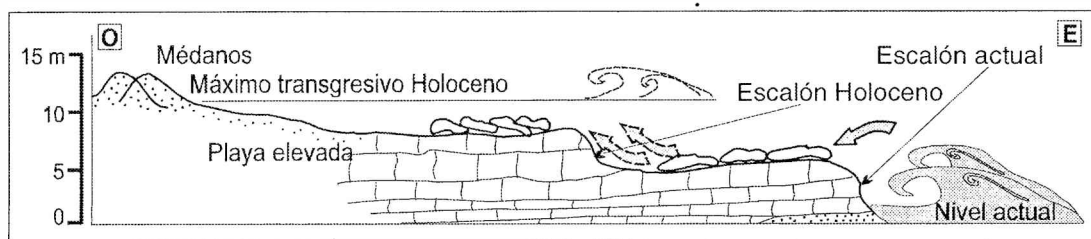


Figura 5. Esquema temporal de la acción marina sobre el acantilado.

En la "sección frontal", las características morfológicas de los bloques allí presentes, serían el resultado de la acción marina actual, vinculado fundamentalmente con un retrabajo provocado por olas de tormenta. En tal sentido Bonuccelli (2000) señala para el área de Las Grutas (Río Negro) efectos de energía de hasta 30 Tn/m². El impacto provocado por las olas de tormenta se vería favorecido por el diaclasamiento regional existente (Kostadinoff y Schillizzi, 1988; Kostadinoff, 1992). Asimismo, la inserción de rodados en las discontinuidades causaría el ensanchamiento de las grietas por efecto de pistón y rebote vertical.

La existencia de un resalto topográfico del orden de los 2 m de altura en el frente de costa se debería a la abrasión marina provocada durante el máximo transgresivo Holoceno. El nivel de areniscas rojizas infrayacente a los bancos calcáreos presenta una incipiente media caña erosiva que se vincularía con un actual pulso erosivo marino ascendente mencionado por Aliotta *et al.* (2000). El material denudado producido por remoción, es transportado a la playa actual por la acción combinada de las olas y del flujo-reflujo de las mareas.

CONCLUSIONES

La evolución del sector costero se relacionaría con las ingresiones marinas que actuaron a partir del Terciario medio y cuya acción dinámica afectó particularmente a las plataformas calcáreas depositadas durante el Eoceno medio. Durante el Holoceno, eventos marinos transgresivos-regresivos habrían modelado los actuales rasgos morfológicos del sector. La constitución petrográfica-estructural del acantilado y la intervención de olas de gran energía, habrían originado las particularidades morfológicas litorales que involucran la distribución y disposición de los grandes bloques característicos de esta área. En la actualidad, en cotas superiores a los máximos

niveles de pleamar, el principal efecto que actúa sobre estos materiales se vincularía con la acción meteórica continental. Un nuevo pulso marino ascendente se evidenciaría por la presencia de una pequeña media caña erosiva en la parte inferior de la sección frontal.

Agradecimientos: La presente investigación se realizó con fondos provenientes del proyecto CONICET, PID 647/98. El Sr. M. Colombani participó en las tareas de campaña. Las bases de las figuras fueron realizadas en Medios Audiovisuales del CRIBABB. Agradecemos a la Dra. S. Marcomini por las sugerencias aportadas. Se consideraron muy valiosas las sugerencias aportadas por los revisores de la Revista Geoacta.

REFERENCIAS

- Aliotta, S., J. O. Spagnuolo, E. M. Gelós y R. A. Schillizzi, 2000. Evidencias geológicas holocenas de variaciones del nivel del mar en el golfo San José, Argentina. Resúmenes IV Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar, 29.
- Bonuccelli, R., 2000. Los acantilados del Balneario Las Grutas. Informe Municipalidad San Antonio Oeste, 15 pp.
- Codignotto, J. O., R. Kokot y S. C. Marcomini, 1992. Neotectonism and Sea Level Changes in The Coastal Zone of Argentina. *Journal of Coastal Research*, 8 (1): 125-133.
- Codignotto, J. O., R. Kokot y S. C. Marcomini, 1993. Desplazamientos verticales y horizontales de la costa argentina en el Holoceno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48 (2): 125-132.
- Cortés, J. M., 1981. El sustrato precretácico del extremo NE de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (3): 438-439.
- Franchi, M. R., 1983. Descripción geológica de la hoja 45g, Monte Triste, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín 191, 55 pp.
- Gelós, E. M., J. O. Spagnuolo y R. A. Schillizzi, 1992. Las unidades morfológicas de la costa del golfo San Matías, Río Negro. *Revista de la*

- Asociación Geológica Argentina, 47 (4): 365-371.
- González Bonorino, G., G. Bujalesky, F. Colombo y M. Ferrero, 1996. Tormentas, sismos y nivel relativo del mar en la construcción de las Puntas Bustamante y Dungeness, Santa Cruz. Actas XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. IV y V: 207.
- González Díaz, F. y A. Tejero, 2002. Mapa geomorfológico de la hoja 4569-4, Escalante, provincia del Chubut. Actas XV Congreso Geológico Argentino. (El Calafate). II: 667-671.
- Gornitz, V., 1990. Vulnerability of the East Coast, U.S.A. to future sea level rise. Journal of Coastal Research, Special Issue, 9: 201-237.
- Guilcher, A., 1958. Coastal and submarine morphology. Edit. Mathuen & Co. London, 274 pp.
- Hauser, A. Y., 2000. Remociones en masa en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín 59, 89 pp.
- Kokot, R. y J. O. Codignotto, 2002. Geomorfología de la faja litoral de la provincia de Santa Cruz. Actas XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate). Actas II: 524-528.
- Kokot, R., J.O. Codignotto y M. Elissondo, 2004. Vulnerabilidad al ascenso del nivel del mar en la costa de la provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59 (3): 477-487.
- Kostadinoff, J., 1992. Estudio geofísico de la península Valdés y golfos Nordpatagónicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47 (2): 229-236.
- Kostadinoff, J. y R. A. Schillizzi, 1988. Anomalías gravimagnetométricas del litoral patagónico entre el arroyo Verde y el río Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (1): 80-90.
- Malvicini, L. y E. J. Llambías, 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, Chubut, Argentina. Actas V Congreso Geológico Argentino. II: 185-202.
- Marcomini, S. C., 1996. Evolución costera durante el Cuaternario del norte de la provincia de Santa Cruz. Actas XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. IV y V: 203.
- Martínez, N., K. Robertson, O. Jaramillo, P. Cuervo, C. Cano, J. Pardo, L. Barreto, M. Toro, Z. Murillo, E. Rozo y C. Bargas, 2001. Vulnerabilidad y adaptación de la zona costera colombiana al ascenso acelerado del nivel del mar. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, 91 pp. Bogotá, Colombia.
- Ramos, V., 1975. Geología del sector oriental del Macizo Nordpatagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30 (3): 274-285.
- Spagnuolo, J. O., R. A. Schillizzi y E. M. Gelós, 2000. Paleoceno en la costa occidental del golfo San Matías. Rev. Profil, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Stuttgart. Actas, Band 18, CD-ROM (77), 4 pp.
- Sunamura, T., 1992. The Geomorphology of Rock Coast. Edit. Wiley, Chichester, 302 pp.

RELACION ENTRE LA DESECACION DEL SUELO Y LOS FENOMENOS DE SUBSIDENCIA OCURRIDOS EN INGENIERO WHITE, ARGENTINA

*Jorge C. Carrica*¹ y *Claudio Lexow*²

¹Dpto. de Geología - UNS. San Juan 670 (B8000ICN) Bahía Blanca. Argentina.

² CIC-PAID - UNS. San Juan 670 (B8000ICN) Bahía Blanca. Argentina.

E-mail: jcarrica@uns.edu.ar, lexow@uns.edu.ar

RESUMEN

Las variaciones del contenido de humedad en suelos de naturaleza pelítica como consecuencia de la infiltración de agua de lluvia y de la evapotranspiración provocan importantes procesos de expansión y contracción principalmente en aquellos niveles con predominio de arcillas montmorilloníticas. Este fenómeno natural ha sido indicado como la causa de asentamientos diferenciales del suelo e inestabilidad en las cimentaciones cuyas manifestaciones fueron agrietamientos y roturas de las estructuras que no fueron diseñadas para este tipo de terrenos, como es lo que ocurre con la mayoría de las viviendas construidas en el área de Ingeniero White. Este trabajo asume como hipótesis que la magnitud y ocurrencia de las componentes que intervienen en el balance hidrológico del área gobiernan la intensidad del fenómeno, por lo que resulta de importancia su cuantificación. A tal fin se utilizaron programas de balance hidrológico: código Visual Balan V.1.0 y Balshort V.3 para el período 1979-1983, lapso durante el cual tuvo lugar un episodio de subsidencia de suelos de singular magnitud que produjo la rotura de unas 220 viviendas. Se demuestra que los valores mínimos de humedad en el suelo del lapso considerado, calculados por el programa Balshort V.3, se producen en la primavera de 1981 coincidentemente con la ocurrencia del mencionado episodio de subsidencia.

Palabras Claves: Balance hidrológico - Subsidencia - Expansión de suelos

ABSTRACT

The moisture variations of the silty clay soils due to rainwater infiltration and evapotranspiration processes cause important expansion and contraction movements in the ground mainly in those levels with montmorillonite. This natural phenomenon has been pointed as the origin of soil settlement and instability of foundations whose manifestations were crackings and breakage of structures because they were not designed for this type of terrains, as it was the case with the most houses built on the area of Ing. White. This work assumes, as working hypothesis, that the magnitude and occurrence of the components that take part in the hydrologic balance of the area govern the intensity of the phenomenon, therefore it is very important its quantification. Then, two water balance software were used: Visual Balan V.1.0 and Balshort V.3 for the period 1979-1983, when it took place an episode of soil settlement that produced the breakage of 220 houses. We demonstrate that the minimum values of moisture in the soil, calculated by the program Balshort V.3, take place in the spring of 1981 with the occurrence of the settlement episode.

Key words: Water balance - Settlement - Expansion of soils

INTRODUCCION Y OBJETIVOS

El subsuelo de la localidad de Ingeniero White se caracteriza por la heterogeneidad de sedimentos de origen marino costero, la escasa profundidad del nivel freático y una lenta hidrodinámica lateral que presenta un predominio de los movimientos verticales del agua de infiltración, recarga y evapotranspiración sobre el escurrimiento superficial y subterráneo; particularidades éstas, que responden al medio físico natural del área costera (Bonorino y Sala, 1983).

Las magnitudes y ocurrencia de las componentes que intervienen en el balance hidrológico provocan una alternancia de estados de humectación y desecamiento, más o menos rápida, e importantes fluctuaciones del nivel freático. Como consecuencia de ello se generan procesos de expansión y contracción en los niveles arcillosos que componen la zona no saturada y la porción superior del acuífero (Fidalgo, 1983; Trevisán, 1983; Caló *et al.*, 1996). Este proceso natural induce asentamientos diferenciales del suelo e inestabilidad en las cimentaciones que se traducen en agrietamientos y roturas de las fundaciones no adecuadas para este tipo de terrenos, como lo son la mayoría de las viviendas asentadas sobre el área de Ingeniero White. Un episodio de notable magnitud se produjo a fines de 1981 y principios de 1982 donde resultaron seriamente afectadas unas 220 viviendas. El fenómeno se ha repetido, aunque con menor intensidad, hasta el presente y ha sido motivo de numerosos informes técnicos realizados por la Municipalidad de Bahía Blanca, la Universidad Nacional del Sur, la Dirección de Energía de Buenos Aires y el Ministerio de Obras Públicas de la provincia de Buenos Aires (MOP).

El objetivo del estudio es establecer una relación entre los fenómenos de subsidencia observados y las variaciones en el contenido de agua en el suelo. Estas últimas ponderadas

a partir de la cuantificación de las variables que intervienen en el balance hidrológico del área en general y del suelo en particular mediante programas computarizados de balance hidrológico de intervalo diario, que no se encontraban disponibles en la época que acontecieron los fenómenos de subsidencia.

Al presente, este estudio adquiere relevancia debido al importante desarrollo urbano e industrial experimentado por la localidad de Ingeniero White, particularmente en las últimas tres décadas con la implantación del polo petroquímico e industrial, que han producido la modificación del funcionamiento del medio ambiente físico en general y del sistema hidrológico en particular. El flujo subterráneo local que naturalmente tenía una muy lenta circulación general en dirección a su nivel de descarga natural en el mar, ha sido modificado producto del relleno artificial del suelo, bombeos para la remediación de contaminaciones del acuífero y la construcción de zanjas drenantes para mitigar el efecto de las inundaciones por ascenso del nivel freático (Carrica *et al.*, 2003).

METODOLOGIA

La inexistencia de registros de humedad edáfica que permitan relacionar fehacientemente sus variaciones con los fenómenos de asentamientos de suelos, motivó el desarrollo de una metodología de trabajo secuencial consistente, en principio, en identificar y luego cuantificar las variables intervinientes en el balance hidrológico del área mediante la aplicación del código interactivo Visual Balan V.1.0 (Samper *et al.*, 1999), para el período 1979-1983 del cual existen registros meteorológicos completos diarios y freatimétricos parciales. La pluviometría diaria corresponde a la Estación White, (ex FF-CC Roca) y los datos meteorológicos diarios de la Base Cte. Espora. La evapotranspiración potencial se calculó por el método de Penman Monteith (FAO, 1993).

El balance hidrológico global de un área constituye un medio simple e idóneo para la comprensión de su funcionamiento hidrológico. La metodología permite realizar estimaciones de las variaciones de las reservas de agua en el suelo y de la recarga de acuíferos y presenta como ventajas, la frecuente disponibilidad de datos meteorológicos, la facilidad y rapidez de ejecución y los bajos costos de aplicación. Las variaciones de humedad edáfica y de la recarga calculada por el programa se obtiene por diferencia entre las otras componentes del balance, lo que da lugar a que los posibles errores de estimación de cada componente, tiendan a acumularse (Custodio, 1997). Debido a ello autores como Lerner *et al.* (1990), Samper (1997), Simmers (1997), Scanlon *et al.* (2002), entre otros, coinciden en que el cálculo de la recarga e indirectamente el de la reserva de agua en el suelo, a través de los modelos de balances hidrológicos, debe realizarse a intervalos cortos de tiempo, en lo posible diarios, mediante un proceso iterativo y sus resultados deben ser ajustados con mediciones hidrométricas confiables y contrastados por otros métodos de estimación independientes de los anteriores.

En este sentido y a los efectos de calibrar el modelo resultante, las oscilaciones del nivel freático simuladas por el programa Visual Balan V.1.0 se compararon con freatogramas reales (período febrero de 1982 a septiembre de 1983) obtenidos de tres lecturas semanales en 11 piezómetros someros construidos por la Municipalidad de Bahía Blanca. Estos registros constituyen los datos seriados disponibles de mayor extensión temporal y de distribución areal y dadas las condiciones del medio físico permiten estimar la recarga por el método de las fluctuaciones del nivel freático (WTF) según Healy y Cook (2002).

Una vez obtenidos y ajustados los valores de la recarga según WTF se estimó la humedad edáfica diaria del período 1979-1983, mediante los programas Visual Balan V.1.0 y el pro-

grama de cálculo del balance hidrológico diario del suelo Balshort V.3 (modificado de Carrica 1993) utilizando los mismos parámetros climáticos y edáficos. Los resultados anuales y diarios de la evapotranspiración real (ETR), la recarga y las variaciones de humedad ($\Delta\theta$) en el suelo estimados por ambos programas se compararon entre sí, a los efectos establecer la existencia de una correlación entre los mismos.

AREA DE ESTUDIO

Comprende una estrecha franja costera de forma poligonal de unos 8 km² que incluye la localidad de Ingeriero White y sus alrededores. Limita al norte con el ejido urbano de la misma y al sur con el estuario de Bahía Blanca (Fig. 1).

Descripción del medio físico

Se trata de una zona costera, de escasa pendiente (2 a 3 por mil) y cuyas elevaciones topográficas no superan los 4 msnm. Desde el punto de vista geomorfológico constituye una plataforma de abrasión marina elaborada sobre sedimentos Plio-pleistocénicos por las últimas ingresiones del Holoceno. Morfológicamente, el rasgo más destacable lo constituye el estuario de Bahía Blanca que conforma el nivel base de descarga del sistema hidrológico del área.

El subsuelo está constituido por los denominados sedimentos pampeanos (Fidalgo *et al.*, 1975), que subyacen a sedimentos marinos costeros de la Formación Maldonado (Fidalgo, 1983). Los primeros, son sedimentos loésicos del Plioceno medio a superior de amplia distribución regional y considerable espesor (unos 180 m), que afloran hacia el norte a partir, aproximadamente, de la curva de nivel de 5 msnm, mientras que hacia la costa y por debajo del nivel del mar están cubiertos por los depósitos costeros. Estos últimos (Formación Maldonado) están restringidos al área costera, encontrándose en posición aflorante o cubierta por un delgado suelo vegetal o rellenos artificiales. Hacia el norte se acuña sobre los sedimentos pampeanos aflorantes,

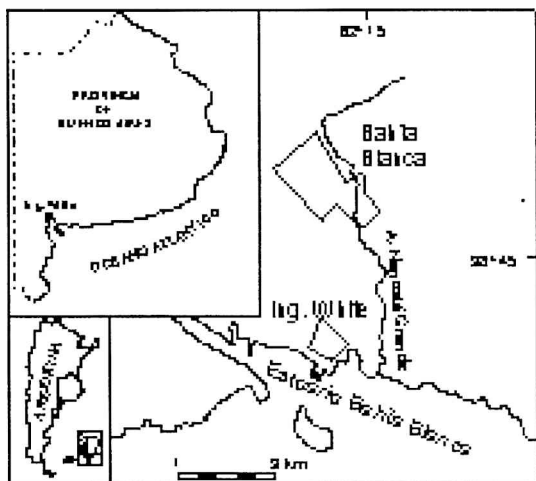


Figura 1. Ubicación del área de estudio

mientras que hacia el sur continúa por debajo del nivel del mar alcanzado, en el área de estudio, espesores máximos de hasta 15 m. Está constituida por sedimentos típicos de áreas costeras y en parte de albufera y marismas, conocidos vulgarmente como “cangrejales”. La base de la formación se apoya sobre los sedimentos pampeanos y está compuesta por arena mediana a fina, gris oscura, con restos de conchillas, que pasa gradualmente hacia el techo a limos arenosos y limos arcillosos o arcillas limosas, grises, muy plásticas, con abundantes conchillas y a una arcilla gris verdosa oscura, plástica, muy expandible, con una mineralogía típica de una asociación montmorillonita-illita, con predominio de la primera de ellas. La montmorillonita es un mineral expandible con el aumento en el contenido de humedad, máximo en este caso, pues se trata de una variedad sódica con mala cristalinidad que lo hace muy activo (Fidalgo, 1983).

La propiedad de expansión-contracción de estas arcillas como consecuencia de procesos de humectación y secado más o menos rápido se ve favorecida por las oscilaciones del nivel freático y de la franja capilar, que se encuentra a escasa profundidad. Este proceso afecta, en mayor o menor medida, la estabilidad de las cimentaciones, dando origen a asentamientos

de las estructuras no adecuadamente diseñadas y construidas para este tipo de terrenos. Desde el punto de vista geotécnico este suelo presenta condiciones de fluidez con escasa a nula capacidad portante hasta profundidades de 5 m (Trevisán, 1983).

Los suelos autóctonos y la vegetación natural arbustiva halófila del sector han sufrido una notoria disturbación y depredación como consecuencia de las actividades antrópicas y sólo se conservan en terrenos naturales. En la mayor parte del área de estudio el suelo natural está cubierto por rellenos artificiales de 1 a 4 m de espesor, compuestos por sedimentos pampeanos compactados que constituyen la base donde se asientan las plantas industriales y las vías de comunicación. En los alrededores de las plantas puede observarse algunos restos de un suelo natural de escaso desarrollo, mal drenado, alcalino y salino, bien provisto de materia orgánica (2 a 3 %) que puede clasificarse como un Salortid acuólico. La primera capa superficial, de unos 15 cm de espesor, posee una textura limo-arcillosa, presentando abundantes raíces y como rasgo destacable eflorescencias salinas. Hacia abajo existe otra capa de textura arcillo-limosa, sin estructura definida, color gris verdosa, muy plástica, con restos de valvas de moluscos que correspondería al techo de la Formación Maldonado.

Hidrológicamente el área de estudio carece de una red natural de drenaje superficial, lo que ha motivado la construcción de numerosas zanjas de drenaje poco profundas y de distribución anárquica. Desde el punto de vista hidrogeológico y del alcance de esta publicación interesa el comportamiento hidrodinámico de la zona no saturada (ZNS) y de los niveles acuíferos someros alojados en los sedimentos de la Formación Maldonado. El nivel arenoso basal, aunque de escaso espesor, denota condiciones de buena permeabilidad, mientras que hacia el techo la misma disminuye significativamente debido a la presencia de ar-

cillas. Se citan transmisividades de $50 \text{ m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$ y porosidades efectivas de 0,1 en la sección inferior disminuyendo hacia la superficie a 0,04 y permeabilidades de entre 0,1 y $1,5 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ o sea valores que varían desde bajas permeabilidades en los materiales arcillosos superiores hasta valores medios en los niveles basales más arenosos (Bonorino y Sala, 1983). Sin embargo, desde el punto de vista del funcionamiento global se pueden considerar como un sistema continuo de transmisión de agua.

Régimen hidráulico

Si bien, el balance hidrológico modular anual simplificado del área considerando la precipitación anual media (período 1956-1985) de 594 mm y una evapotranspiración potencial de 771 mm, aparece como deficitario (Carrica, 1998), los registros de las oscilaciones del nivel freático ponen en evidencia la existencia de un importante tasa de recarga distribuida durante casi todo el año. La mayor parte de este volumen de agua vuelve a la atmósfera por evapotranspiración, mientras que el resto conforma el escurrimiento subterráneo hacia el estuario, situación que evidencia un claro predominio de los movimientos hídricos verticales del agua, favorecidos por un relieve casi sin pendiente, bajos gradientes hidráulicos y la presencia de un acuífero freático a escasa profundidad (Bonorino y Sala, 1983).

El funcionamiento hidrológico del sistema no solo depende de la capacidad evaporante de la atmósfera y del escaso espesor de la ZNS, entre 0 y 5 m según la topografía y la época del año, sino además de la presencia de arcillas que facilita el proceso de transferencia de agua desde la capa freática por ascenso capilar, potenciando la evapotranspiración.

La recarga se produce, en mayor o menor medida, en toda el área; mientras que los lugares topográficamente bajos constituyen zonas de descarga local del acuífero freático. Estos sectores permanecen frecuentemente anegados durante el otoño e invierno (estación

húmeda del año hidrológico); mientras que en verano (estación seca) las pérdidas por evapotranspiración se traducen en un descenso de los niveles freáticos y un desecamiento del suelo dejando en superficie eflorescencias salinas claramente visibles.

Los mapas de flujo construidos hasta el presente (Bonorino y Sala, 1983; Sala *et al.*, 1985; OSBA, 1991; Carrica *et al.*, 2003) permiten corroborar lo antedicho observándose un flujo local que escurre de las zonas más altas a las más bajas, donde se verifica la descarga. La superficie freática presenta una tendencia natural a ser plana con muy bajo gradiente hidráulico, pero ha sido notoriamente transformada, por acción antrópica, en una capa radial con presencia localizada de domos de flujo divergente que se corresponden con zonas de recarga natural ó inducida y vaguadas con líneas de flujo convergente en las zonas con predominio de la descarga.

RESULTADOS

Conceptualmente los términos del balance hidrológico general del área para un período de tiempo determinado son la precipitación (P) y el escurrimiento subterráneo afluente desde el norte del área (Q_{se}) como ingresos de agua al sistema y como egresos la interceptación vegetal (I) que luego se evapora, la evapotranspiración real desde el suelo (ETR), el escurrimiento superficial a través de las zanjas de drenaje (E_s) y el escurrimiento subterráneo (Q_{ss}), estos dos últimos hacia el mar. Las variaciones del almacenamiento de agua (ΔS) ocurren tanto en el suelo como en el acuífero y son la causa, cuando resultan positivos, de los encharcamientos temporarios de los sectores bajos. La ecuación general de balance resulta:

$$P + Q_{se} - I - ETR - E_s - Q_{ss} = +/- \Delta S$$

Los términos Q_{se} y E_s son numéricamente muy pequeños en relación con las compo-

nentes principales P y ETR (Bonorino y Sala, 1983), por lo que el primero de ellos (Qse) se ha despreciado para el cálculo de balance diario mediante Visual Balan V.1.0 y el segundo (Es) se ha determinado por defecto a través de las iteraciones del mismo programa. Los parámetros y procedimientos de cálculo utilizados como entrada para los mencionados programas se sintetizan en la Tabla 1. En el programa Balshort V.3 la interceptación vegetal (I) es una función lineal limitada a 5 mm diarios en base al concepto de que ésta alcanza un valor final constante que depende de la capacidad de almacenamiento del dosel vegetal y es independiente de la cantidad de lluvia caída (Linsley *et al.*, 1982; López y Giráldez, 1997; Carrica y Lexow, 2002).

La reserva de agua útil del suelo de 180 mm, se calculó sobre la base de la composición litológica y el espesor del suelo (Fuertes y Cruz, 1990; en Samper *et al.*, 1999), la conductividad hidráulica vertical (Kv) del suelo se estimó en base a los resultados de ensayos de infiltración con doble anillo o método de Muntz realizados en 1985 por la UNS y la Kv de la ZNS mediante ensayos en calicatas (Trevisán, 1983).

Los coeficientes de agotamiento (α_h), de percolación (α_p) se calcularon a partir de Kv (suelo) = 0,1 m.d⁻¹, y una Kv (ZNS) = 100 mm.d⁻¹ respectivamente, mientras que la descarga subterránea a la ría y las oscilaciones del nivel freático considerando un coeficiente de almacenamiento del acuífero (S_y) de 0,05 y de agotamiento (α_a) estimado empíricamente a partir de las características hidrogeológicas del acuífero. Este último, fue utilizado como variable de ajuste para la calibración de la salida piezométrica del Visual Balan al ser contrastada con las oscilaciones del nivel freático en los freatogramas reales del período 1982-1983.

El análisis de las fluctuaciones del nivel freático (WTF) constituye, bajo ciertas condiciones, un método idóneo para el cálculo de la recarga (Lerner *et al.*, 1990; Simmers, 1997; Scanlon *et al.*, 2002). En el área de estudio, el tiempo máximo de respuesta entre la lluvia y el pico del freatograma -lag- es de 5 días (Δt). La recarga (R) se calculó para cada pico según la relación: $R = S_y \Delta h / \Delta t$ utilizando el S_y estimado en cada piezómetro de acuerdo a la litología puntual del acuífero y a deter-

Tabla 1. Parámetros de ingreso - Programas Visual Balan V.1.0 y Balshort V.3⁽¹⁾

PARÁMETRO	VALOR O MÉTODO DE RESOLUCIÓN
Interceptación vegetal (I)	Método de Horton, pastos, 50% cobertura ⁽¹⁾
ETP	Penman Monteith ⁽¹⁾
ETR/ETP	Penman-Grindley / textura limosa ⁽¹⁾
Reserva de agua útil	180 mm ⁽¹⁾
K _v (Suelo)	5,0 x 10 ⁻⁴ cm.s ⁻¹
Escorrentía superficial	Método Número de Curva, N = 60
Recarga en tránsito diferida	Curva logística
Porosidad total del suelo	0,5 ^(*)
α_h	1 x 10 ⁻³ d ⁻¹
K _v (Zona No Saturada)	100 mm.d ⁻¹ ^(**)
α_p	1 d ⁻¹
S _y	0,05 ^(*)
α_a	8,4 x 10 ⁻⁴ d ⁻¹

minados valores de porosidad obtenidos en laboratorio (Trevisán, 1983). En todos los casos, los valores de S_y utilizados para la parte superior del acuífero varían entre 0,04 y 0,07. El método WTF se aplicó conforme las pautas y sugerencias señaladas por Healy y Cook (2002) utilizando 6 freatigramas correspondientes a los piezómetros MBB-1, 2, 6, 7, 8, y 9 que son los más representativos del área de estudio (Fig. 2). La recarga promedio calculada a partir de los freatigramas fue, para el año 1982, de 94,2 mm (11,5 % de la P) y para el año 1983 de 118,9 mm (17,8 % de la P). El resultado anual medio de la recarga se presenta comparativamente junto con los obtenidos por los programas de balance hidrológico para distintos lapsos en la Tabla 2.

En cuanto a éstos últimos, los excesos de agua del suelo (EX) calculados por Balshort V.3 permiten estimar la recarga a partir de: $R = EX - Ed$, siendo Ed el escurrimiento superficial o escorrentía que se considera, como ya se mencionara, muy pequeño con relación a la magnitud de las otras componentes. El valor de escorrentía estimado por Visual Balan V.1.0 (Tabla 2), corrobora lo antedicho. La variación de almacenamiento en el suelo consignada en la tabla es la correspondiente al total del período, sin promediar.

Los valores de la recarga calculados por los tres métodos para el bienio 1982-1983 son similares, lo cual disminuye la incertidumbre del resultado. La Figura 3 muestra las fluctuaciones piezométricas generadas por el programa Visual Balan V.1.0 para dicho período y los valores reales del nivel freático del piezómetro tipo (MBB 8) del área de estudio, denotando un aceptable ajuste entre los valores estimados y medidos.

Para el lustro 1979-1983 los dos programas (Visual Balan V.1.0 y Balshort V.3) brindan resultados anuales equivalentes y similares a los obtenidos con el método WTF (Tabla 2). Sin embargo, si se analizan los valores de humedad edáfica obtenidos por los mencionados programas a escala diaria, se observan diferencias de importancia, en general en VB V.1.0 por exceso, cuando el suelo está bien provisto de agua, o por defecto, especialmente cuando el suelo está seco. Esta situación ya señalada en varios suelos de la zona (Carrica 1993, Carrica *et al.*, 1998, Carrica y Lexow, 2002 y 2004) indujo a asumir como representativos los valores diarios calculados por el programa Balshort V.3 (Fig. 4). En este último gráfico se observa que los menores contenidos de humedad edáfica se produjeron a fines de octubre de 1981, con un mínimo absoluto de 26,8 mm el día 26. El período de sequía edáfica continuó hasta principios de febrero de 1982, sincrónicamente con las denuncias de agrietamiento y roturas de viviendas.

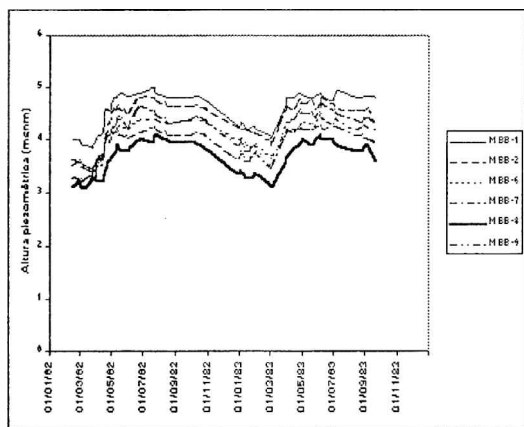


Figura 2. Freatigramas correspondientes a los piezómetros MBB

CONCLUSIONES

Los programas computarizados de balance hidrológico Visual Balan V.1.0 y Balshort V.3 aplicados al área de estudio brindan resultados similares y compatibles con la recarga calculada por el método de fluctuaciones del nivel freático. De esta forma, los resultados de humedad en el suelo calculados por el programa Balshort V.3 pueden asumirse como valores calibrados. Conforme este procedi-

Tabla 2. Resultados anuales medios (mm) de los balances hidrológicos según Visual Balan V.1.0 y Balshort V.3 y el método WTF para distintos períodos

Parámetros	V. Balan 1982-1983	Balshort 1982-1983	WTF 1982-1983	V. Balan 1979-1983	Balshort 1979-1983
Precipitación	745	745	745	633	633
ETP	1288	1288	-	1272	1272
Intercepción	16,3	19,5	-	14,0	17,4
ETR	632,9	626,7	-	554,4	560,8
Escorrentía	0,6	-	-	1,8	-
Flujo hipodérmico	0	-	-	0	-
Flujo subterráneo	104	-	-	75,2	-
Recarga	112,8	-	106,5	74,5	-
Exceso en el suelo	-	109,1	-	-	70
ΔS del suelo (total)	-	+ 18,6	-	-	+ 11,6

miento, los contenidos mínimos de agua en el suelo estimados por dicho programa en el período 1979-1983, ocurrieron a fines de octubre de 1981, con un mínimo absoluto de 26,8 mm el día 26. El período de sequía edáfica continuó hasta principios de febrero de 1982 coincidentemente con las denuncias de agrietamiento y roturas de viviendas.

Los resultados obtenidos permiten ratificar cuantitativamente las deducciones cualitativas realizadas por Bonorino y Sala (1983) y Fidalgo (1983) en cuanto a que la falta de humedad natural de los suelos arcillosos ha sido la causa

del agrietamiento de las edificaciones de Ingeniero White.

En síntesis, la magnitud y ocurrencia de las componentes que intervienen en el balance hidrológico del suelo provoca una alternancia de estados de humectación y desecamiento más o menos rápidos y consecuentemente procesos de expansión y contracción en los niveles arcillosos que componen la porción superior del acuífero y la zona no saturada. Este proceso natural provoca asentamientos diferenciales del suelo e inestabilidad en las cimentaciones que se traducen en agrietamientos y roturas de las fundaciones no adecuadas para este tipo de terrenos como lo

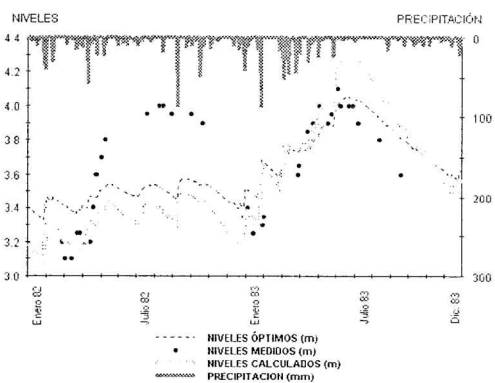


Figura 3. Fluctuaciones piezométricas calculadas por Visual Balan V.1.0 y valores del nivel freático del piezómetro MBB 8

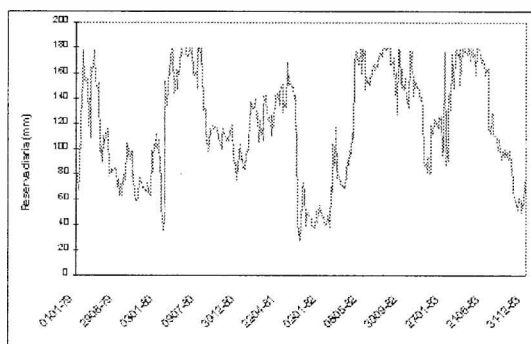


Figura 4. Variaciones de humedad edáfica según el programa Balshort V.3

son la mayoría de las viviendas asentadas sobre el área de Ingeniero White.

REFERENCIAS

- Bonorino A. G. y J. M. Sala. 1983. Geohidrología. En Comisión de estudio Suelos White-Cerri. Informe final. MOP de la Provincia de Buenos Aires. La Plata (inédito).
- Caló, J., E Fernández y H. Aldacour. 1996. La influencia de la geología y el medio ambiente en el deterioro de viviendas en Ingeniero White (Bahía Blanca, Prov. de Bs. As.). Actas Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería. X: 61-72.
- Carrica, J.C., 1993. Balshort: Un programa de balance hidrológico diario del suelo aplicado a la región sudoccidental pampeana. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, (4): 243-248. Mendoza.
- Carrica, J. C., 1998. Hidrogeología de la cuenca del Arroyo Napostá Grande, Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca. Argentina. 215 p. y anexos. (Inédita).
- Carrica J. C. Lexow, G. Bonorino e I. Mormenco, 1998. Aplicación del programa Balshort para el cálculo del balance hidrológico del suelo en parcelas experimentales (Cuenca del Arroyo del Aguila, provincia de Buenos Aires, Argentina). 4to. Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea. Montevideo. Uruguay. Actas (3): 1343-1353.
- Carrica, J.C. y C. Lexow. 2002. Estimación de la recarga natural al acuífero de la cuenca superior del Arroyo Napostá Grande, Argentina. XXXII Congreso Internacional de IAH y IV de ALSHUD. Mar del Plata. Resúmenes, 129 p. Texto completo en CD.
- Carrica, J.C. y C. Lexow. 2004. "Evaluación de la recarga natural al acuífero freático de la cuenca superior del A° Napostá Grande, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 59 N° 2 (281-290). Buenos Aires.
- Carrica, J.C., E.R. Albouy y A.G. Bonorino. 2003. Modificaciones hidrodinámicas en efa cuífero costero del área industrial de Bahía Blanca. III Congreso Argentino de Hidrogeología y I Seminario Hispano-Latinoamericano sobre temas actuales de hidrología subterránea. (1): 113-122.
- Custodio, E., 1997. Recarga de acuíferos: Aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. En: La evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE, p. 19-39. Las Palmas de Gran Canaria.
- FAO, 1993. CropWat. Riego y Drenaje Nro. 46. 215 p.
- Fidalgo, F., F.O. de Francesco y R. Pascual. 1975. Geología superficial de la llanura bonaerense. VI Congreso Geológico Argentino. Bahía Blanca. Relatorio: 103-138.
- Fidalgo, F. 1983. Geología y geomorfología del área White-Cerri y los alrededores de Bahía Blanca. Comisión Estudio Suelos White-Cerri. MOP de la provincia de Bs. As. Informe Final (inédito). La Plata.
- Healy, R.W. and P.G. Cook. 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. Hydrogeology Journal, 10(1): 91-109.
- Lerner, D.N., A.S. Issar and I. Simmers. 1990. Groundwater recharge. A guide to understanding and estimating natural recharge. International contributions to hydrogeology. Vol. 8. IAH, Heisse, Hannover, 345 p.
- Linsley, R., M. Kohler and J. Paulhus. 1982. Hidrology for engineers. McGraw Hill. N.Y. 389 p.
- López Rodríguez, J.J. y J.V. Giráldez Cervera. 1997. Evaluación de la modificación de la recarga por cambios en la cobertura vegetal. En: La evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE, p. 209-227. Las Palmas de Gran Canaria.
- OSBA, 1991. Polo Petroquímico Bahía Blanca - Monitoreo de agua subterránea. Mapa No. 4, Equipotenciales. (Inédito) La Plata.
- Travisán, S., 1983. Getotecnia. Comisión Estudio de Suelos White-Cerri. MOP de la Provincia de Buenos Aires. Informe final (inédito). La Plata.
- Sala J.M., A.G. Bonorino y J.C. Carrica. 1985. Aspectos hidroquímicos del acuífero libre en los alrededores de Ing. White, provincia de Buenos Aires. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses. Tandil. Actas: 505-529.
- Samper, J., 1997. Métodos de la evaluación de la recarga por la lluvia por balance de agua:

- Utilización, calibración y errores. En: La evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE, p. 41-81. Las Palmas de Gran Canaria.
- Samper, J., L.I. Hugueta, J. Ares y M.A. García-Vera. 1999. Programa Visual Balan V.1.0. Código interactivo para la realización de balances hidrológicos. Universidad de la Coruña. 124 p. España.
- Scanlon, B.R., R.W. Healy and P.G. Cook. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10: 18-39.
- Simmers, I., 1997. Groundwater recharge principles, problems and developments. In: Recharge of phreatic aquifers in (Semi-) arid areas. IAH, A.A. Balkema / Rotterdam / Brookfield, (19): 1-18.

CLINOPTILOLITA EN LA TOBA RIOLÍTICA DE LA FM CASTILLO (PROVINCIA DE CHUBUT)

Juan Zunino¹, Pedro J. Maiza^{1,2} y Silvina A. Marfil^{1,3}

¹Dpto. de Geología. UNS. San Juan 670. 8000 Bahía Blanca.

TE: 54-291-4595184. FAX: 54-291-4595148. email: pmaiza@uns.edu.ar

²Investigador Principal CONICET. ³Investigador Independiente CIC

RESUMEN

Se estudiaron los minerales de alteración presentes en una toba riolítica de la Fm Castillo (Grupo Chubut). Se trabajó con microscopio de polarización sobre secciones delgadas. Se identificaron ceolitas del grupo de la clinoptilolita-heulandita con cloritas subordinadas. Se utilizó DRX, SEM y EDAX para caracterizar la ceolita. La escasa cantidad de clorita no permitió obtener suficiente material para realizar estudios de detalle. La estructura cristalina, determinada por difracción de rayos X, la morfología observada con el microscopio electrónico y la presencia de Na y K determinado con EDAX permitieron concluir que la ceolita estudiada es una clinoptilolita.

Palabras clave: ceolita, clinoptilolita, toba riolítica, Chubut.

ABSTRACT

An alteration mineral association, hosted in rhyolitic tuffs of the Fm Castillo (Chubut Group), was studied by polarization microscopy, XRD, SEM and EDAX. Zeolites of the clinoptilolite – heulandite group were identified with chlorites subordinates. The crystalline structure, determined by XRD, the morphology observed by SEM and the presence of Na and K controlled by EDAX allows to conclude that the zeolite is clinoptilolite.

Keywords: zeolite, clinoptilolite, rhyolitic tuffs, Chubut.

INTRODUCCION

Hechem *et al.* (1990) reconocieron en las sierras de San Bernardo, ubicadas en el centro sur de la Prov. de Chubut, un material tobáceo intercalado con niveles de pelitas lacustres, adjudicado al nivel inferior de la Fm Castillo, del Gpo Chubut, de edad Cretácico Inferior. Sciutto (1999) volvió a estudiar las Sierras de San Bernardo, coincidió con la denominación de Fm Castillo para este material y mencionó entre los minerales de alteración a ceolitas, montmorillonita y cloritas. Uliana y Legarreta (1999), identificaron los mismos niveles tobáceos, donde reconocieron una alteración ceolítica-analcímica.

En otras áreas donde afloran sedimentos tobáceos similares correspondientes al Gpo Chubut, Iñiguez Rodríguez *et al.* (1987), mencionaron la presencia de una ceolita del grupo clinoptilolita-heulandita en los niveles superiores de las tobas amarillo-verdosas y analcima en los inferiores, atribuyendo su distribución a distintos niveles diagenéticos. Estas manifestaciones están relacionadas con la Fm Cerro Barcino en el Valle del Río Chubut.

El objetivo de este trabajo es estudiar los minerales de alteración presentes en la toba riolítica de la Fm Castillo utilizando microscopía óptica y electrónica, EDAX y DRX y determinar la composición de la ceolita en un afloramiento tobáceo color verde intenso, con

escasas evidencias de procesos vulcano-sedimentarios de unos 15 m de potencia, ubicado sobre la ruta provincial N° 20 aproximadamente a 20 km al oeste, de Colonia Sarmiento (Prov. de Chubut). En la figura 1 se muestra la ubicación del afloramiento estudiado.

METODOLOGIA

Se utilizó un sistema microscópico Olympus, con procesador de imágenes integrado con un estereomicroscopio Olympus trinocular SZ-PT; microscopio petrográfico Olympus trinocular B2-UMA, con una cámara de video Sony 151 A incorporada, monitor de alta resolución y procesador de imágenes Image Pro Plus versión 3.1. Microscopio electrónico de barrido JEOL JSM 35 CP equipado con una sonda EDAX, DX 4, de ventana ultradelgada, con un rango de análisis elemental desde Z = 5 (B) hasta Z = 92 (U) y difractor de rayos X Rigaku D-Max III-

C, con radiación de Cu Ka y monocromador de grafito, con 35 Kv y 15 mA.

RESULTADOS

Petrografía

La roca tiene una textura porfírica, con fenoclastos de cuarzo anhedrales, de hasta 500 micrones de longitud. En cantidad subordinada se reconocen clastos de plagioclasa y sanidina, con maclas polisintética y de Carlsbad respectivamente, son anhedrales y fragmentarios. En muy poca cantidad se observan pequeños, fragmentos de biotita, los que se identifican claramente por el clivaje en una dirección, la extinción recta y un fuerte pleocroismo.

Son abundantes los clastos líticos, principalmente de vulcanitas ácidas y mesosilícicas, alterados diferencialmente: argilizados, ceolitizados y silicificados. A veces es posible observar vidrio volcánico relictivo, destacándose su color pardo rojizo.



Figura 1. Mapa de ubicación. Referencias: Afloramiento: Toba riolítica de la Fm Castillo.

Clinoptilolita en la toba riolítica de la Fm Castillo (Provincia de Chubut)

La roca tiene una proporción aproximada de 85% de pasta y 15% de fenocristales. En la figura 2a se observa (con luz paralela) la textura que presenta la roca y el predominio de la pasta sobre los fenocristales.

La pasta es vitrofírica y se encuentra desvitrificada, los principales minerales de alteración son ceolitas y cloritas. Las primeras se encuentran en mayor cantidad y alteran a toda la roca, pero se ubican y están mejor cristalizadas en los espacios vacíos y huecos. (Figura 2b). Son incoloras, de bajo relieve e índice de refracción menor que el bálsamo. Las mismas se encuentran agrupadas en nódulos de hasta 800 micrones de longitud, y sus bordes son de cloritas, en forma de coronas de reacción. En la figura 2c se muestra una

cavidad en la que ha cristalizado ceolita (z) con clorita en los bordes (cl). La birrefringencia de estas ceolitas es muy baja, menor que 0,007, tienen extinción oblicua y presentan clivaje en una dirección predominante. Según estas propiedades ópticas la ceolita es una clinoptilolita- heulandita. En la figura 2d se observa el buen desarrollo cristalino de la ceolita (z) y la clorita en la zona de borde (cl).

Como ya se indicara, el otro mineral de alteración que se presenta en la roca pertenece al grupo de las cloritas, se encuentran principalmente en los bordes de los nódulos de ceolitas, como así también en los de otros fenocristales a los que reemplaza pseudomórficamente. Debido al color, al pleocroismo y el índice de refracción que

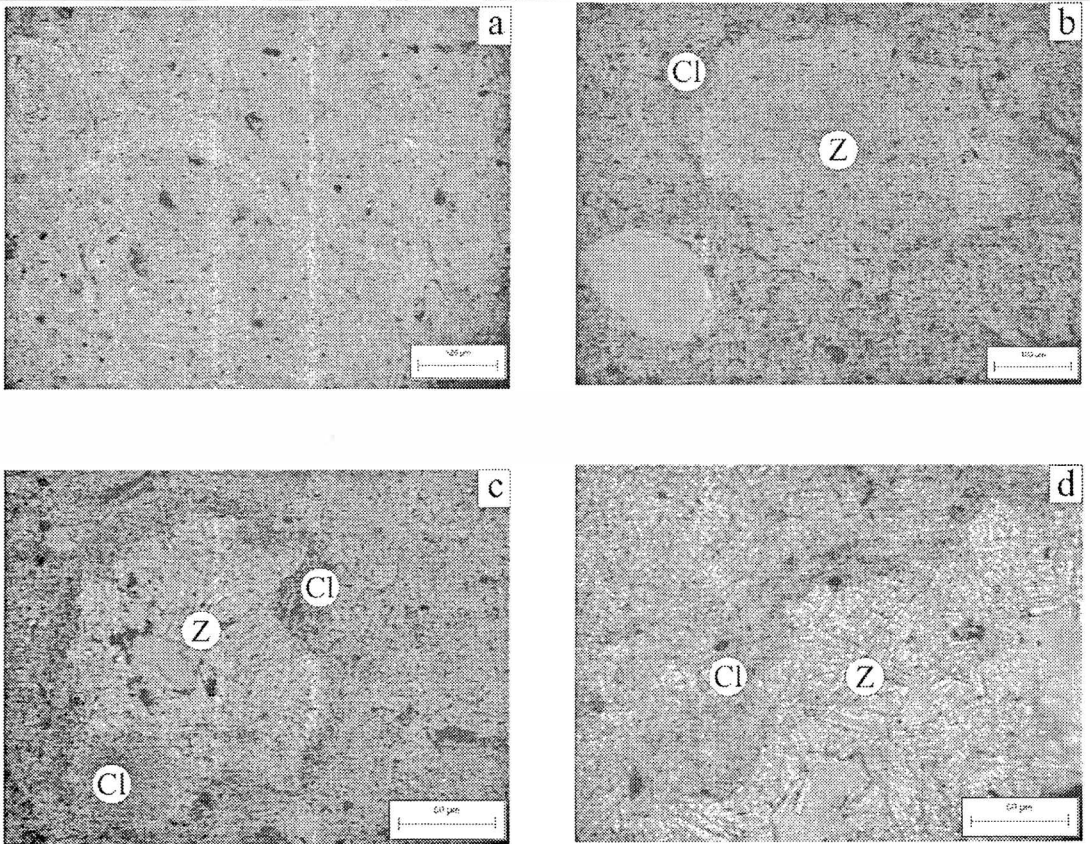


Figura 2. a. Textura de la toba riolítica. **b.** Ceolita (z) y clorita (cl) cristalizadas en el interior de espacios vacíos. **c.** Detalle de la distribución de la clorita en los bordes de los huecos que contienen ceolita. **d.** Cristales bien desarrollados de ceolita y clorita en las zonas de borde.

presentan, corresponden al grupo de las cloritas ricas en hierro (Fe), posiblemente al grupo de la turingita. Su pequeño tamaño y el intercrecimiento con los minerales de alteración asociados, impide su separación y concentración para precisar su composición química y estructural. La roca se clasifica como una toba riolítica cristalina.

Difractometría de rayos X

Se realizaron estudios por DRX sobre la roca total. Se identificó cuarzo predominante con cantidades subordinadas de una ceolita adjudicada a clinoptilolita. Con el propósito de confirmar esta especie se separó el mineral bajo estereomicroscopio. En la Figura 3 se muestran los resultados obtenidos con la muestra concentrada, lo que permite confirmar la presencia de clinoptilolita (cl) ($\text{KNa}_2\text{Ca}_2(\text{Si}_{29}\text{Al}_7)\text{O}_{72}\cdot 24\text{H}_2\text{O}$) (ICDD 39-1383); con cuarzo (q) subordinado.

Microscopía electrónica de barrido (SEM) - EDAX

Se seleccionaron los sectores más ricos en ceolitas de la toba riolítica, para su observación en el SEM y el análisis por EDAX. En la figura 4a se observa el hábito característico de la clinoptilolita. El análisis por EDAX permitió identificar Na y K. (Figura 4b).

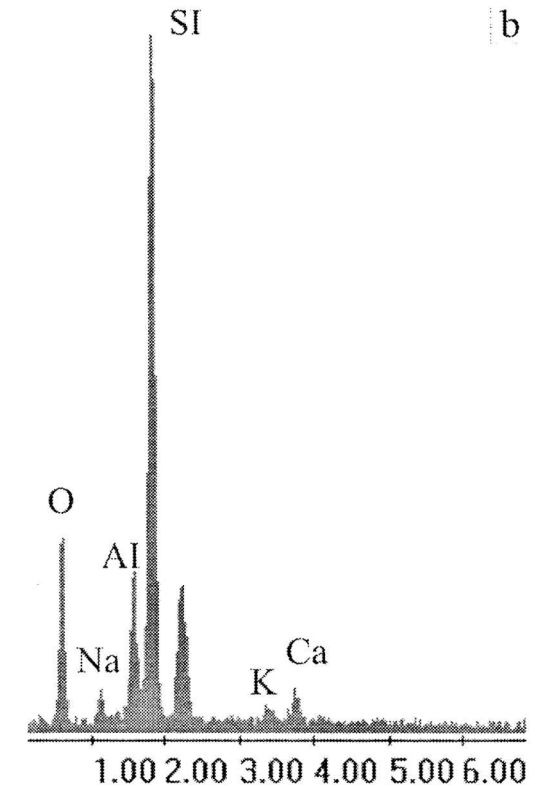
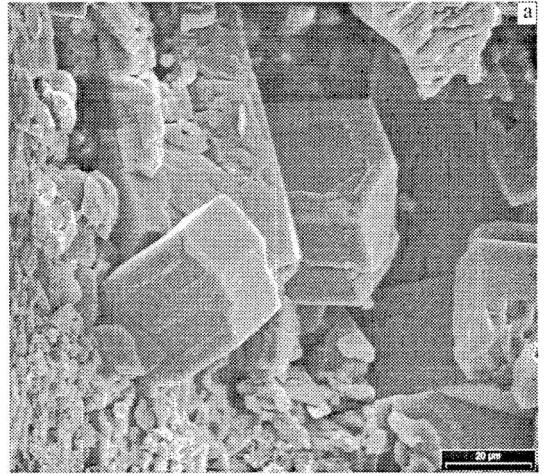


Figura 4. a. Microscopía electrónica de barrido. b. EDAX del la ceolita observada en la figura a.

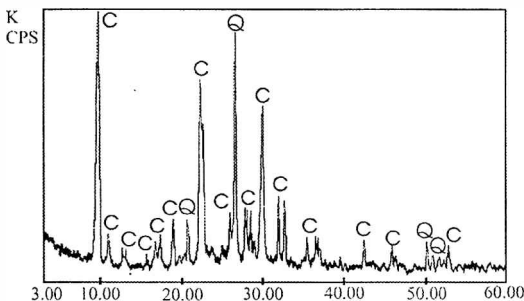


Figura 3. Difractometría de rayos X de la ceolita estudiada (clinoptilolita). c: ceolita. q: cuarzo.

CONCLUSIONES

Estas se detallan a continuación:

- La toba de la Fm Castillo, en el afloramiento estudiado, presenta un proceso

de alteración caracterizado por la cristalización de la asociación ceolita (clinoptilolita)-clorita reemplazando pseudomórficamente los clastos líticos originales y la matrix de la roca.

- El desarrollo cristalino de la clinoptilolita se intensifica en los huecos y espacios vacíos y con menor tamaño pero en forma masiva en la pasta.

- La alteración se desarrolla a pH alcalino, baja presión y con poca movilidad de las soluciones.

- La ceolita estudiada se determinó como clinoptilolita.

- Su origen se atribuye a procesos sedimentarios diagenéticos de los niveles superiores de la pila sedimentaria y a fenómenos típicos del ambiente exógeno.

Agradecimientos: Los autores agradecen a la CIC y a la UNS por el apoyo brindado.

REFERENCIAS

- Hechem, J. J.; J. H. Homoc y E. G. Figari, 1990. Estratigrafía del Chubutiano (Cretácico) en las Sierras de San Bernardo, Cuenca del Golfo San Jorge, Chubut, Argentina. XI Congreso Geológico Argentino. San Juan. II: 173-176.
- ICDD, 1993. Mineral Powder Diffraction File. Databook. Ed. International Centre for Diffraction Data. pp 774.
- Íñiguez Rodríguez, A. M.; P. E. Zalba y J. H. Maggi, 1987. Clinoptilolita y analcima en miembros del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, Provincia de Chubut, Argentina. X Congreso Geológico Argentino. Tucumán. I: 75-78.
- Uliana, L. y L. Legarreta, 1999. Jurásico y Cretácico de la Cuenca del Golfo San Jorge. En: Geología Argentina. Ed. SEGEMAR. 496-511.
- Sciutto, J. C., 1999. El Grupo Chubut al oeste de la Sierra San Bernardo, provincia de Chubut. XIV Congreso Geológico Argentino. Salta. I: 452-455

CONDICIONES FÍSICAS DEL SALITRAL DE LA VIDRIERA Y SU RELACION CON EL ZOOPLANCTON

Alejandro S. Mechaly y Patricia M. Cervellini

Departamento de Biología, Bioquímica y Farmacia. Universidad Nacional de Sur. San Juan 670. CP 8000. Bahía Blanca, Argentina. pcervell@uns.edu.ar

RESUMEN

El objetivo del presente trabajo es estudiar condiciones físicas y ambientales en el Salitral de la Vidriera, Provincia de Buenos Aires, localizado en la zona interna del estuario de Bahía Blanca y su relación con el principal componente del zooplancton, el crustáceo *Artemia persimilis* (Crustacea, Anostraca). El enfoque se centró en la colecta del material biológico durante los meses de mayo a agosto de 2001. Los muestreos se realizaron en dos transectas con tres estaciones cada una. Se midió temperatura, salinidad, pH y profundidad. Adicionalmente se registraron datos sobre flora y fauna acompañante y se realizó el análisis del tipo de sustrato. El zooplancton del Salitral de la Vidriera estuvo representado casi en su totalidad por *Artemia persimilis*. Los resultados indicaron que los meses de mayo y junio no difirieron estadísticamente en el número de individuos (73.66 y 57.34 ind/10litros), pero si respecto al mes de agosto que registró una menor abundancia de 24.17 ind/10litros. Esta última variación podría estar condicionada a los cambios de salinidad y temperatura que fluctuaron durante ese mes en el cuerpo de agua. La temperatura del agua siguió el ritmo de la temperatura del aire, no registrándose fluctuaciones de magnitud importante en las diferentes transectas y en los distintos meses, registrándose temperaturas entre 12 – 15,5 °C en ese período. La salinidad fue muy baja (23.73), si se lo compara con el valor de 95.5 obtenido para diciembre de 2001. Este último registro sería más representativo para un ambiente hipersalino como el Salitral de la Vidriera. Los bajos valores de este parámetro estuvieron relacionados con una abundante precipitación para esos meses. El pH del agua fluctuó entre 7-8 y la profundidad en las dos transectas entre 25 y 55 cm. El estudio de las poblaciones evidenció un comportamiento bisexual, no detectándose que la relación machos/hembras fuera 1:1, pero si observándose una ligera superioridad de las hembras. Tampoco se registraron interacciones entre fechas y sectores, hallándose ambos sexos, a diferentes profundidades. En cuanto a las tallas se obtuvo un rango de ejemplares que variaron entre 5,88 - 8,98 mm. El 31.7 % de los individuos correspondió a adultos (talla > 5,88 mm).

palabras clave: Condiciones físicas - zooplanton - Salitral de la Vidriera

ABSTRACT

The objective of this study was to analysed physical and environmental aspects of El Salitral de la Vidriera, Buenos Aires province and its relation with *Artemia persimilis* (Crustacea, Anostraca) one of the most important component of the zooplankton. Samples were taken during four months in winter time. Data of temperature, salinity, depth and pH were registered. Flora, fauna and substrate were analyzed. The results showed that the months of May and June did not differ statistically in the number of individuals, presenting values of 73.66 and 57.34 ind/10litres but if differ from August, which registered an abundance of 24.17 ind/10litres. This variation could be explain by changes in salinity and temperature, that fluctuated during that month. Water temperature varied 12 °C and 15,5 °C during the study period. Salinity was very low (23.73) comparig with the higher measurement (95.5) in december 2001. The last data is representative of the hypersaline environment of El Salitral de la Vidriera. The lowest values were

related with the rainfall in previous months. The pH variation were 7 - 8 and depth between 25 to 55 cm. Populations showed a bisexual behavior, the relation male females not detected 1:1. A high superiority of the females is observed. Interactions between dates and sectors were not registered. Both sexes, in different depths were found. Sizes of strain varied among 5,88 - 8,98 mm. The 31.7 % of the individuals were adults (size > 5,88 mm).

Keywords: Fisical conditions - zooplankton - Salitral de la Vidriera

INTRODUCCION

Los anostracos son un pequeño grupo de crustáceos pertenecientes a la Clase Branchiopoda y son considerados como importantes integrantes del zooplancton de charcos temporarios continentales, de agua dulce o salina que pueden sufrir períodos de desecación o congelamiento. El tamaño de estos ambientes puede variar desde charcos a los costados de los caminos, hasta extensas salinas como lo constituye el Salitral de La Vidriera (Cohen 1995). Se reconoce una relación inversa entre la salinidad y la biodiversidad en ambientes salinos y se plantea la posibilidad de que las plantas acuáticas y los peces estén ausentes o en escaso número. En especial, la ausencia de manchones de vegetación reduce aún más, la diversidad de hábitats donde podrían establecerse otros organismos, especialmente macroinvertebrados (Williams, 1998). Es decir, disminuye la biodiversidad global del ecosistema y por lo tanto el número de depredadores, constituyéndose así el principal crustáceo que habita estos ambientes extremos. *Artemia persimilis* Piccinelli y Prosdocimi, 1968 es considerada una especie endémica para Argentina. No existen registros de esta especie como componente fundamental del zooplancton en el Salitral de la Vidriera y tampoco se tienen datos sobre las variables abióticas asociadas a estas. El objetivo del presente trabajo es conocer las condiciones físico-químicas y ambientales donde habita este particular crustáceo, como así también analizar algunos aspectos de su biología.

MATERIALES Y METODOS

El presente trabajo se realizó en el Salitral de la Vidriera, partido de Villarino, provincia de Buenos Aires (38° 45' S y 62° 33' O), que forma parte de la gran fractura tectónica que comienza en la Bahía Blanca y con dirección W-NW avanza hasta la provincia de La Pampa. Dicha fractura alberga al estuario de Bahía Blanca y luego al Salitral de La Vidriera y Salinas Chicas, para rematar en las Salinas Grandes de Anzoatégui. El área se halla incluida en la faja zonal de climas templados con valores medios de temperatura comprendidos entre 14 y 20 °C. La región sufre una disminución de precipitaciones hacia el Oeste y Sur, caracterizada por escasa humedad, lo cual explica la denominación de semiárido. Fitogeográficamente el salitral está representado por comunidades de gramíneas, con acentuado carácter xeromórfico, apareciendo comunidades de halofitas y xamófitas, como biocenosis que responden a suelos salinos y arenosos (Zinger, 2000). Zoográficamente corresponde a la Subregión andino-patagónica. El enfoque del trabajo se centró en la colecta del material biológico con el objetivo de conocer las poblaciones en su ambiente natural. El período de estudio abarcó los meses de marzo, abril (muestreos cualitativos), mayo, junio y agosto de 2001 (muestreos cuantitativos). Los muestreos se efectuaron en dos transectas en el cuerpo de agua. En la transecta borde (TB), se tomaron tres estaciones distantes cada una de ellas 250 metros. En la transecta profundidad (TP), las tres estaciones distaron 15 metros entre sí (Fig.

Condiciones físicas del Salitral de la Vidriera y su relación con el zooplancton

1). En cada una de las mismas se midió temperatura, salinidad, pH y profundidad. La temperatura superficial del agua y del ambiente se midió con termómetro de superficie. La salinidad se determinó con salinómetro Horiba Water Quality U-10. También se registraron datos de pH (pH Machercy-magel) y de profundidad. Adicionalmente se obtuvieron muestras de flora y fauna y tipo de sustrato. Las muestras de zooplancton se obtuvieron, bombeando 10 litros de agua con una bomba a diafragma (Levs), filtrándola con red de plancton de 50 μm . El material biológico se fijó con formaldehído al 10% para su posterior análisis en el laboratorio.

La abundancia fue determinada como $\text{N}^\circ \text{ ind}/10\text{l}$. Para determinar la talla, se midió el largo total, dimensión que abarca desde la región cefálica hasta los urópodos sin seda, con un lanzador de imagen (Nikon Prolife Projector) y un calibre digital. Se analizó el total de los individuos de cada lote, desechando aquellos que estaban maltratados. Los ejemplares fueron sexados para determinar la proporción de machos y hembras en las estaciones seleccionadas. Se procedió a separar

por sexo cuando los organismos llegaron a la madurez sexual (aparición de los apéndices prensiles en los machos y presencia del ovisaco en las hembras) (Castro *et al.*, 1995).

Para la variable abundancia ($\text{N}^\circ \text{ ind}/10\text{l}$) se aplicó la transformación logarítmica a los datos, realizándose un ANOVA doble balanceado. Para la variable relación de sexos se construyó un índice balanceado en el cociente $\text{N}^\circ \text{ hembras}/\text{N}^\circ \text{ machos}$ por muestra, aplicándose el logaritmo al cociente. La técnica estadística fue ANOVA doble balanceado, con el Test de media igual cero, para probar si la relación de sexos es 1. Para la variable talla, se utilizó un ANOVA triple desbalanceado, con un factor anidado. En todas las variables, los promedios estimados y sus intervalos de confianza fueron llevados a la escala original ($\text{N}^\circ \text{ ind}/10\text{l}$), por retransformación. Los factores fueron las fechas (mayo, junio y agosto de 2001), los sectores (transecta borde-transecta profundidad) y el sexo (Macho-Hembra).

RESULTADOS Y DISCUSION

La especie *Artemia persimilis* es un segmento importante de las comunidades salinas como principal integrante del zooplancton. Como citan numerosos autores, *Artemia* ha conquistado ambientes con salinidades de más de 200 no encontrándose en el mar, es decir en ningún ambiente en que puedan estar sometidos a una fuerte depredación, especialmente por peces. La especie está altamente adaptada a esos ecosistemas a través de su capacidad osmorregulatoria, utilizando el oxígeno a concentraciones bajas y presentando un alto rango de tolerancia a la temperatura (Cohen 1995). Los copépodos no ocupan este tipo de hábitat, según Hurlbert *et al.* (1986) y Williams *et al.* (1995), *A. persimilis* no coexistiría con *Boeckella poopoensis* en lagos salinos del altiplano de Perú y Bolivia. Similar tendencia observó De Los Ríos en el norte de Chile (comunicación personal).

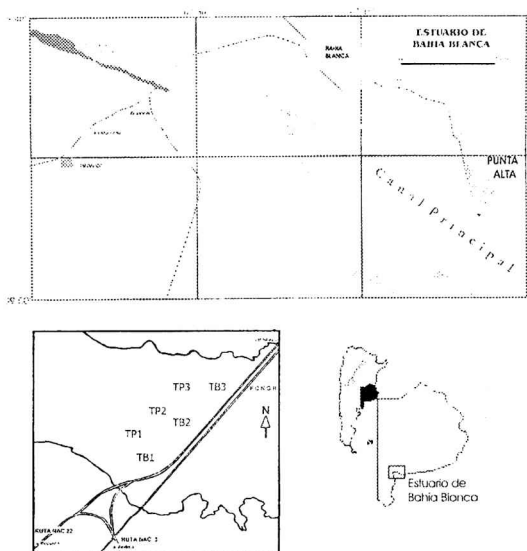


Figura 1: Ubicación del área de estudio

Sin embargo en este estudio se ha hallado a la especie *A. persimilis* cohabitando con el copépodo de agua dulce, *Boeckella poopuensis* Marsh, el cilióforo *Rhopalophyra salina* Kahl, larvas y adultos de insectos acuáticos. Todas estas especies se la detectaron en muy baja densidad. Se halló también el ostrácodo *Limnocythere solum*, 1974, este última especie característica de ambientes continentales (Whatley y Cholich, 1974). Se relacionó la aparición de *B. poopuensis* y *L. solum* en base a las características fisicoquímicas que presentaba el cuerpo de agua, siendo principalmente precipitaciones elevadas en los periodos previos a los muestreos y la consecuente baja salinidad. La presencia de copépodos de agua dulce también fue observada en trabajos previos realizados en el estuario de Bahía Blanca por Hoffmeyer (1983) y Cervellini (1988), donde también detectaron importantes precipitaciones con el consiguiente aporte de agua dulce continental al estuario. Durante el mes de junio, se observó la presencia de otra especie de anostraco a la cual se identificó como *Phallocryptus wrighti* (Smirnov, 1948) (Cervellini *et al.*, 2002). Los ejemplares en el cuerpo de agua se diferenciaban macroscópicamente por su mayor tamaño y una fuerte coloración azulverdosa. Los individuos se presentaron en menor número en comparación con *A. persimilis*, pudiéndose diferenciar machos y hembras. Debemos señalar que *P. wrighti* fue descrita por Smirnov (1948), como forma de agua salada, pero sólo por excepción vive en ese medio ya que es una especie común en charcos de agua dulce (Birabén, 1951). La escasa salinidad relacionada con altas precipitaciones y bajas temperaturas, convirtieron al Salitral de la Vidriera en un cuerpo "salobre", generando condiciones apropiadas para el desarrollo de esta última especie. El fitoflagelado unicelular *Dunaliella salina* (Dunal) Teodoresco, fue la microalga más abundante del fitoplancton y

es probablemente la fuente más importante de alimento para *A. persimilis* (Scelzo y Voglar, 1980). La presencia de esta microalga es de particular interés, debido a que es fácilmente digerible por este animal filtrador (Paniagua Chaves y Voltolina, 1995). Por este motivo y su gran dominancia en el salitral nos sugiere que debería ser su principal fuente de alimento. La temperatura del agua siguió el ritmo de la temperatura del aire, no registrándose fluctuaciones de magnitud importante en las diferentes transectas y en los distintos meses, obteniéndose temperaturas entre 12- 15,5 °C. Los valores obtenidos se asemejaron a las temperaturas superficiales del agua de mar (12,9 - 13,4 °C) para los mismos períodos en el estuario de Bahía Blanca (Freije *et al.*, 1981). Se compararon los datos de temperatura ambiente con datos provenientes del Servicio Meteorológico Nacional (SMN, 1992). Éstos datos hacen referencia a las temperaturas medias mensuales del año 2001 y las medias mensuales de 10 años (1981-1990) (Fig. 2). La temperatura ambiente del año 2001 (SMN) no difirió sustancialmente de los valores mensuales medios decadales. La mayor diferencia se encontró en el mes de abril, con 2,8 °C por debajo de la media. En relación a la salinidad los valores hallados en el estudio fueron muy bajos (no superiores a 23,73), si se lo compara con el valor de 95,5 obtenido en diciembre de 2001. Este último registro sería más representativo para un ambiente hipersalino como el Salitral de la Vidriera. Se relacionó la salinidad obtenida in situ en los meses de estudio, con la precipitación. La precipitación del año 2001, presentó un máximo de 171,8 mm correspondiente al mes de abril. Este dato fue casi tres veces superior a los total mensual (59,9 mm) registrado durante el período 1981-1990 (Fig. 3). El pH del agua osciló entre 7 y 8, para los diferentes sectores y estaciones de muestreo y para las distintas fechas. La profundidad registrada varió, por procesos físicos de evaporación,

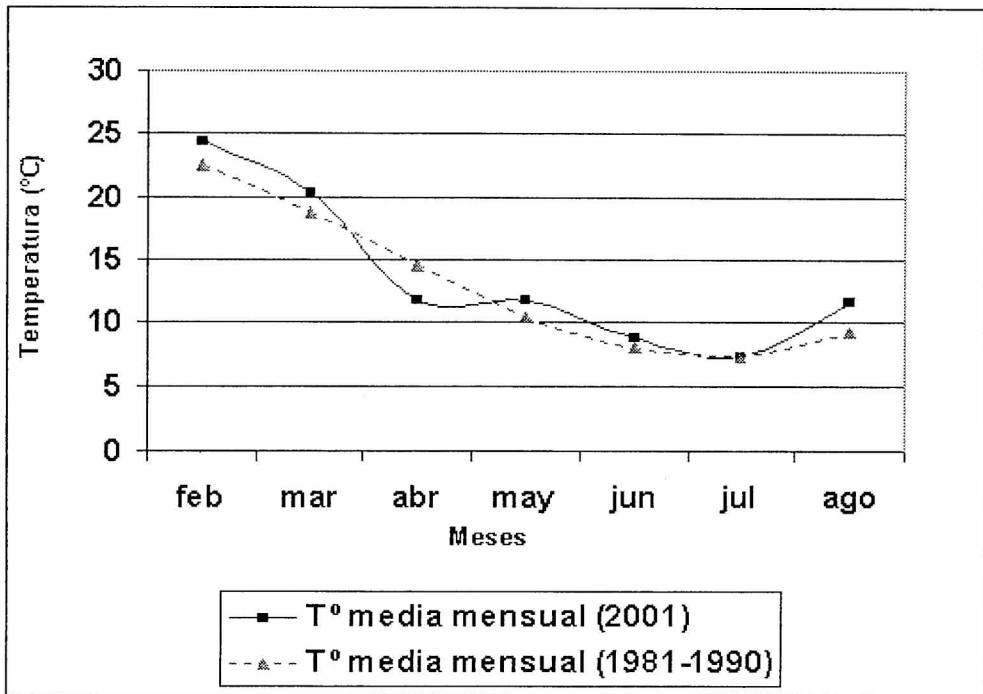


Figura 2: Temperaturas medias mensuales del año 2001 y de 10 años (1981-1990). (Datos del SMN)

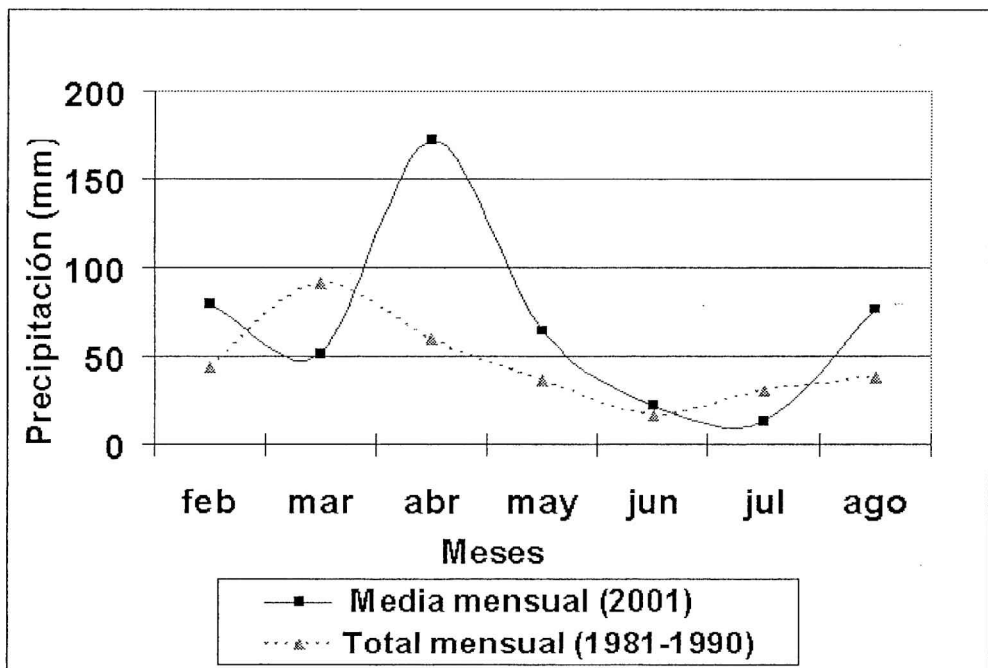


Figura 3: Precipitaciones (totales mensuales) del año 2001 y de 10 años (1981-1990). (Datos del SMN)

infiltración y precipitación, entre 25 y 55 cm (muestreo sistemático). El valor medio para el sector borde en los 3 meses de estudio fue de 29 cm y para el sector profundidad de 44 cm. Cabe destacar que el cuerpo de agua se encontró seco en su totalidad solo durante el período estival (diciembre de 2001). El análisis textural granulométrico del suelo reveló un sedimento limo arcilloso con predominancia de limos plásticos, destacándose un alto contenido de material biógeno (91%).

Existen en la literatura muy pocos trabajos que expresen resultados sobre abundancia de individuos en biotopos con estas características. Scelzo y Voglar (1980) trabajando con *Artemia* en el lago Boca Chica de la Isla Margarita, Venezuela, hallaron valores de 16 ind/l en abril y 29,5 ind/l en mayo. Mura (1995) estudiando lagunas del sur-oeste de Sardinia, Italia encontró densidades muy variables que fluctuaron entre 400-15000 ind/m³, atribuyendo estas fluctuaciones a las diferentes condiciones climáticas y medio ambientales y también al ciclo de vida de la especie. Vieira y Amat (1996) hallaron valores de abundancia poblacional de las salinas Tanoeiras en Portugal entre 101 x 10³ -128,25 x 10³ ind/m³. Como se puede apreciar los valores de abundancia de las poblaciones de *A. persimilis* son muy diferentes en los distintos biotopos, esto es debido no sólo a las características del ambiente, sino también al tipo de reproducción de cada población. En el análisis estadístico de la abundancia, se encontraron diferencias altamente significativas entre los promedios de las fechas ($p < 0,01$). Los valores de abundancia no difirieron estadísticamente durante los meses de mayo y junio presentando valores de 73.66 y 57.34 ind/10l, pero sí respecto al mes de agosto, el cual registró valores más bajos de 24.17 ind/10l ($p < 0,05$). Esta última variación en la abundancia podría estar condicionada al régimen hidrológico, principalmente a los cambios de salinidad y temperatura, que también fluctuaron durante ese mes.

La misma relación es señalada por otros autores en zonas de similares características (Newmark, 1991, Zuñiga *et al.*, 1994).

El estudio de los especímenes de poblaciones de *A. persimilis* puso en evidencia su comportamiento bisexual con presencia de machos y hembras. Scelzo y Voglar (1980) estudiando poblaciones de *Artemia* en el Lago Boca Chica, Venezuela, no detectaron diferencias en la relación entre machos y hembras. Newmark (1991) obtuvo 50,9 % de machos y 49,1 % de hembras, mientras Amat *et al.* (1994) analizando la composición poblacional de adultos de *A. persimilis* en las provincias de La Pampa y Buenos Aires, encontró una relación de 2983 machos y 2863 hembras (ind/m³). Sin embargo nuestros datos difirieron a los hallados por estos autores, pues no se detectó que la relación machos/hembras fuera 1:1 ($p < 0,10$), pudiéndose proponer una ligera superioridad de las hembras. Tampoco se registraron interacciones entre fechas y sectores ($p = 0,93$), es decir se hallaron ambos sexos tanto en el sector borde como en el sector profundidad, lo que indicaría que estas condiciones de profundidad no serían de importancia para la distribución por sexos. Castro *et al.* (1989), evaluando las características biométricas de poblaciones silvestres de *Artemia* en las salinas de Hidalgo, México, halló hembras de 8,46 mm y machos de 6,66 mm de promedio. Por otro lado, Vilela y Menezes (1994) estudiando poblaciones bisexuales de *Artemia* en 4 salinas del Estuario de Sado, Brasil; encontraron que en todas las poblaciones estudiadas, las tallas de las hembras (6,88 - 8,66 mm) eran superiores respecto a los machos (5,78 - 7,48 mm). Esta diferencia se acentuó más en las poblaciones de Calhariz, donde el largo total medio para las hembras fue de 8,66 mm y el de los machos, 6,48 mm. Amat *et al.* (1994) hallaron tallas medias para hembras de 8,43 ± 0,742 mm. De los Ríos y Zuñiga (2000) hallaron valores de largo total de 9,093 ± 0,864 mm para

poblaciones de *A. persimilis* y finalmente Gajardo *et al.* (1998) registró valores de largo total para adultos de poblaciones de *Artemia* para la Provincia de Buenos Aires de 8,28 mm. La talla se presenta en la Figura 4. El análisis estadístico reveló que no se hallaron interacciones de los factores principales con el sexo ($p=0,29$) lo que permitió analizar las tallas sin distinguir por sexos. Si bien parece observarse que las tallas de las hembras presentaron una ligera superioridad sobre los machos, en este trabajo no se pudo comprobar estadísticamente dicha relación. El rango de ejemplares medidos varió entre 5,88 - 8,98 mm. De los Ríos (2001), clasificó a los individuos con tallas superiores a 5,65 mm como coincidentes con adultos en estado inicial, debido a la aparición de los primeros caracteres morfológicos. Trasladando esa relación a nuestro estudio, los datos observados indicarían que el 31,7 % correspondió a adultos (talla > 5,88 mm). Observando los cuartiles del histograma

que comprende la totalidad de los datos (Fig. 4), se desprende que el 95 % de los ejemplares medidos osciló entre 3,41- 7,12 mm de longitud. La talla máxima para el total de ejemplares fue 8,98 mm.

CONCLUSIONES

De nuestros resultados podemos concluir que la especie *A. persimilis* fue la dominante en el zooplancton del Salitral de la Vidriera. Su presencia estuvo asociada a una escasa diversidad de especies. Las abundancias fluctuaron de acuerdo a las variaciones de las condiciones fisicoquímicas que presentó el salitral durante el período de estudio. La escasa salinidad detectada durante el periodo de estudio contrasta marcadamente con los valores de salinidad normales del ambiente, este fenómeno estaría asociado a una precipitación abundante durante periodos previos al muestreo, lo que hizo posible detectar la presencia de organismos acompañantes que no son registrados por otros autores en cuerpos de similares características.

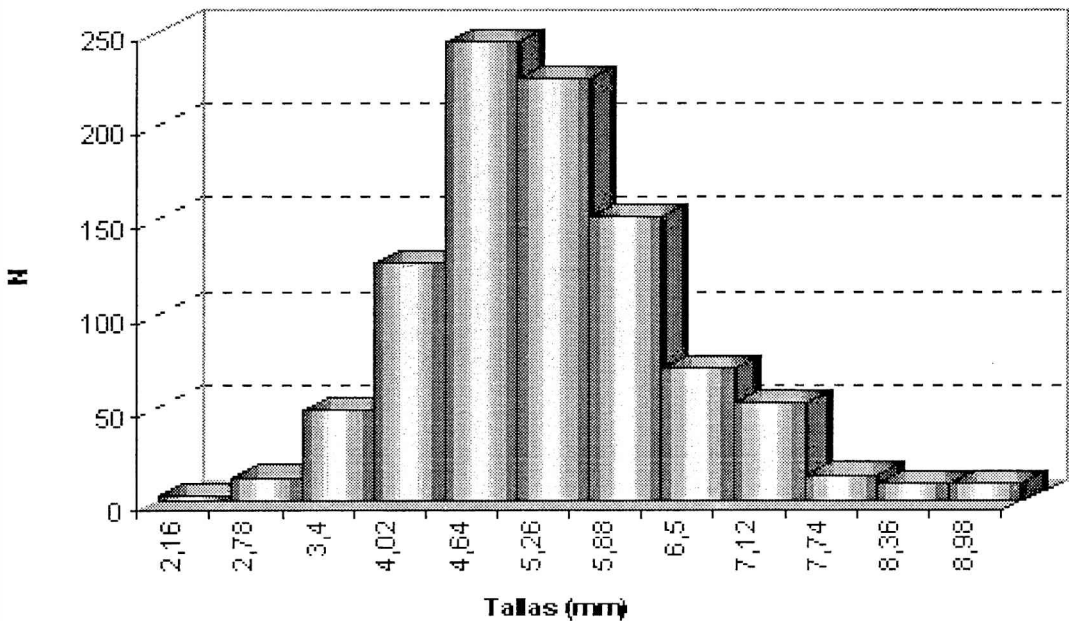


Figura 4: Histograma de las tallas para el total de los datos.

REFERENCIAS

- Amat, F., F. Hontoria, J. C. Navarro, R. G. Cohen y S. Rodríguez, 1994. Aproximación preliminar a la distribución del género *Artemia* (especie *A. persimilis*) en Argentina. Provincias de Buenos Aires y La Pampa. Memorias del VIII Congreso Latinoamericano de Acuicultura, 67-75.
- Birabén, M., 1951. Nuevo género de Phyllopora Anostraca (Crust.). Physis, XX 58:324-329.
- Castro, G., J. Castro, R. De Lara, C. Gallardo, I. Salazar y B. Sánchez, 1989. Características biométricas generales, modo de reproducción y aislamiento reproductivo de la población silvestre de *Artemia sp.* de las Salinas de Hidalgo, Potosí. Revista Latinoamericana de Acuicultura, Perú, 39:18-24.
- Castro, M. J., S. A. Malpica, G. I. Rodríguez, B. T. Castro y R. De Lara, 1995. Análisis morfométrico de la *Artemia sp.* en la salina "Las Coloradas", Oaxaca, México. Oceanología, 2(6):116-128.
- Cervellini, P. M., 1988. Las larvas y postlarvas de crustáceos Decapoda en el estuario de Bahía Blanca. Variaciones estacionales y su relación con los factores ambientales. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina. 232 pp.
- Cervellini, P. M., A. S. Mechaly y S. Burela, 2002. Presencia de *Phallocryptus wrighti* (Smirnov, 1948) (Anostraca, Thamnocephalidae) en el Salitral de la Vidriera, Provincia de Buenos Aires. VIII Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, 83-85.
- Cohen, R. G., 1995. Crustacea Anostraca. En: Ecosistema de Aguas Continentales. Metodologías para su estudio. Lopretto, E. C. y Tell, G. (Ed). La Plata, Argentina, 871-895.
- De Los Ríos, P. R., and O. Zúñiga, 2000. Biometric comparison of the frontal knob in american populations of *Artemia* (Anostraca Artemiidae). Revista Chilena de Historia Natural, 73:31-38.
- De Los Ríos, P. R., 2001. Crecimiento en poblaciones de *Artemia franciscana* y *A. persimilis* (Crustacea: Anostraca) en condiciones controladas. Revista de Biología Tropical, 49 (2):629-634.
- Estadísticas Climatológicas. 1992. Servicio Meteorológico Nacional. Serie B-N37. Primera Edición, Buenos Aires.
- Freije, H., A. Asteasuain, I. Schmit y J. Zabatti, 1981. Relación de la salinidad y temperatura del agua con las condiciones hidrometeorológicas en la porción interna del estuario de Bahía Blanca. Contribución Científica del Instituto Argentino de Oceanografía, 57:1-20.
- Gajardo, G., N. Colihueque, M. Parraguez and P. Sorgeloos, 1998. International study on *Artemia*. LVIII. Morphologic differentiation and reproductive isolation of *Artemia* population from South America. International Journal of Salt Lake Research, 7:133-151.
- Hoffmeyer, M., 1983. Zooplankton del área interna de la Bahía Blanca. (Bs.As). I. Composición faunística. Historia Natural, 3(8):73-94.
- Hurlbert, S. H., W. Loaysa y T. Moreno, 1986. Fish-flamingo-plankton interactions in the Peruvian Andes. Limnology & Oceanography, 31:475-468.
- Mura, G., 1995. An Ecological study of a bisexual *Artemia* population from Sant' Antioco solar saltworks (south-western Sardinia, Italia). International Journal of Salt Lake Research, 3:201-219.
- Newmark, U. F., 1991. Modelos predictivos de biomasa poblacional, hembras ovíparas y ovovivíparas de *Artemia* en la Salina de pozos Colorados, Colombia. Boletín Ecológica Ecosistemas Tropicales, 24:11-38.
- Paniagua Chavez, C. G., y D. Voltolina, 1995. Fresh and frozen *Dunaliella sp.* (Chlorophyceae, volvocales) as feed for *Artemia franciscana* Kellogg (Crustacea, Branchiopoda). Rivista Italiana Acquaculture, 30:19-22.
- Scelzo, M. A. and J. F. Voglar, 1980. Ecological study of the *Artemia* populations in Boca Chica salt lake, Margarita Island, Venezuela. En: Persoone G, P Sorgeloos, O Roels & E Jaspers (eds) "The Brine Shrimp *Artemia*": Persoone G, P Sorgeloos, O Roels & E Vol 3:115-125. Editorial Universa Press, Belgium.
- Smirnov, S. S., 1948. Nueva especie de Anostraca. Trudy Zoologicheskogo Instituta Akademii Nauk SSSR, 7(3):184-199.
- Vieira, N. and F. Amat, 1996. Fluctuation in the zooplankton community in two solar salt ponds,

Condiciones físicas del Salitral de la Vidriera y su relación con el zooplancton

- Aveiro, Portugal. International Journal of Salt Lake Research, 4:327-333.
- Vilela, M. H. and M. A. Menezes, 1994. Characterization of *Artemia sp.* bisexual populations from Sado Estuary salines: Biometry and hatching characteristics. Instituto Portugués de Investigaciones Marinas, 1:187-194.
- Whatley R.C. y T. C. Cholich. 1974. A new quaternary ostracod genus from Argentina. Paleontology 17(3):96-97.
- Williams, W. D., T. R. Carri, I. A. E. Bayly, J. Green and D. B. Hebrst, 1995. Invertebrates in salt lakes of the Bolivian Altiplano. International Journal of Salt Lake Research, 4:65-77.
- Williams, W. D., 1998. Salinity as a determinant of the structure of biological communities in salt lake. Hydrobiología, 381:191-201.
- Zinger, A. S., 2000. Relación sociedad naturaleza en ecosistemas de clima templado semiárido. Caso Laguna Chasicó. Provincia de Buenos Aires. Tesis de Magíster. UNMDP. 173 pp.
- Zuñiga, O., R. Wilson, R. Ramos, E. Retamales y L. Tapia, 1994. Ecología de *Artemia franciscana* en la Laguna Cejas, Salar de Atacama (Chile). Estudia Oceanologica, 13: 71-84.

GEOMAGNETISMO JURASICO, ZONAS DE SUBDUCCION DE PANGEA Y ANOMALIAS EN LA VELOCIDAD DE ONDAS SISMICAS EN EL LIMITE MANTO-NUCLEO

Haroldo Vizan, María Andrea Van Zele y Miriam Gabriela Nieto

CONICET, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.).
Pabellón 2. Ciudad Universitaria. (1428) Buenos Aires. e-mail: haroldo@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

En un trabajo anterior se sugirió una posible correlación entre polos geomagnéticos virtuales (PGV's) jurásicos tempranos intermedios registrados en una sección en la garganta de Breggia (Suiza) y la ubicación estimada de las zonas de subducción de Pangea. Con el objetivo de observar si existen otras rocas jurásicas que hayan registrado direcciones geomagnéticas cuyos PGV's presenten una distribución similar, se compilieron datos paleomagnéticos de estudios magnetoestratigráficos confiables que cubren un lapso entre circa 200 Ma y circa 140 Ma. Los PGV's fueron reconstruidos a la ubicación geográfica que tenían durante el Jurásico y se consideraron como intermedios aquellos que se encontraban entre los 60° de latitud norte y los 60° de latitud sur. Para evitar que la distribución de PGV's estuviera sesgada por los datos de las localidades que aportaban mayor cantidad, cada PGV intermedio fue pesado por el método de Love. Se obtuvo un mapa (en escala de grises) de la densidad de los PGV's intermedios ya pesados y se lo comparó con las zonas de subducción de Pangea. Existe una buena correlación entre la densidad de PGV's y las zonas de subducción mencionadas, lo que sugiere que existiría una vinculación entre el comportamiento del campo magnético terrestre durante el Jurásico y la tectónica de placas ocurrida en dicho período geológico. Además, las áreas de distribución de los PGV's coinciden con las zonas de mayor velocidad de onda sísmica en el límite manto-núcleo sugiriendo que las reversiones de polaridad jurásicas podrían haber estado controladas por una estructura del límite manto-núcleo similar a la actual.

Palabras claves: geomagnetismo, Jurásico, Pangea, subducción, límite manto-núcleo.

ABSTRACT

In a previous paper, a possible correlation between intermediate Early Jurassic virtual geomagnetic poles (VGP's) recorded at the Breggia Gorge (Switzerland) and the location of Pangea subduction zones, was suggested. The objective of this paper is to observe if other Jurassic rocks recorded directions that produce VGP's with similar distributions. Paleomagnetic data that belong to a time span between c. 200 Ma and 140 Ma were compiled from reliable magnetostratigraphic studies. The VGP's were repositioned in the geographic locations that they had had during the Jurassic, and those between $\pm 60^\circ$ of latitude were considered intermediate. To avoid that the intermediate VGP's distribution were biased for those localities with more data, each VGP was weighted by Love's methodology. A gray-scale map of density of the weighted intermediate VGP's was obtained and compared with the Pangea subduction zones. There is a good correlation between the density of the VGP's and the Pangea subduction zones what suggests that there is a relationship between the Jurassic geomagnetic field and the plate tectonics that occurred during this geological period. The areas where the Jurassic VGP's were distributed are also in coincidence with those of faster seismic wave propagation in the core-mantle boundary, what suggests that the Jurassic geomagnetic polarity transitions could have been controlled by a structure of the core-mantle boundary similar to that of the Present time.

Keywords: geomagnetism, Jurassic, Pangea, subduction, core-mantle boundary.

INTRODUCCION

El campo magnético terrestre (CMT) tiene la particularidad de invertir su polaridad (el sentido de su campo dipolar) con el tiempo. Se denomina polaridad estable a aquella en que el dipolo geomagnético tiene, durante (generalmente) largos períodos, una dirección aproximadamente constante: la del eje de rotación terrestre; se denomina normal (reversa) si su sentido coincide (es contrario) con el campo dipolar actual. El fenómeno físico involucrado en las transiciones de polaridad es aún poco entendido, lo cual tal vez sea debido a que sus registros son discontinuos y se encuentran dispersos en rocas y sedimentos portadores de minerales magnéticos que pueden registrar más de una magnetización desde su origen en adelante. Para identificar a las sucesivas magnetizaciones adicionadas, se efectúan desmagnetizaciones que no siempre son efectivas para definir con precisión a la dirección (inclinación, declinación) que corresponde al campo geomagnético que se desea analizar. Además, las rocas son deformadas a través de procesos tectónicos cambiando su actitud espacial, de modo que para analizar sus registros magnéticos se deben restablecer los mismos a la posición que tenían originalmente las rocas. En las rocas magnetizadas pueden medirse la inclinación y la declinación magnética y con menor certeza la intensidad del CMT; a partir de las direcciones magnéticas medidas en las rocas y sedimentos puede calcularse la posición de los polos geomagnéticos virtuales (PGV's). La conversión se realiza empleando una fórmula que corresponde a un modelo de CMT dipolar con simetría axial. Es de destacar que el registro magnético de una roca de un único nivel estratigráfico, corresponde a una lectura instantánea del CMT cuyo comportamiento puede no ser el de un dipolo axial, y por ello el polo calculado se denomina virtual. Dada la disminución en la intensidad

medida del CMT que suele ocurrir durante una transición de polaridad, se sospecha que el proceso involucra una merma de la componente dipolar del mismo, pudiendo prevaler sus componentes no dipolares. Aún así, los PGV's de diferentes sucesiones estratigráficas son empleados para comparar los registros de transiciones de polaridad, dado que actualmente es el único método que permite hacerlo con registros de diferentes lugares de nuestro planeta.

A pesar de todos los pormenores mencionados, Laj *et al.* (1991) analizaron los PGV's de las transiciones de polaridad de los últimos 12 millones de años (Cenozoico tardío) que correspondían a registros de sucesiones estratigráficas aflorantes en distintos lugares del mundo. A través de este análisis sugirieron que los PGV's de dichas transiciones se distribuían preferentemente en dos bandas longitudinales y prácticamente antípodas a las que denominaron caminos de reversiones. Uno de estos caminos se distribuye sobre América del Sur y América del Norte, el otro camino atraviesa Australia y Eurasia y fueron correlacionados por Laj *et al.* (1991) con zonas de anomalías de velocidad de onda sísmica en el manto inferior de la Tierra. Estas zonas de anomalías de velocidad de ondas sísmicas, a su vez, se ubican geográficamente en lugares por donde se encuentran las zonas de subducción de la corteza terrestre desde el Jurásico hasta la actualidad (Richards y Engebretson, 1992; Kývalová *et al.*, 1995; Wen y Anderson, 1995; entre otros). El análisis y sugerencias efectuados por Laj *et al.* (1991) fueron cuestionados por diferentes autores empleando distintos enfoques. Langereis *et al.* (1992) indicaron que la distribución de PGV's en bandas longitudinales se debía a la adquisición del registro magnético por parte de sedimentos y no a la representación de un fenómeno geomagnético, considerando que Laj *et al.* (1991) seleccionaron sus datos de sucesiones de rocas sedimentarias. Análisis

efectuados con datos obtenidos en rocas volcánicas de los últimos 20 millones de años mostraron distribuciones preferenciales de PGV's (Love, 1998) en longitudes análogas a los caminos de reversiones propuestos por Laj *et al.* (1991). Por otra parte, Egbert (1992) señaló que la conversión de direcciones intermedias en PGV's determina que éstos se ubiquen geográficamente en bandas a 90° del lugar de muestreo. Los lugares de muestreo seleccionados por Laj *et al.* (1991) tenían longitudes parecidas ya que la mayoría se ubicaba en Europa cerca del Mar Mediterráneo y las bandas de los PGV's intermedios analizados por Laj *et al.*, (1991) se ubicaban aproximadamente a 90° de los mismos. Es decir, los lugares de muestreo no se distribuían homogéneamente en el Globo Terrestre por lo cuál los caminos de reversiones propuestos estaban sujetos a ser un artificio (McFadden *et al.* 1993). Por ese motivo Zhu *et al.* (1994) efectuaron un estudio paleomagnético en la localidad de Weinan (norte-centro de China) que se encuentra prácticamente en la longitud de uno de los caminos de reversiones. El estudio se realizó en una sección de loess que registró las transiciones Matuyama-Brunhes y Upper Jaramillo y produjo PGV's sobre ambos caminos preferenciales reconocidos por Laj *et al.* (1991) indicando que los mismos pueden interpretarse como resultados de un fenómeno geomagnético.

Un análisis efectuado con datos de una sucesión jurásica temprana (Vizán y Van Zele, 2001), mostró una distribución preferencial de PGV's similar a la de los caminos de reversiones cenozoicos antes mencionados, lo cual sugiere que el CMT tuvo un comportamiento análogo durante las reversiones en el Cenozoico tardío y en el Jurásico, como también fuera observado por Vizán *et al.* (1994) y Vizán y Van Zele (1995). Vizán y Van Zele (2001), por otra parte, señalaron que la distribución preferencial de

PGV's intermedios coincide con las zonas de subducción de Pangea durante el Jurásico. Posteriormente, Prévot *et al.* (2003) sugirieron que la reversión del CMT observada en los basaltos jurásicos de Lesotho presenta un comportamiento similar a las reversiones del Cenozoico. Los últimos autores, por otra parte, observaron que "intrigantemente, los PGV's de la reversión de Lesotho presentan un rebote que cae a lo largo del límite entre las placas Eurasia y Pacífica". Esta observación es coherente con la coincidencia entre la distribución de PGV's intermedios jurásicos y las zonas de subducción de Pangea observada por Vizán y Van Zele (2001).

El análisis de Vizán y Van Zele (2001) se efectuó con datos obtenidos por Horner y Heller (1983) en una sucesión sedimentaria pliensbaquiana-toarciiana (circa 180 Ma, según la escala de tiempo de Gradstein *et al.* 1994) aflorante en la garganta de Breggia (Ticino, Suiza). Los datos analizados por Prévot *et al.* (2003) pertenecen a un nuevo estudio realizado en las volcanitas de Lesotho (Sur de África) datadas en 183 Ma. Es decir que PGV's intermedios de edades equivalentes, indicarían una coincidencia entre la distribución geográfica de los mismos y las zonas de subducción de Pangea durante el Jurásico. Si esta coincidencia es factible, se podría sospechar que existe una vinculación entre procesos de tectónica de placas que se producen en la corteza y el comportamiento del CMT generado en el núcleo externo de la Tierra, tal como se sugiere en estos dos estudios. El objetivo de este trabajo es observar si existen otras sucesiones jurásicas que avalen dicha correlación. Para ello se compilaron nuevos datos paleomagnéticos de magnetoestratigrafías que cubren un lapso que va desde el Jurásico temprano (circa 200 Ma, escala de tiempo de Gradstein *et al.* 1994) hasta el límite entre el Jurásico y el Cretácico (circa 145 Ma, misma escala de tiempo). Los datos se seleccionaron considerando criterios

que permiten suponer que las direcciones magnéticas de las que se obtuvieron los PGV's son lecturas originales del CMT jurásico (sección 2); se caracterizaron las direcciones de las poblaciones seleccionadas (sección 3); y con las direcciones estables se calcularon los polos paleomagnéticos de cada población. Los polos paleomagnéticos se utilizaron para determinar la ubicación geográfica de las localidades de muestreo durante el Jurásico (sección 4). Luego se establecieron zonas donde los PGV's de direcciones intermedias pueden ser encontrados con mayor o menor frecuencia (sección 5). El análisis de los PGV's, ponderados de acuerdo con el método de Love (1998), sugiere una buena correlación entre la distribución de caminos de reversiones jurásicas y las zonas de subducción de Pangea. Es de destacar que las áreas con mayor densidad de PGV's jurásicos, se encuentran prácticamente en las mismas coordenadas geográficas que las zonas de mayor velocidad de onda sísmica en el manto inferior como fuera observado con otra selección de datos y efectuando un análisis menos riguroso (Vizán *et al.*, 1994). Las conclusiones obtenidas no son definitivas ya que la distribución de PGV's intermedios jurásicos podría ser un artificio debido a la distribución de las localidades de muestreo y la naturaleza sedimentaria de varias de las rocas que portan las magnetizaciones analizadas.

CRITERIOS DE SELECCION DE LOS DATOS PALEOMAGNETICOS ANALIZADOS

Tal como señalan Prévot *et al.* (2003), a excepción hecha de los datos obtenidos en los basaltos de Lesotho, no existen actualmente estudios de transiciones de polaridades geomagnéticas ocurridas durante el Jurásico que sean apropiados para comprobar si efectivamente existen distribuciones preferenciales de PGV's transicionales. Sin

embargo, se han efectuado varios trabajos magnetoestratigráficos en distintos lugares de muestreo que se encuentran bien acotados temporalmente en intervalos a través de fósiles o zonaciones faunísticas representativas de cada uno de los pisos generados durante el Jurásico. Es de destacar que en los estudios magnetoestratigráficos se efectúan muestreos de varios niveles distribuidos secuencialmente en una columna estratigráfica, lo cual posibilita la obtención de direcciones intermedias entre las diferentes magnetozonas ("chrones") registradas. En cambio en los estudios paleomagnéticos abocados a resolver problemas tectónicos, en general se muestrean varios sitios separados geográficamente que involucran en cada caso un número de niveles estratigráficos relativamente menor. Obviamente, dado que el objetivo de un estudio magnetoestratigráfico es diferente al de un estudio de transiciones de polaridad, los resultados que se obtengan de un análisis de datos compilados de aquellos estudios, deben ser considerados con precaución. Por ello, para este trabajo se efectuó una selección de direcciones geomagnéticas basada en criterios de confiabilidad aplicados a las direcciones estables (o sus PGV's) de cada lugar de muestreo, que permiten asegurar que corresponden a lecturas del campo geomagnético jurásico. Para análisis geodinámicos y tectónicos, los polos paleomagnéticos de distintas localidades, se seleccionan considerando criterios como los propuestos por Van der Voo (1993). Los estudios magnetoestratigráficos que son considerados para realizar correlaciones a escala global y confeccionar escalas de tiempo de polaridad geomagnética, también son seleccionados de acuerdo con criterios de confiabilidad. Opdyke y Channell (1996) propusieron índices de confiabilidad para estudios magnetoestratigráficos basados en 10 criterios. Algunos de estos criterios son los mismos que los propuestos por Van der Voo

(1993); sin embargo otros son propios de la magnetoestratigrafía.

En este estudio es imposible diferenciar datos de reversiones, de otros que corresponden a eventos o excursiones del CMT o bien a variaciones seculares de mayor magnitud que las actuales (véase Tarling *et al.*, 1999). Por eso en este trabajo nos referiremos a direcciones o PGV's intermedios para diferenciarlos de los estables sin considerar si los mismos corresponden o no a una transición de polaridad. Los direcciones que se analizarán en este trabajo corresponden a magnetoestratigrafías que cumplen con los criterios de Opdyke y Channel (1996); sin embargo como el presente trabajo se enfoca al estudio de la distribución espacial de todas las direcciones (o sus PGV's) registradas/os en diferentes sucesiones estratigráficas, se prefiere imponer criterios de exclusión cuya justificación se señala debajo.

1) Edad estratigráfica reconocida a nivel de piso con la correspondiente paleontología asociada presentada adecuadamente. Esta condición se impone porque todos los datos paleomagnéticos registrados en cada una de las sucesiones analizadas, fueron transferidos de acuerdo con las coordenadas geográficas que presentaban las mismas en el momento del registro. Para ello se empleó en cada caso el parámetro de reconstrucción correspondiente de acuerdo con la edad de la sucesión. Cabe destacar que el Jurásico cubre un lapso de aproximadamente 50 millones de años durante el cual el supercontinente Pangea experimentó movimientos de deriva continental ponderables. Por este criterio de exclusión, se descartaron los datos obtenidos en la Formación Morrison (Steiner y Helsley, 1975) que como suele ocurrir en secuencias continentales muestreadas, no presenta fósiles que acoten su edad con precisión.

2) Desmagnetización adecuada de las muestras y análisis de las componentes magnéticas empleando diagramas ortogonales

(Zijderveld, 1967) y definición de las direcciones magnéticas empleando, en lo posible, el método de componentes principales que ajusta por cuadrados mínimos las proyecciones ortogonales de las direcciones a una recta (Kirschvink, 1980). En la actualidad en todos los estudios magnetoestratigráficos se efectúan desmagnetizaciones completas de las muestras, sin embargo existen casos en los que no puede aislarse la componente primaria porque su espectro de fuerzas coercitivas o temperaturas de bloqueo se solapa con los de una o varias remagnetizaciones posteriores. En estos casos las direcciones que se suponen primarias, pueden estimarse empleando círculos de remagnetización (McFadden y McElhinny, 1988). Sin embargo no se considera que sea un método que permita aislar direcciones intermedias que correspondan, sin lugar a dudas, a una lectura primaria del CMT. Por esta razón, se excluyeron los estudios magnetoestratigráficos realizados en las secciones pliensaquianas-toarcianas de Cuenca Neuquina (Iglesia Llanos y Riccardi, 2000) y de la Cuenca de París (Moreau *et al.*, 2002; Moreau *et al.*, 2005). Es de destacar que la sección Hetangiana-Sinemuriana de la Cuenca de París presenta datos confiables que fueron compilados para este trabajo. De acuerdo con Moreau *et al.* (2005) la diferencia en la calidad de los datos de los distintos pisos estratigráficos está determinada por las diferencias mineralógicas que presentan.

3) Sospecha de que las inclinaciones de las direcciones aisladas hayan sido suavizadas por compactación que reorienta a los detritos magnéticos (i.e, Anson y Kodama, 1987; Kodama y Sun, 1992). Este efecto provoca una disminución en la inclinación de las direcciones de polaridades estables e induce una medición de la paleolatitud, más baja que la que le correspondería al sitio de muestreo. En el estudio magnetoestratigráfico de la sección Hetangiana-Sinemuriana de Cuenca Neuquina, Iglesia Llanos (1997) reconoce este

efecto por lo cual se excluyen los datos de dicha sección.

4) Indicios de que las direcciones intermedias puedan corresponder a un proceso de magnetización diferente al de las direcciones de polaridades estables (Channell *et al.*, 1990).

5) Estructuras geológicas indetectables. Con excepción hecha de los datos obtenidos por Yang *et al.* (1996) de la cuenca de París que corresponden a estratos prácticamente horizontales, los demás datos pertenecen a sucesiones deformadas. En este trabajo se compararon los polos paleomagnéticos (PP's) de las sucesiones analizadas con otros de edades equivalentes obtenidos en los mismos continentes o regiones, para valorar si las correcciones de estructura efectuadas en cada estudio magnetoestratigráfico fueron correctamente realizadas. En el estudio de las calizas toarcianas de Iznalloz (España) realizado por Galbrun *et al.* (1990) los autores consideran que una de las causas que provoca la dispersión de sus datos es que existen estructuras que no pudieron ser estimadas correctamente. Debido a ello, dicho estudio fue excluido de este análisis.

6) Prueba de "polaridades antípodas". Teóricamente, si a través de desmagnetizaciones se logran aislar direcciones paleomagnéticas en las que no quedan rastros de remagnetizaciones posteriores, y siempre que el número de mediciones del CMT registrado a través de dichas direcciones sea suficiente como para promediar su variación secular, las direcciones medias de ambas polaridades estables (normales y reversas) deben ser antípodas. Para probarlo se han diseñado métodos que están basados en la estadística de Fisher (1953) que es aplicable a una población de direcciones con distribución axialmente simétrica (circular), como por ejemplo el propuesto por McFadden y McElhinny (1990). Por ello, en el presente trabajo se determinaron separadamente las

direcciones que forman una población normal (reversa) con distribución axial y se aplicaron los métodos antes mencionados. Ningún conjunto de direcciones que pasó los criterios de exclusión 1) a 5) obtuvo una prueba de polaridades antípodas positiva, incluyendo aquellos que con todas las direcciones pasaban dicha prueba (i.e. direcciones compiladas del trabajo de Juárez *et al.*, 1994). Ello podría indicar que el CMT durante el Jurásico no tenía simetría axial, si bien se aproximaría a ella dado la coherencia que existe entre PP's con dicha edad. Para valorar los datos utilizados en este trabajo, se seleccionaron las direcciones registradas en las volcanitas de Lesotho como registros fidedignos del CMT pues diferentes autores consideran que los registros paleomagnéticos del CMT en rocas volcánicas (adquiridos prácticamente de manera instantánea) son mucho más confiables que los obtenidos en rocas sedimentarias donde el registro magnético puede quedar abierto hasta mucho después de depositado el sedimento (Hoffman, 1992; Prevôt *et al.*, 2000). En el conjunto de direcciones de las volcanitas de Lesotho se definieron las poblaciones con simetría axial de ambas polaridades y se calculó el ángulo que separa a sus direcciones medias (con una invertida a la polaridad de la otra). El valor angular obtenido se tomó como límite máximo para aceptar o excluir otras poblaciones de acuerdo a como se describe más abajo.

CARACTERISTICAS DE LOS DATOS PALEOMAGNETICOS SELECCIONADOS

Para analizar los datos que no fueron excluidos por los 5 primeros criterios antes mencionados, se utilizó una variante del método descrito en Vizán y Van Zele (2001) para determinar poblaciones axialmente simétricas. En esta oportunidad se trabajó, para cada lugar de muestreo, con las direcciones

que poseen un sentido, independientemente de las que tienen el otro; se calcularon las direcciones medias de ambas polaridades y sendos parámetros estadísticos de acuerdo con Fisher (1953). Se compararon las direcciones medias invirtiendo una a la polaridad de la otra. La distancia angular entre las direcciones medias así obtenidas en las volcánicas de Lesotho fue de 12,5°. Se seleccionaron, entonces, los datos que luego de aplicar la metodología mencionada presentan una distancia angular entre sus direcciones medias menor o igual a dicho valor. Los que presentaron un valor angular mayor se descartaron. Las direcciones del estudio magnetoestratigráfico de Umbria (Lowrie y Channell, 1983) fueron excluidos por dicha razón.

Con las poblaciones de direcciones seleccionadas luego de aplicar este criterio, se calcularon los polos paleomagnéticos (PP's) correspondientes. Para ello se obtuvieron, en cada caso, las direcciones medias de ambas polaridades estables y luego el promedio entre ambas. Con ello se garantizó que las poblaciones estables de una polaridad determinada (sea normal o reversa) con mayor número de datos, no sesgaran a las direcciones promedio con las que se obtuvieron los PP's. Estos PP's se compararon con otros de edades similares obtenidos en el mismo continente o

ámbito geológico. Para ello se seleccionaron PP's de reconocida calidad elegidos en diferentes trabajos (se mencionan posteriormente). La coherencia en la ubicación geográfica de los PP's, sería un indicio de que las correcciones de estructura efectuadas en cada caso, son adecuadas para realizar el análisis que se pretende en este trabajo.

A continuación se mencionan las características de las poblaciones seleccionadas en orden cronológico decreciente (Tabla 1):

1) Magnetoestratigrafía hetangiana y sinemuriana de la cuenca de Paris (Yang *et al.*, 1996). Estos datos paleomagnéticos se obtuvieron en diferentes segmentos de una corona de perforación obtenida en Montcornet (noreste de la Cuenca de Paris). La sucesión estratigráfica corresponde a un lapso que de acuerdo con Gradstein *et al.* (1994) se extiende entre los 205 y 195 Ma. Las direcciones consideradas como magnetizaciones remanentes características (MRC) se compilaron de los estereogramas que presenta el trabajo de Yang *et al.* (1996) y se corrigieron rotando la dirección media de las componentes aisladas hasta los 300° C a la dirección del campo dipolar actual. El número total de direcciones con MRC es 453 de las cuales 270 son direcciones estables de polaridad normal y 169 son reversas. El ángulo entre las direcciones medias normal y reversa es de

Tabla 1. Los paleopolos de Brodno y Djebel Oust se encuentran sin la corrección correspondiente a la rotación de las localidades de muestreo según un eje vertical (véase el texto para más información). Las coordenadas geográficas en el Jurásico corresponden a las edades o lapsos considerados en la columna 8 de esta tabla.

Nombre de la localidad	Ubicación geográfica Actual		N total de direcciones	N de direcciones intermedias	Paleopolo		Edad o lapso (Ma)	Localidad ubicada geográficamente en el Jurásico		Referencias
	Lat.	Long.			Lat.	Long.°E		Lat.	Long.°E	
Cuenca de Paris	49,7° N	4°E	453	14	54,2° N	104,6	205-195	33,3° N	12,2	Yang <i>et al.</i> (1996)
Gargantia de Breggia	45,8° N	9°E	445	153	69° N	123,6	196-176	34,4° N	22,9	Horner y Heller (1983)
Thouars y Airvault	46,9° N	0,1°O	97	32	54,2° N	121,3	188-180	38,6° N	19,6	Galbrun <i>et al.</i> (1988)
Lesotho	29,9° S	28,4°E	84	21	69,4° S	98,1	183- 1	34,9° N	9,1	Prevot <i>et al.</i> (2003) Kosterov y Peirín (1996)
Aguilón y Tosos	41,3° N	1,1°O	249	55	51,7° N	252,6	158-154	22,8° N	8,5	Juárez <i>et al.</i> (1994)
Brodno	49,2° N	18,7°E	217	84	11,7° N	311,5	148-142	23,7° N	10,6	Houša <i>et al.</i> (1999)
Djebel Oust	36° N	10°E	144	32	67,1° N	177,4	154-136	13,5° N	10,5	Nairn <i>et al.</i> (1981)

4,9°. El polo paleomagnético correspondiente a la dirección promedio entre ellas se ubica en: Lat.= 54,2° N; Long.= 104,6° E muy próximo a la posición geográfica del polo de la cantera Xeuilley de 205 Ma (ubicado en 55° N y 100° E, Edel y Düringer 1997) y es contenido por el intervalo de confianza del mismo.

2) Magnetoestratigrafía pliensbaquiana-aaleniana de la garganta de Breggia (Horner y Heller, 1983). Estos datos pertenecen a una sucesión que aflora en los Alpes de Ticino (Suiza) y corresponde a un lapso entre los 196 y 176 Ma en la escala de tiempo de Gradstein *et al.* (1994). Los datos paleomagnéticos de esta sucesión fueron anteriormente utilizados en un análisis del comportamiento del campo geomagnético durante el Jurásico temprano (Vizán y Van Zele, 2001). El número total de direcciones que portan la MRC es 445 de las cuales 118 son direcciones estables de polaridad normal y 174 son reversas. El ángulo entre las direcciones medias normal y reversa es de 10,8°. El polo paleomagnético calculado está ubicado en: Lat.= 69° N; Long.= 123,6° E muy cerca de otro obtenido en calizas de Normandía (Francia) de 193 Ma (Fabrè, 1986 en Edel y Düringer, 1997) ubicado en 68,5° N y 118° E y es contenido por el intervalo de confianza de este último. A su vez, se encuentra en el borde del intervalo de confianza de otro polo de 185 Ma ubicado en 72° S y 100° E, obtenido también en calizas de Normandía por el mismo autor.

3) Magnetoestratigrafía toarciense de Thouars y Airvault (Galbrun *et al.*, 1988). Estos datos paleomagnéticos fueron obtenidos en los estratotipos de Deux-Sèvres (Francia) y la sucesión litológica analizada comprende un lapso entre los 188 y los 180 Ma según la escala de tiempo de Gradstein *et al.* (1994). De acuerdo con los análisis de magnetismo de rocas de Galbrun *et al.* (1988) la magnetita es la principal fase ferrimagnética de las calizas de Thouars y Airvault, y es probable

se aísle una MRC detrítica en dichas rocas. El número total de direcciones portadoras de la MRC es 97 de las cuales 32 son direcciones estables de polaridad normal y 33 son reversas. El ángulo entre las direcciones medias normal y reversa es de 9,3°. El polo paleomagnético correspondiente a la dirección promedio entre ellas se ubica en: Lat.= 54,21° N; Long.= 121,3° E y está contenido por el intervalo de confianza del polo de 185 Ma obtenido en calizas de Normandía (Fabrè, 1986 en Edel y Düringer, 1997) y se encuentra muy cerca de otro de 193 Ma ubicado en 77° N, 135° E obtenido en sedimentitas británicas (Hijab y Tarling, 1982 en Edel y Düringer, 1997).

4) Datos paleomagnéticos de los Basaltos de Lesotho. La reversión del campo geomagnético ocurrida durante el Jurásico temprano y registrada por estas lavas fue reconocida originalmente por van Zijl *et al.* (1962, a, b) en dos secciones: Maseru y Sani Pass (Sud África). Recientemente, Prévot *et al.* (2003) visitaron la localidad de Maseru (Bushmen's Pass) y nuevamente reconocieron la reversión geomagnética empleando equipos más sofisticados y nuevas metodologías de análisis. Existen varias edades radiométricas para los Basaltos de Lesotho, los datos más recientes (Duncan *et al.*, 1997) proveen una edad $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ promedio de 183 ± 1 Ma (toarciense, de acuerdo con la escala de Gradstein *et al.*, 1994). Para llevar a cabo el análisis requerido en el presente trabajo, a los datos de la reversión presentados por Prévot *et al.* (2003) se añadieron los de polaridades estables normales y reversas registradas en los basaltos mencionados y presentados por Kostrov y Perrin (1996). Los datos de ambos trabajos corresponden a unidades de enfriamiento, es decir que cada dirección corresponde a un promedio de direcciones que no pueden diferenciarse al 95 % de confianza y que fueron registradas por un conjunto de lavas sucesivas. Es digno de destacar que en cada lava el registro paleomagnético es prácti-

camente instantáneo, a diferencia de lo que ocurre en un estrato sedimentario en el que el sistema de registro magnético puede estar abierto más tiempo. En el presente trabajo se considera razonable comparar datos que corresponden a unidades de enfriamiento (que involucran direcciones paleomagnéticas medidas en más de una colada de lava) con datos registrados en estratos sedimentarios en los que la dirección paleomagnética medida puede corresponder a una resultante de direcciones que corresponden al intervalo de tiempo durante el cual el sistema de registro permaneció abierto. En el caso de las direcciones de los Basaltos de Lesotho, las unidades de enfriamiento registraron un total de 84 direcciones de MRC, de las cuales 25 son estables de polaridad normal y 38 son estables reversas. Como se mencionara previamente, el ángulo entre las direcciones medias normal y reversa es de $12,5^\circ$. Kosterov y Perrin (1996) efectúan con los PGV's de las direcciones de MRC aisladas, la prueba de reversión propuesta por McFadden y McElhinny (1990) y obtienen un resultado positivo. Sin embargo las poblaciones de direcciones de ambas polaridades son demostrablemente elongadas (no "fisherianas") tal como lo muestran posteriormente Kosterov y Perrin (1996). El polo paleomagnético calculado por el método usado en este trabajo presenta las siguientes coordenadas: Lat.= $69,4^\circ$ S; Long.= $98,1^\circ$ E. Este polo se encuentra próximo a los polos africanos Marangudzi Hill Complex de 186 Ma (Brock, 1968 en Kosterov y Perrin, 1996) ubicado en 70° N y 285° E y Sabie River Basalts de 178 Ma (Henthorn, 1981 en Kosterov y Perrin, 1996) localizado en 66° N y 279° E cuyos intervalos de confianza lo contienen.

5) Magnetoestratigrafía en la sección Oxfordiana media a tardía de Aguilón y Tosos (Juárez *et al.*, 1994). Los datos paleomagnéticos de este trabajo corresponden a una secuencia magnética compuesta por 4

secciones que se solapan situadas en limbos de un anticlinal en la cordillera Ibérica en el este de España. La sucesión estratigráfica analizada corresponde a un lapso que se extiende entre 158 y 154 Ma (de acuerdo con la escala de tiempo de Gradstein *et al.*, 1994). Existe un trabajo de magnetoestratigrafía en la misma sucesión publicado anteriormente (Steiner *et al.*, 1985) en el que se reconocen varias magnetozonas que son comparables con las del trabajo de Juárez *et al.* (1994). Sin embargo, este último trabajo supera al de Steiner *et al.* (1985) ya que se llevaron a cabo desmagnetizaciones detalladas de las muestras que permitieron reconocer una remagnetización de posible edad cretácica, y por lo tanto identificar con mayor precisión la magnetización primaria jurásica tardía. El número total de direcciones portadoras de la MRC es 249 de las cuales 120 son direcciones estables de polaridad normal y 74 son reversas. El ángulo entre las direcciones medias normal y reversa es de $6,8^\circ$. El polo paleomagnético calculado presenta las siguientes coordenadas: Lat.= $51,7^\circ$ N; Long.= $252,6^\circ$ E. Como señala Van der Voo (1993) varios polos jurásicos medios a tardíos obtenidos en calizas europeas son problemáticos y es preferible no emplearlos en comparaciones y reconstrucciones de continentes. Por esta razón solamente se utilizan aquí, para ese lapso, a los tres polos europeos que dicho autor considera sin problemas y se añaden tres polos promedio de Torsvik *et al.* (2001) para Norte América con edades entre 155 y 145 Ma reconstruidos a coordenadas de Europa de acuerdo con los parámetros de dichos autores. El polo aquí calculado se encuentra muy cerca de polos europeos de 165 Ma (ubicado en 74° N y 200° E) y de 149 Ma (ubicado en 66° N y 200° E) luego de haber "cerrado" el Golfo de Vizcaya con el parámetro de reconstrucción de Sibuet y Colette (1991).

6) Magnetoestratigrafía a través del límite Jurásico-Cretácico en la localidad de Brodno (Houša *et al.*, 1999). Este estudio presenta

resultados magnetoestratigráficos y micropaleontológicos obtenidos en calizas que afloran cerca de la localidad de •ilina en el oeste de Eslovaquia. La sucesión estratigráfica estudiada comprende un lapso que se extiende entre 148 y 142 Ma (escala de Gradstein *et al.* 1994). En un trabajo anterior Houša *et al.* (1996), empleando estos datos paleomagnéticos, indican que la localidad de muestreo se encuentra rotada tectónicamente 124° en sentido antihorario según un eje vertical. El número total de direcciones portadoras de la MRC es 217 de las cuales 99 son direcciones estables de polaridad normal y 34 son reversas. El ángulo entre las direcciones medias normal y reversa es de $9,1^\circ$. El polo paleomagnético calculado presenta las siguientes coordenadas: Lat.= $11,7^\circ$ N; Long.= $311,5^\circ$ E. Este polo, después de aplicar la rotación según un eje vertical en la localidad de Brodno se ubica en Lat.= $58,2^\circ$ N; Long.= $153,2^\circ$ E y es contenido por los círculos de confianza de los polos norteamericanos promedio (Torsvik *et al.*, 2001) transferidos a coordenadas geográficas de Europa de 145, 150 y 155 Ma (cuyas coordenadas e intervalos de confianza son respectivamente: Lat.= $63,9^\circ$ N, Long.= $168,5^\circ$ E, $A_{95} = 12^\circ$; Lat.= $62,1^\circ$ N, Long.= $159,1^\circ$ E, $A_{95} = 10,3^\circ$; Lat.= $59,8^\circ$ N, Long.= $152,3^\circ$, $A_{95} = 7,6^\circ$).

7) Magnetoestratigrafía de la sucesión mesozoica superior en el norte de Túnez (Nairn *et al.*, 1981). En el presente trabajo solamente se consideraron los datos de la sección kimeridgiana a valanginiana inferior que aflora en forma continua en la ruta de Djebel Oust, pues Nairn *et al.* (1981) concluyen que en la sección cretácica no pueden aislar una remanencia primaria. La sección analizada cubre un lapso estratigráfico entre 154 y 136 Ma de acuerdo con la escala de tiempo de Gradstein *et al.* (1981). El número total de direcciones portadoras de la MRC es 144 de las cuales 48 son direcciones estables de polaridad normal y 64 son reversas. El ángulo

entre las direcciones medias normal y reversa es de $9,6^\circ$. El polo paleomagnético calculado presenta las siguientes coordenadas: Lat.= $67,1^\circ$ N; Long.= $177,4^\circ$ E no concordando con otros PP's de edades equivalentes para el norte de África. Recientemente Torsvik y Van der Voo (2002) también observaron la discrepancia del PP obtenido por Nairn *et al.* (1981). Ello se debe a que los datos paleomagnéticos de la sección kimeridgiana a valanginiana inferior que consideramos en el presente trabajo poseen una anomalía en la declinación magnética y no en la inclinación; aplicando el método de Beck (1989) y empleando como referencia el PP de 144 Ma considerado por Muttoni *et al.* (2001) se observa que el PP se encuentra rotado antihorariamente 55° según un eje vertical en la localidad de muestreo. En el presente trabajo se interpreta que la región sufrió una rotación tectónica horaria posteriormente al Valanginiano temprano, lo cual es coherente con la transpresión sugerida por Bouaziz *et al.* (2002) durante el Aptiano tardío-Albiano temprano (circa 112 Ma) en Túnez. El polo mencionado, luego de efectuar la rotación de la localidad de muestreo, se encuentra en $58,2^\circ$ N y $153,2^\circ$ E y coincide con polos empleados en el PP promedio de 144 Ma de Muttoni *et al.* (2001).

PALEORECONSTRUCCION DE LAS SECCIONES SELECCIONADAS

Las coordenadas geográficas en el Jurásico de las secciones seleccionadas se determinaron empleando sus PP's y como marco de referencia a hotspots que se los considera fijos (Morgan, 1983). Es decir se supuso que las trazas de hotspots reflejan movimientos de las placas sobre las plumas de calor que permanecen fijas en el tiempo geológico. Esta suposición es discutida por varios autores (i.e. Steinberger *et al.*, 2004) que consideran que los hotspots son móviles. Sin embargo existen casos que podrían ser prácticamente estacio-

narios, por ejemplo el hotspot Marión (Torsvik *et al.*, 1998) y el hotspot Tristán (Steinberger *et al.*, 2004). Cabe señalar que si bien es necesario efectuar más trabajos que permitan diferenciar entre puntos calientes fijos y móviles, el empleo del modelo de Morgan (1983) continua estando en vigencia (i.e Besse y Courtillot 2002, Prévot *et al.*, 2003).

Primeramente hemos transferido las placas Europa y África y los PP's de las secciones de acuerdo con sus edades, empleando los parámetros de reconstrucción de Morgan (1983), lo cual corresponde al movimiento de las placas respecto del marco de referencia de los hotspots. Luego calculamos el desplazamiento del eje "paleomagnético" de rotación de la Tierra en cada caso, con respecto al marco de referencia de hotspots y rotamos las placas empleando polos de Euler ubicados en el Ecuador y perpendiculares al plano que contiene a cada PP y al eje de rotación de la Tierra (Jurdy y Van der Voo, 1974). En los casos en que las secciones pertenecían a localidades que presentaban rotaciones tectónicas según ejes verticales en la localidad de la sección, se efectuaron primeramente las rotaciones correspondientes.

En la Figura 1 se encuentran representados los PGV's de todas las secciones analizadas calculados de acuerdo con las coordenadas geográficas de los sitios de muestreo reconstruídos a coordenadas mesozoicas. Es de destacar que en esta figura la paleoreconstrucción de Pangea corresponde a un modelo para 180 Ma y las localidades de muestreo están reconstruídas para dicha edad geológica. Las zonas de subducción fueron digitalizadas del trabajo de Richards y Engebretson (1992) quienes reconstruyeron dichas zonas de subducción para 180 Ma. La reconstrucción latitudinal de los continentes y las zonas de subducción se efectuó realizando un promedio de los PP's de las sucesiones analizadas reconstruidos previamente al marco de referencia de los hotspots para tiempos jurásicos.

El promedio se realizó considerando que según Prévot *et al.* (2000) no existen movimientos ponderables del eje de rotación con respecto a todo el globo terrestre (movimiento polar verdadero) entre aproximadamente los 200 y los 140 Ma.

ANÁLISIS DE LOS DATOS SELECCIONADOS

En la Figura 1 se representaron los PGV's calculados a partir de las direcciones medidas en las muestras de las localidades seleccionadas (con círculos) conjuntamente con la distribución geográfica de los sitios de muestreo (con estrellas) en un mapa de Pangea para 180 Ma. Nótese que los sitios de muestreo están concentrados, lo cual se discute posteriormente. Los PGV's se encuentran representados de acuerdo con la convención paleomagnética (Prévot y Camps, 1993) del mismo modo en que lo realizaron Laj *et al.* (1991), es decir que se representaron los polos magnéticos sur que corresponden a las direcciones registradas en cada sitio. Cabe destacar que las ecuaciones de magneto-hidrodinámica no varían por un cambio en el signo del campo magnético, por lo cual si una reversión involucra al campo magnético total, el sentido de la reversión (normal-reverso o reverso-normal) es irrelevante (Stevenson, 1983 en Love, 1998). Dado que la latitud de un PGV está en función de la ubicación del lugar de muestreo y de la morfología del CMT, diferenciar con un ángulo de corte PGV's intermedios de estables es arbitrario. Para diferenciar PGV's intermedios de PGV's de los estables, se siguió a Love (1998) y se consideraron intermedios a los que se encuentran entre las latitudes $\pm 60^\circ$. Es importante destacar que cada sitio de muestreo aporta un número distinto de PGV's intermedios, es decir que mientras algunas sucesiones aportan varios polos otras aportan sólo unos pocos. Como lo que se busca es

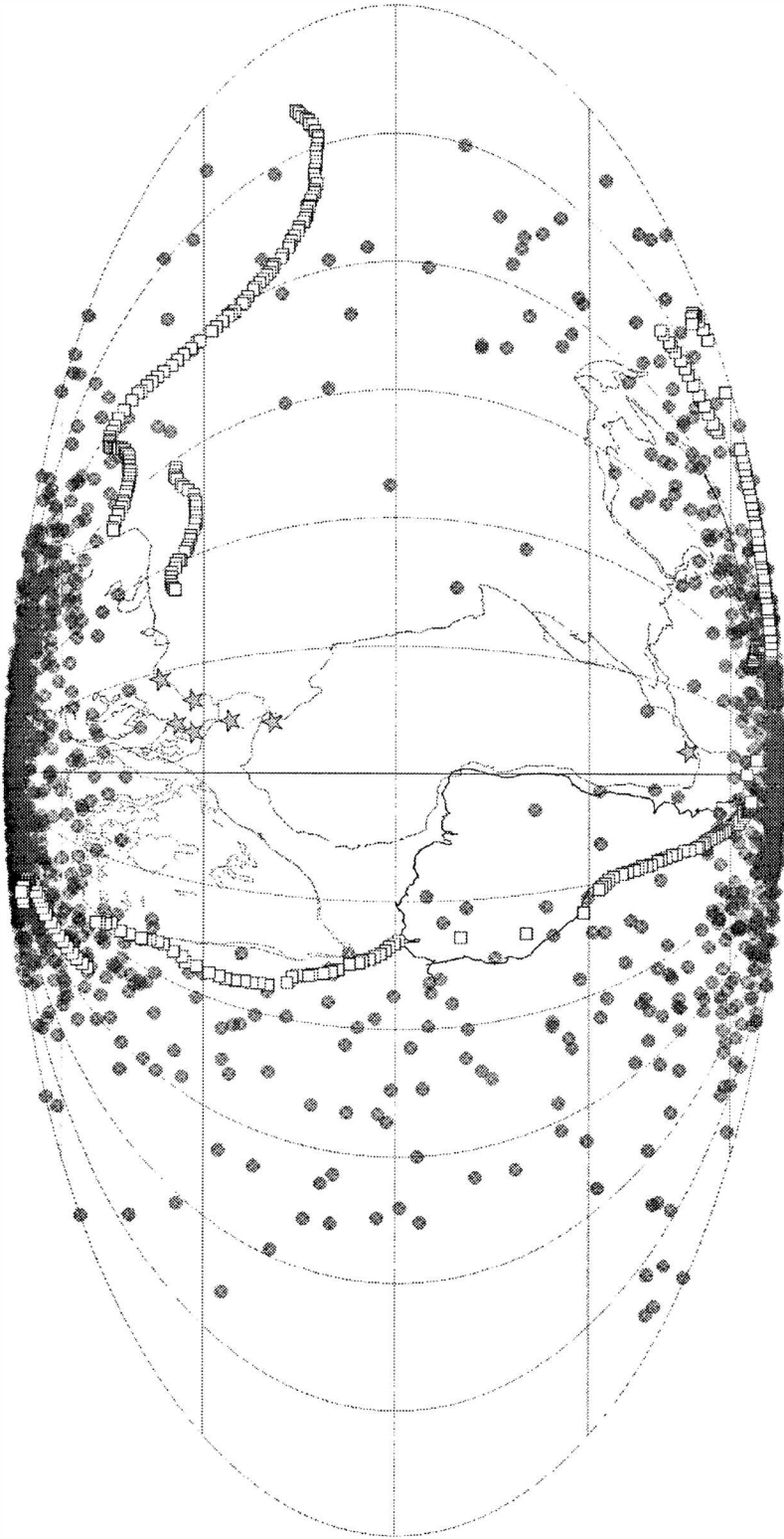


Figura 1. Modelo de Pangea para 180 Ma, zonas de subducción (cuadrados pequeños) propuestas por Richards y Engebretson (1992) y PGV's compilados para este trabajo (círculos pequeños negros) reconstruidos de acuerdo con sus edades (véase texto). Los sitios de muestreo (también reconstruidos a las coordenadas que tenían a los 180 Ma) se señalan con estrellas. El centro de la proyección coincide con el paleo-Ecuador y el paleo-meridiano de cero grado.

probar la hipótesis que sugiere que los PGV's intermedios jurásicos se distribuyen a lo largo de bandas longitudinales preferenciales que podrían coincidir con las zonas de subducción de Pangea, no es correcto contar a todos los PGV's de las distintas sucesiones con el mismo peso; si el análisis se hiciera de este modo el resultado estaría sesgado por las sucesiones que poseen mayor número de PGV's intermedios, en desmedro de nuestro objetivo de encontrar patrones que sólo podrían ser evidenciados al considerar los datos de todas las sucesiones seleccionadas.

Por tal motivo, se empleó el método propuesto por Love (1998), en el que se pesa cada PGV intermedio de una sucesión registrada en un sitio determinado, por $(\cos \lambda)/N_i$. El término $\cos \lambda$ (donde λ es la latitud del PGV) le otorga mayor peso a los PGV's con bajas latitudes lo cual le resta peso al ángulo de corte arbitrario que se emplea para diferenciar datos intermedios de estables, y potencia, por otro lado, a PGV's que se encuentran cerca del Ecuador y en general son más difíciles de ser registrados en una sucesión estratigráfica. N_i es el número total de PGV's intermedios de la sucesión registrada en un sitio determinado, lo cual asegura que los datos de cada sitio son pesados apropiadamente. Es de destacar que Love (1998) aplica esta metodología siempre que en el registro de un sitio exista un mínimo de tres PGV's intermedios, criterio que se cumple en las sucesiones de datos aquí seleccionadas.

Los PGV's intermedios, pesados y en las coordenadas geográficas que presentaban sus sitios durante el Jurásico, fueron contabilizados en áreas de 10° de latitud por 10° de longitud. En la Figura 2 estos PGV's se encuentran representados sobre un mapa en forma de histograma con escala de grises. En el mismo el sombreado oscuro indica una baja concentración de PGV's y el sombreado claro una alta concentración de éstos. En el mapa también se representan las zonas de

subducción de Pangea para 180 Ma de acuerdo con Richards y Engebretson (1992). El centro de la proyección coincide con el paleo-Ecuador y el paleo-meridiano de cero grado.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Existen dos características de la base de datos que se analiza en este trabajo que se contraponen a una interpretación en la que se considere a la distribución de PGV's en relación directa con un fenómeno geomagnético o bien a un control de la configuración del manto sobre el comportamiento del CMT. 1) Por un lado, y como se observa en la Figura 1 los sitios de muestreo de las sucesiones seleccionadas se encuentran aproximadamente agrupados longitudinalmente y prácticamente a 90° de la mayor concentración de PGV's. Por lo cual no pasarían la "prueba del rotador" de McFadden *et al.* (1993) que requiere que la distribución de los sitios de muestreo sea homogénea y la distribución preferencial de los PGV's podría ser debida a un artefacto matemático (Egbert 1992). En el caso de las reversiones cenozoicas de los últimos 15 Ma, Zhu *et al.* (1994) logran superar esta controversia porque obtienen PGV's de reversiones cenozoicas en un sitio que se encuentra sobre el camino de reversiones de Asia-Europa y consideran sólo sitios en los que se registran reversiones y descartan aquellos que registran excursiones. Los sitios en los que se registran reversiones cenozoicas presentaban una distribución homogénea, por lo cual la distribución preferencial de PGV's transicionales podía ser considerada como un fenómeno físico real. En el caso de las sucesiones jurásicas ello es muy difícil de lograr, ya que es prácticamente imposible obtener datos confiables de sitios de muestreo distribuidos en Pangea homogéneamente y sobre las zonas donde se distribuyen los PGV's intermedios. Obviamente a esta altura del conocimiento

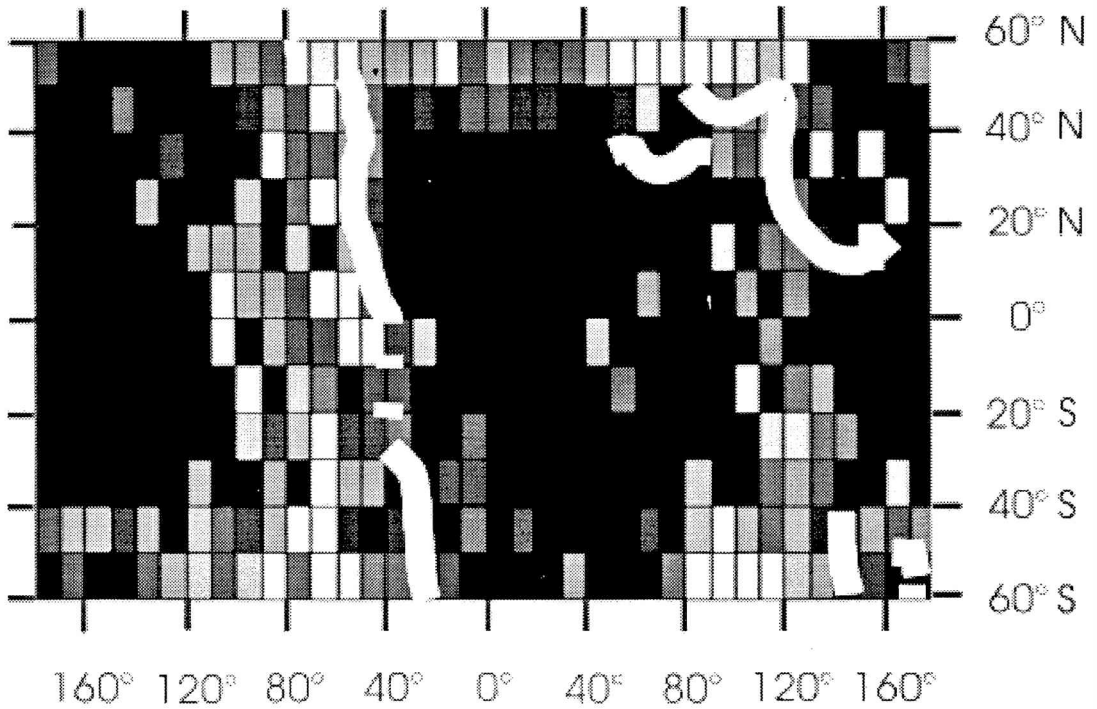


Figura 2. Mapa en forma de histograma con escala de grises donde se encuentran contabilizados PGV's intermedios (entre los paralelos $\pm 60^\circ$) jurásicos a cretácicos inferiores reconstruidos de acuerdo con sus edades. Los PGV's fueron previamente pesados con el método de Love (1998) $[(\cos \lambda)/N_1]$ y luego contabilizados en áreas de 10° de latitud por 10° de longitud. Gris claro (oscuro) indica alta (baja) concentración de PGV's. Las líneas blancas corresponden a zonas de subducción de Pangea para 180 Ma según Richards y Engebretson (1992). El centro de la proyección coincide con el paleo-Ecuador y el paleo-meridiano de cero grado.

del CMT jurásico, también es imposible diferenciar PGV's intermedios que corresponden a reversiones de aquellos que corresponden a excursiones y eventos. Cabe destacar que de acuerdo con Egbert (1992) el hecho de que los sitios de muestreo se encuentren aproximadamente a 90° de la mayor concentración de PGV's no descarta de manera absoluta que dicha distribución sea debida a un fenómeno físico. Es decir, una distribución preferencial de PGV's intermedios jurásicos puede deberse a un fenómeno físico o a un artefacto, y no existen por ahora argumentos que impongan una interpretación sobre la otra. 2) Por otro lado, con excepción de los datos de las volcanitas de Lesotho, todos los otros datos fueron

registrados en rocas sedimentarias. De acuerdo con Langereis *et al.* (1992) los caminos longitudinales de PGV's pueden ser un artefacto debido al registro magnético de las rocas sedimentarias. Según dichos autores las direcciones intermedias registradas corresponderían en realidad a un promedio de direcciones estables que no son antípodas y no a direcciones verdaderas de una reversión. Sin embargo, Gubbins (1998) ha señalado que este argumento es espurio, indicando que si una reversión se define entre dos campos estables bien definidos, entonces direcciones estables no antípodas indican una fuerte asimetría N-R, de la que no existen prácticamente evidencias. Nótese que una asimetría pronunciada implicaría que a las

direcciones normales y reversas estables de igual edad y de un mismo lugar de muestreo, les corresponderían polos paleomagnéticos diferentes y las curvas de desplazamiento polar aparente de los continentes deberían diferenciarse de acuerdo con la polaridad del campo, lo cual se opone al *status quo* de la disciplina paleomagnética (véase por ejemplo Van der Voo, 1993). Es decir que no existen evidencias definitivas que avalen la argumentación de Langereis *et al.* (1992) y sin descartar dicha postura, existe la posibilidad de que los caminos longitudinales de PGV's intermedios generados a través de direcciones de rocas sedimentarias reflejen un fenómeno geomagnético verdadero.

La interpretación que se efectúa a continuación está entonces sujeta a la incertidumbre derivada de los registros con que contamos y si bien el análisis se efectúa considerando que los PGV's intermedios jurásicos pueden reflejar un fenómeno geomagnético verdadero, queda abierta la posibilidad de que en realidad dichos PGV's correspondan a artefactos de diferentes orígenes.

En la Figura 2 se puede observar que los PGV's intermedios pesados y contabilizados previamente empleando las metodologías de Love (1998) se distribuyen preferencialmente en bandas longitudinales semejantes a las de los PGV's intermedios seleccionados por Laj *et al.* (1991). En este mapa se reconocen las zonas preferenciales de los PGV's intermedios jurásicos una vez que fueron pesados y contabilizados como se señaló anteriormente y las zonas de subducción de Pangea para el intervalo entre los 180 Ma y los 150 Ma de acuerdo con Richards y Engebretson (1992).

En la Figura 3a se representó el mapa de histogramas con escala de grises de la Fig. 2; pero con el centro de la proyección en el Ecuador y en el meridiano de 180° E. Tanto los PGV's como las zonas de subducción fueron reconstruidas por la grilla de puntos

calientes de Morgan (1983) y luego al eje de rotación "paleomagnético" haciendo coincidir el polo paleomagnético promedio con las latitudes ± 90 grados. En la Figura 3b están representadas las zonas de mayor velocidad de onda sísmica en el límite manto-núcleo, modelo L02.45.45 de Dziewonsky (1984), y las zonas de subducción de Pangea en este caso sólo están reconstruidas por la grilla de hotspots de Morgan (1983). Visualmente en la Figura 3a, se puede reconocer que existe una buena correlación entre las zonas de subducción y las zonas de mayor concentración de PGV's intermedios, sin embargo se puede ver que las zonas de subducción se distribuyen fundamentalmente en márgenes de las zonas preferidas por dichos PGV's. En la Figura 3b se puede observar que las mismas zonas de subducción también se encuentran en márgenes de las zonas de mayor velocidad de onda sísmica en el límite manto-núcleo. Si se comparan las Figura 3a y b empleando a las zonas de subducción como referencia, se observa que los PGV's intermedios jurásicos luego de ser pesados y contabilizados adecuadamente, visualmente se correlacionan con las zonas de mayor velocidad de onda sísmica, como fuera observado por Vizán *et al.* (1994) con una selección de datos menos rigurosa y sin pesar convenientemente los PGV's compilados. Es importante destacar que la correlación mencionada implicaría un control del límite manto-núcleo en las reversiones jurásicas. Por otro lado, si bien las zonas de subducción se distribuyen en márgenes de las zonas preferidas por los PGV's intermedios jurásicos, es posible que exista una correlación entre la distribución de ambas zonas, lo cual implicaría una conexión entre las reversiones del CMT durante el Jurásico y la tectónica de placas.

Agradecimientos. Agradecemos al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por financiar este trabajo a través

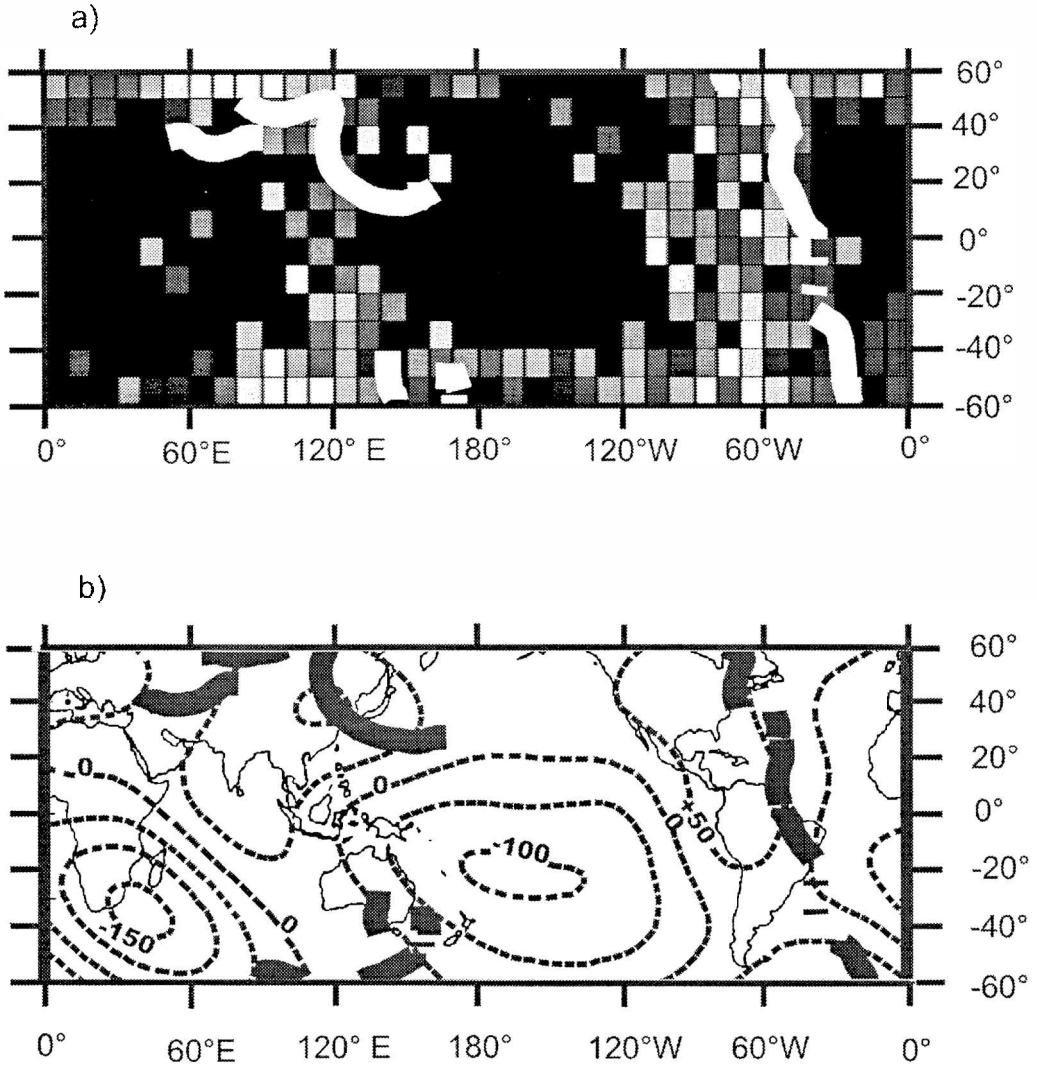


Figura 3. Las zonas de subducción en a) y b) se diferencian porque en el primer caso las mismas están referidas al eje de rotación jurásico y en el segundo al eje de rotación actual. **a)** Mapa en forma de histograma con escala de grises como el de la Fig. 2 pero centrado en el paleo-Ecuador y el meridiano de 180°. Los PGV's y las zonas de subducción de Pangea están reconstruidas a la grilla de hotspots (Morgan, 1983) y al eje de rotación "paleomagnético" jurásico calculado en este trabajo (reconstruido a $\pm 90^\circ$ de latitud). **b)** Mapa geográfico actual y anomalías de velocidad de onda sísmica en el límite manto núcleo (Dziewonski, 1984). Los intervalos de contorno se representan cada 50 m/s. Las líneas negras señalan las zonas de subducción de Pangea para 180 Ma, reconstruidas a la grilla de hotspots (Morgan, 1983).

del proyecto PEI 6071/01 (resolución No. 1194/03) otorgado a uno de los autores (H.V.). Extendemos nuestro agradecimiento al Departamento de Ciencias Geológicas de la

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (Universidad de Buenos Aires) donde desarrollamos nuestras investigaciones. Agradecemos, también, a los dos árbitros

anónimos que sugirieron correcciones y atendibles mejoras a este trabajo.

REFERENCIAS

- Anson, G.L. and K.P. Kodama. 1987. Compaction-induced inclination shallowing of post-depositional remanent magnetization in a synthetic sediment. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 88, 673-692.
- Beck, M.E., 1989. Paleomagnetism of continental North America: implications for displacements of crustal blocks within the western cordillera, Baja California to British Columbia. In *Geophysical framework of the continental United States* (eds. L.C. Pakiser and W.D. Mooney), pp. 471-492. Geological Society of America, *Memoir* 72.
- Besse, J. and V. Courtillot. 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *Journal of Geophysical Research*, 107, B11, 2300, doi: 10.1029/2000, JB 000050.
- Bouaziz S., E. Barrier, M. Soussi, M.M. Turki and H. Zouari. 2002. Tectonic evolution of northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics*, 357, 227-253.
- Channell, J.E.T., F. Massari, A. Benetti and N. Pezzoni. 1990. Magnetostratigraphy and Biostratigraphy of Callovian-Oxfordian limestones from Trento Plateau (Monti Lessini, northern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 79, 289-303.
- Duncan, R.A., P.R. Hooper, J. Rehacek, J.S. Marsh and A.R. Duncan. 1997. The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. *Journal of Geophysical Research*, 102, 18127-18138.
- Dziewonski, A., 1984. Mapping the Lower Mantle: Determination of Lateral Heterogeneity in *P* Velocity up to Degree and Order 6. *Journal of Geophysical Research*, 89, B7, 5929-5952.
- Edel, J.B. and Ph. Düringer. 1997. The apparent polar wander path of the European plate in Upper Triassic-Lower Jurassic times and the Liassic intraplate fracturing of Pangaea: new palaeomagnetic constraints from NW France and SW Germany. *Geophysical Journal International*, 128, 331-344.
- Egbert, G.D., 1992. Sampling bias in VGP longitudes. *Geophysical Research Letters*, 19, 2353-2356.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London, Series A.*, vol. 217, 295-305.
- Galbrun, B., J. Gabilly and L. Rasplus. 1988. Magnetostratigraphy of the Toarcian stratotype at Thouars and Airvault (Deux-Sèvres, France). *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 453-462.
- Galbrun, B., F. Baudin, E. Fourcade and P. Rivas. 1990. Magnetostratigraphy of the Toarcian Ammonitico Rosso Limestones at Iznalloz, Spain. *Geophysical Research Letters*, 17, 12, 2441-2444.
- Gradstein, F.M., F.P. Agterberg, J.G. Ogg, J. Hardenbol and P. van Veen. Thierry, J. and Huang, Z., 1994. A Mesozoic time scale. *Journal of Geophysical Research*, 99, 24,051-24074.
- Gubbins, D., 1998. Interpreting the Paleomagnetic Field. *The Core-Mantle Boundary Region, Geodynamics* 28 (American Geophysical Union), 167-182.
- Hoffman, K.A., 1992. Dipolar reversal states of the geomagnetic field and core-mantle dynamics. *Nature*, 359, 789-794.
- Horner, F. and F. Heller. 1983. Lower Jurassic magnetostratigraphy at the Breggia Gorge (Ticino, Switzerland) and Alpe Turati (Como, Italy). *Geophysical Journal International*, 73, 705-718.
- Houša, V., M. Krs. M. Krsová, O. Man and P. Pruner. 1996. Magnetostratigraphy of Jurassic-Cretaceous limestones in the Western Carpathians. *Palaeomagnetism and tectonics of the Mediterranean Region* (Tarling, D.H. y Morris, A., eds.). Geological Society Special Publication, 105, 185-194.
- Houša, V., M. Krs. M. Krsová, O. Man, P. Pruner, and D. Venhodová. 1999. High-resolution magnetostratigraphy and micropalaeontology across the J/K boundary strata at Brodno near Zilina, western Slovakia: summary of results. *Cretaceous Research*, 20, 699-717.

- Iglesia Llanos, M.P. 1997. Magnetoestratigrafía y paleomagnetismo del Jurásico inferior marino de la Cuenca Neuquina, República Argentina. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires, pp. 337.
- Iglesia Llanos, M.P. and A.C. Riccardi. 2000. The Neuquén Basin composite section: magnetostratigraphy and biostratigraphy of the marine coger Jurassic from the Neuquén basin (Argentina). *Earth and Planetary Science Letters*, 181, 443-457.
- Juárez, M.T., M.L. Osete, G. Meléndez, C.G. Langereis and J.D.A. Zijderveld. 1994. Oxfordian magnetostratigraphy of the Aguilón and Tosos sections (Iberian Range, Spain) and evidence of a pre-Oligocene overprint. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 85, 195-211.
- Jurdy, D.M. and R. Van der Voo. 1974. A method for the separation of true polar wander and continental drift including results for the last 55 million years. *Journal of Geophysical Research*, 79, 2945-2952.
- Kirschvink, J.L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62, 699-718.
- Kodama, K.P. and W. Sun. 1992. Magnetic anisotropy as a correction for compaction-induced paleomagnetic inclination shallowing. *Geophysical Journal International*, 111, 465-469.
- Kosterov, A.A. and M. Perrin. 1996. Paleomagnetism of the Lesotho basalt, southern Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 139, 63-78.
- Kývalová, H., O. Ěadek and D.A. Yuen. 1995. Correlation analysis between subduction in the last 180 Myr and lateral seismic structure of the lower mantle: Geodynamical implications. *Geophysical Research Letters*, 22, 1281-1284.
- Laj, C., A. Mazaud, R. Weeks, M. Fuller and E. Herrero-Bervera. 1991. Geomagnetic Reversal Paths. *Nature*, 351, 447.
- Langereis, C.G., A.A. van Hoof and Rochette, P. 1992. Longitudinal confinement of geomagnetic reversal paths as a possible sedimentary artefact. *Nature*, 358, 226-229.
- Love, J.J., 1998. Paleomagnetic volcanic data and geometric regularity of reversals and excursions. *Journal of Geophysical Research*, 103, 12,435-12,452.
- Lowrie, W. and J.E.T. Channell. 1983. Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary in the Maiolica limestone (Umbria, Italy). *Geology*, 12, 44-47.
- McFadden, P.L. and M.W. McElhinny. 1988. The combined analysis of remagnetization circle and direct observation in paleomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 161-172.
- McFadden, P.L. and M.W. McElhinny. 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, 103, 725-729.
- McFadden, P.L., C.E. Barton, and R. Merrill. 1993. Do virtual geomagnetic poles follow preferred paths during geomagnetic reversals? *Nature*, 361, 342-344.
- Moreau, M.G., H. Bucher, A.M. Bodergat and J. Guex. 2002. Pliensbachian magnetostratigraphy: new data from Paris Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 203, 755-767.
- Moreau, M.G., M. Ader and J. Enkin. 2005. The magnetization of clay-rich rocks in sedimentary basins: low-temperature experimental formation of magnetic carriers in natural samples. *Earth and Planetary Science Letters*, 230, 193-210.
- Morgan, W.J., 1983. Hotspot tracks and early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics*, 94, 123-139.
- Muttoni, G., E. Garzanti, L. Alfonsi, S. Cirilli, D. Germani and W. Lowrie. 2001. Motion of Africa and Adria since the Permian: Paleomagnetic and paleoclimatic constraints from northern Libya. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 159-174.
- Nairn, A.E., T.J. Schmitt and M.E. Smithwick. 1981. A palaeomagnetic study of the upper Mesozoic succession in Northern Tunisia. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 65, 1-18.
- Opdyke, N.D. and J.E.T. Channell, 1996. Magnetic stratigraphy. *International Geophysics Series* (Dmowska R. and Holton J.R., eds.), pp. 346.
- Prévot, M. and P. Camps, 1993. Absence of preferred longitudinal sectors for poles from

- volcanic records of geomagnetic reversals. *Nature*, 366, 53-57.
- Prévot, M., E. Mattern, P. Camps and M. Daignières. 2000. Evidence for a 20° tilting of the Earth's rotation axis 110 million years ago. *Earth and Planetary Science Letters*, 179, 517-528.
- Prévot, M., N. Roberts, J. Thompson, L. Faynot and M. Perrin. 2003. Revisiting the Jurassic geomagnetic reversal recorded in the Lesotho Basalt (Southern Africa). *Geophysical Journal International*, 155, 367-378.
- Richards, M.A., and D.C. Engebretson. 1992. Large-scale mantle convection and the history of subduction. *Nature*, 355, 437-440.
- Sibuet, J.C. and B.J. Colette, 1991. Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: New constraints on the kinematic evolution. *Geology*, 19, 522-525.
- Steinberger, B., R. Sutherland and O'Connell, R., 2004. Prediction of Emperor-Hawaii seamount locations from a revised model of global plate motions and mantle flow. *Nature*, vol. 430 (6996), 167-173.
- Steiner, M. and C.E. Helsley. 1975. late Jurassic magnetic polarity sequence. *Earth and Planetary Science Letters*, 27, 108-112.
- Steiner, M.B., J.G. Ogg, G. Melendez and L. Sequeiros. 1985. Jurassic magnetostratigraphy, 2. Middle-Late Oxfordian of Aguilon, Iberian Cordillera, northern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 76, 151-166.
- Tarling, D.H., M. Iorio and B. D'Argenio. 1999. Geomagnetic long-term secular variations in Italian Cretaceous shallow-water carbonates. *Geophysical Journal International*, 137, 713-722.
- Torsvik, T.H., R.D. Tucker, L.D. Ashwal, E.A. Eide, N.A. Raktosolofa and M.J. de Wit. 1998. Late Cretaceous magmatism in Madagascar: palaeomagnetic evidence for a stationary Marion hotspot. *Earth and Planetary Science Letters*, 164, 221-232.
- Torsvik, T.H., R. Van der Voo, J.G. Meert, J. Mosar and H. Walderhaug. 2001. Reconstructions of the continents around the North Atlantic at about the 60th parallel. *Earth and Planetary Science Letters*, 187, 55-69.
- Torsvik, T.H. and R. Van der Voo. 2002. Refining Gondwana and Pangea palaeogeography: estimates of Phanerozoic non-dipole (octupole) fields. *Geophysical Journal International*, 151, 771-794.
- Van der Voo, R., 1993. *Palaeomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans*. Cambridge University Press. Cambridge, pp 411.
- van Zijl, J.S.V., K.W.T. Graham and A.L. Hales. 1962a. The palaeomagnetism of the Stormberg lavas of South Africa 1: evidence for a genuine reversal of the Earth's field in Triassic-Jurassic times. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 7, 23-39.
- van Zijl, J.S.V., K.W.T. Graham and A.L. Hales. 1962b. The palaeomagnetism of the Stormberg lavas of South Africa 2: the behaviour of the magnetic field during a reversal. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 7, 169-182.
- Vizán, H., R. Somoza, M.J. Orgeira, C.A. Vásquez, M. Mena and Vilas, J.F., 1994. Late Palaeozoic-Mesozoic geomagnetic reversal paths and core-mantle boundary. *Geophysical Journal International*, 117, 819-826.
- Vizán, H. and M.A. Van Zele. 1995. Analysis of a lower Jurassic geomagnetic reversal based on a model that relates transitional fields to variations of flux on the core surface. *Studia Geophysica et Geodætica*, 39, 177-188.
- Vizán, H. and M.A. Van Zele. 2001. Analysis of the early Jurassic geomagnetic data recorded at the Breggia Gorge (Ticino, Switzerland). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 125, 19-29.
- Wen, L. and D.L. Anderson. 1995. The fate of slabs inferred from seismic tomography and 130 million years of subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 133, 185-198.
- Yang, Z., M.G. Moreau, H. Bucher, J.L. Dommergues and A. Trouiller. 1996. Hettangian and Sinemurian magnetostratigraphy from Paris Basin. *Journal of Geophysical Research*, 101, B4, 8025-8042.
- Zhu, R., C. Laj and A. Mazaud. 1994. The Matuyama-Brunhes and upper Jaramillo transitions recorded in a Loess Section at Weinan, north-central China. *Earth and Planetary Science Letters*, 125, 143-158.
- Zijderveld, J.D.A. 1967. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. *Methods in palaeomagnetism* (Collinson, D.W., Creer, K.M. y Runcorn, S.K. eds.). *Developments in Solid Earth Physics* 3, Elsevier, Amsterdam, 254-258.

OBTENCION DE SERIES TEMPORALES DE LOS PARAMETROS DE STOKES A PARTIR DE MODELOS GEOFISICOS GLOBALES Y SU RELACION CON LAS VARIACIONES EN LOS ERP.

Laura Fernández^{1,2}, Harald Schuh³ y Claudio Brunini^{1,2}

¹ Facultad de Cs. Astronómicas y Geofísicas. Univ. Nac. de La Plata. (FCAGLP-UNLP).

Paseo del Bosque s/n, B1900FWA, La Plata, Argentina.

Email: lauraf@fcaglp.unlp.edu.ar, claudio@fcaglp.unlp.edu.ar.

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Argentina.

³ Institute of Geodesy and Geophysics, Vienna University of Technology, Gusshausstr. 27-29, 1040, Vienna, Austria. Email: hschuh@luna.tuwien.ac.at

RESUMEN

Los cambios en la distribución de masa a nivel global en nuestro planeta modifican su tensor de inercia y provocan cambios en el potencial gravitatorio terrestre. Este fenómeno también provoca cambios en la rotación terrestre que se ponen de manifiesto a través de variaciones en los parámetros de la rotación (ERP, Earth Rotation Parameters).

En este trabajo, desarrollamos un método matemático para vincular los cambios temporales en los coeficientes de Stokes del desarrollo del potencial terrestre, con las variaciones a las coordenadas del polo verdadero de rotación con respecto de la posición de un polo medio convencional. A través de este método, puede evaluarse el fenómeno de movimiento del polo considerando únicamente las funciones de excitación por términos de masa para un dado efecto geofísico en particular.

El método también puede usarse para validar modelos geofísicos que involucren redistribuciones globales de masa. Efectivamente, podría construirse una serie temporal de variaciones al campo gravítico total a partir de mediciones provenientes de las misiones espaciales CHAMP y GRACE. Con esta serie sería posible construir una serie temporal medida de variaciones en los parámetros de Stokes que nos permita validar las redistribuciones globales de masa predichas por el modelo adoptado.

Palabras clave: potencial terrestre, parámetros de la rotación terrestre, variaciones a la rotación terrestre

ABSTRACT

The global mass changes in our planet modify its inertia tensor causing thus, its gravity potential to change. This phenomenon also causes the Earth rotation to change. Such variations can be monitored through the variations at the Earth Rotation Parameters (ERP).

We developed the mathematical method to link the temporal variations to the Stokes coefficients to the polar motion. Following this method we will be able to evaluate just the mass term contributions to the polar motion. To that end, we must evaluate the polar motion excitation functions from a given global geophysical model distinguishing between mass and motion terms. The procedure can also be useful to validate global dynamical models involving temporal mass redistributions into the system Earth. This last can be achieved from a measured time series of the Earth gravity field variations as we would get from space missions such as CHAMP or GRACE.

Keywords: Earth gravity field, Earth Rotation Parameters (ERP), Earth rotation variations.

INTRODUCCION

La determinación del campo gravitatorio global no fue posible sino hasta la década del '70, con el lanzamiento de los primeros satélites artificiales. Durante las pasadas 3 décadas, se usó el seguimiento orbital a satélites artificiales para la determinación global del campo gravitatorio terrestre como un problema inverso. La aplicación de satélites altos, como los utilizados para Satellite Laser Ranging (SLR) solo nos pueden proveer información del campo gravitatorio en longitudes de onda largas (Wahr *et al.*, 1998). Por el contrario, se necesitan satélites bajos para longitudes de onda cortas. Sin embargo, la precisión para la inversión del campo gravitatorio a partir de las orbitas de tales satélites, esta degradado en todas las longitudes de onda por el efecto de fuerzas no gravitacionales tales como el rozamiento atmosférico.

Dado que las órbitas de los satélites son sensibles a los cambios en el campo gravitatorio terrestre, las medidas de las variaciones a los parámetros orbitales perturbados se usan para determinar las variaciones de los coeficientes armónicos esféricos de bajo grado del campo gravitatorio terrestre. Sin embargo, estas determinaciones estaban "congeladas" en el rango temporal.

Con el objetivo de mejorar el conocimiento y a la resolución del campo gravitatorio terrestre, se han realizado tres misiones espaciales usando satélites. La determinación de una serie temporal de parámetros de Stokes adquiere sentido a partir del año 2000 con el lanzamiento de la primera misión espacial con el objetivo de mejorar el conocimiento y la resolución del campo gravífico terrestre.

Las misiones CHAMP (CHALLENGING Minisatellite Payload), GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) y GOCE en el futuro cercano, nos permiten recrear el campo gravitatorio global de la Tierra con un

gran incremento en la resolución espacial y temporal.

Los cambios en la rotación terrestre (movimiento del polo y variaciones a la longitud del día) son causados por diferentes efectos geofísicos actuando a nivel global. En general, las fuentes de excitación geofísica a la rotación terrestre, se expresan como la suma de términos de movimiento (vientos, corrientes oceánicas, etc.) y términos de masa debidos a procesos dinámicos que modifican el tensor de inercia terrestre.

En efecto, los cambios de distribución de masa en la Tierra proveniente de las capas fluidas superficiales, provoca cambios en el campo gravitatorio terrestre y al mismo tiempo, modifican el tensor de inercia del planeta. Por esta última razón, las redistribuciones de masa en el planeta se vinculan con las variaciones en la rotación terrestre.

Además, las variaciones de corto periodo en los EOP (Earth Orientation Parameters), pueden usarse para corregir las mediciones de CHAMP y GRACE y viceversa: las variaciones de medio y largo periodo detectados en el potencial terrestre pueden usarse para comparación y validación de los cambios en la rotación terrestre, en una determinada banda de frecuencias. Debido a este nuevo incremento en precisión para la determinación del campo de la gravedad, cobra sentido explorar redistribuciones globales de masa de pequeña amplitud e ignoradas en el pasado.

En este trabajo detallaremos el procedimiento seguido para obtener series temporales de los coeficientes de Stokes a partir de modelos geofísicos globales y de este modo las funciones de excitación a las variaciones de la rotación terrestre debidos sólo a los términos de masa. En la próxima sección desarrollaremos matemáticamente los vínculos entre los coeficientes de Stokes, que expresan la influencia sobre el campo gravífico de los cambios en la densidad superficial de masa producidos por un dado efecto geofísico y la

variación a los parámetros de la rotación terrestre (ERP, Earth Rotation Parameters), motivados en el cambio en el tensor de inercia de la Tierra.

Luego, detallamos el proceso para obtener la variación de los parámetros de Stokes a partir de un dado modelo geofísico para las redistribuciones globales de densidad.

En la misma sección se incluye un ejemplo de aplicación del procedimiento para el modelo global de el almacenamiento de aguas continentales desarrollado por el NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Centers for Atmospheric Research) (Kalnay *et al.*, 1996).

VINCULO ENTRE LAS REDISTRIBUCIONES DE MASA Y LAS VARIACIONES A LA ROTACIÓN TERRESTRE

Campo gravitatorio terrestre

En Geodesia, es habitual expresar el potencial gravitatorio terrestre como un desarrollo en coordenadas esféricas (r, θ, λ) según (Torge, 2001)

$$W(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r} \left[1 + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r} \right)^n (C_{nm} \cos(m\lambda) + S_{nm} \sin(m\lambda)) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \right] \quad (1)$$

donde \bar{P}_{nm} son las funciones asociadas de Legendre normalizadas, a es el radio ecuatorial de la Tierra, G es la constante de gravitación y M la masa de la Tierra.

Las \bar{P}_{nm} están dadas por:

$$\bar{P}_{nm} = \sqrt{\frac{(2 - \delta_{m0})(2n+1)(n-m)!}{(n+m)!}} P_{nm}$$

donde P_{nm} refiere a las funciones asociadas de Legendre.

Los coeficientes reales adimensionales C_{nm} y S_{nm} , denominados parámetros de Stokes o

coeficientes armónicos esféricos, están dados por (Torge, 2001)

$$\left. \begin{matrix} C_{nm} \\ S_{nm} \end{matrix} \right\} = \frac{2(n-m)!}{M(n+m)} \int_{\text{Volumen}} \left(\frac{r}{a} \right)^n P_{nm}(\cos \theta) \begin{Bmatrix} \cos(m\lambda) \\ \sin(m\lambda) \end{Bmatrix} \sin \theta \, d\theta \, dr \, d\lambda \quad (2)$$

Nótese que los términos no-triviales comienzan con $n = 2$.

El potencial terrestre también puede expresarse como una serie de funciones armónicas esféricas según la ecuación diferencial de Laplace

$$\Delta W(r, \theta, \lambda) = 0 \quad (3)$$

La solución de la ecuación (3) se satisface con aquellas funciones con primeras y segundas derivadas continuas conocidas como funciones armónicas esféricas.

Así resultará,

$$W(r, \theta, \varphi) = G \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=-n}^n \frac{4\pi}{2n+1} \Gamma_{nm} \frac{1}{r^{n+1}} Y_{nm}^*(\theta, \lambda) \quad (4)$$

donde $Y_{nm}(\theta, \lambda)$ refieren a funciones armónicas esféricas de grado n y orden m definidas por

$$Y_{nm}(\theta, \lambda) = (-1)^m \sqrt{\frac{(2n+1)(n-m)!}{4\pi(n+m)!}} P_{nm}(\cos \theta) e^{im\lambda}$$

y donde los coeficientes complejos

$$\Gamma_{nm} = \int_{\text{Volumen}} \Delta \rho(r, \theta, \lambda) r^n Y_{nm}(\theta, \lambda) \, dV \quad (5)$$

se denominan momentos multipolares de la distribución de densidad ($\Delta \rho(r)$).

Comparando la expresión (1) con su equivalente (4), quedará (Chao and Gross, 1987)

$$C_{nm} + i S_{nm} = \frac{K_{nm}}{M a^n} \Gamma_{nm}; \quad m = 0, 1, L, \dots, n \quad (6)$$

donde

$$K_{nm} = (-1)^m \frac{2\sqrt{(2-\delta_{m0})\pi}}{(2n+1)}$$

La expresión (6) relaciona la cantidad física Γ_{nm} (compleja) con los parámetros geodésicos de nuestro interés, esto es, los coeficientes de Stokes (reales).

Assumiendo que un cambio temporal en el potencial terrestre admite escribirse en función de las variaciones temporales a los coeficientes de Stokes, usando (1) dicho cambio se expresará como (Wahr *et al.*, 1998), (Chao and Gross, 1987)

$$\Delta W(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r} \left[1 + \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r} \right)^n (\Delta C_{nm} \cos(m\lambda) + \Delta S_{nm} \sin(m\lambda)) \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \right] \quad (7)$$

Luego, usando (2) y reemplazando (6), obtendremos la variación a los coeficientes de Stokes en función de la redistribución de densidad $[\Delta\rho(r, \theta, \lambda)]$ que causa variaciones en el potencial terrestre según:

$$\left. \begin{matrix} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{matrix} \right\} = \frac{3}{4\pi a \rho_{ave} (2n+1)} \int_{\text{volumen}} \left(\frac{r}{a} \right)^{n+2} \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \Delta\rho(r, \theta, \lambda) \begin{Bmatrix} \cos(m\lambda) \\ \sin(m\lambda) \end{Bmatrix} \sin\theta d\theta dr d\lambda \quad (8)$$

donde M , la masa de la Tierra, fue aproximada por $\left(\frac{4}{3}\pi a^3 \bar{\rho}\right)$ y $\bar{\rho} = 5517 \text{ kg/m}^3$, refiere a la densidad promedio.

Suponiendo que la densidad superficial se concentra en una capa esférica y fina de ancho H , su variación se define como,

$$\Delta\sigma(\theta, \lambda) = \int_{\text{capa fina}} \Delta\rho(r, \theta, \lambda) dr$$

donde $\Delta\sigma(\theta, \lambda)$ define el cambio en la densidad superficial medida en unidades de $[\text{masa/área}]$. De modo que reemplazando en (8), quedará (Wahr *et al.*, 1998)

$$\left. \begin{matrix} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{matrix} \right\}_{\text{surface mass}} = \frac{3}{4\pi a \rho_{ave} (2n+1)} \int \Delta\sigma(\theta, \lambda) \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \begin{Bmatrix} \cos(m\lambda) \\ \sin(m\lambda) \end{Bmatrix} \sin\theta d\theta d\lambda \quad (9)$$

La ecuación (9) describe la contribución de la redistribución de masas superficiales al cambio en el potencial terrestre. Donde este

último queda expresado a través de las variaciones temporales a los coeficientes de Stokes.

Teniendo en cuenta la carga y deformación de la Tierra sólida debido a las masas superficiales, el cambio temporal en el potencial se expresará según

$$\left. \begin{matrix} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{matrix} \right\} = \frac{3}{4\pi a \rho_{ave} (2n+1)} \int \Delta\sigma(\theta, \lambda) \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \begin{Bmatrix} \cos(m\lambda) \\ \sin(m\lambda) \end{Bmatrix} \sin\theta d\theta d\lambda \quad (10)$$

donde k_l ($\cong 0.3$) es el número de Love de cargas.

Finalmente, para obtener las series temporales de ΔC_{nm} y ΔS_{nm} , debe evaluarse el dato $\Delta\sigma(\theta, \lambda)$ obtenido a partir de un modelo geofísico global, en una dada grilla de latitudes y longitudes geográficas.

En efecto, el modelo adoptado deberá proveernos los datos como valores dentro de una grilla (θ, λ) para cada instante t , actualizados con un intervalo Δt .

Así, según las sucesivas evaluaciones de $\Delta\sigma(\theta, \lambda)$, obtendremos una serie de variaciones instantáneas a los parámetros de Stokes equiespaciadas en Δt . Dichas series temporales tendrán su origen en la redistribución de masas descripta por el modelo global adoptado.

Dinámica de la rotación terrestre

La aproximación más sencilla al fenómeno de la rotación terrestre asume al planeta como una esfera sólida y rígida en rotación uniforme en torno a su eje. Sin embargo, desde el 200BC hasta la fecha hemos visto que son muchos los factores que causan variaciones en la rotación terrestre.

En efecto, Hiparcos fue el primero en comparar posiciones estelares contemporáneas (200 BC) con observaciones hechas cerca de 150 años antes y descubrir una diferencia sistemática entre ellas. El fenómeno se conoce como Precesión y es uno de los mayores cambios de la orientación de la Tierra girando en el espacio.

La Precesión está causada por las fuerzas que ejercen el Sol y la Luna sobre el abultamiento ecuatorial de la Tierra. Es claro que, este efecto no resultaría en un torque si la Tierra fuera una esfera o si los planos del Ecuador, la Eclíptica y el plano de la órbita de la Luna, fuesen coplanares. El efecto dinámico resultante puede verse como un trompo, representado por la Tierra en torno a su eje de rotación, girando en torno al polo de la Eclíptica con un ángulo de inclinación de $\sim 23.5^\circ$. Así el eje de rotación, prolongación de la línea de los polos de la Tierra, describirá un círculo en torno al polo de la eclíptica en ~ 26000 años.

Además existen oscilaciones adicionales que van desde los 18.6 años hasta períodos muy cortos del polo verdadero de rotación respecto de su posición media, que constituyen el efecto de Nutación.

Aunque Precesión y Nutación provocan los mayores cambios a la rotación terrestre, estos fenómenos se estudian detalladamente desde la Astrometría como cambios en la orientación terrestre en el espacio analizados desde un sistema inercial de referencia.

Pero los cambios a la rotación terrestre no se deben sólo a los torques externos, sino también a la interacción dinámica de las distintas partes del Sistema Tierra (sólidas y fluidas).

Hoy día sabemos que el estudio de las variaciones rotacionales es un estudio interdisciplinario que nos brinda información acerca de un gran número de efectos geofísicos (por ejemplo: la dinámica de los fluidos dentro de la atmósfera, los océanos y la Tierra sólida). Además, para su completo análisis y comprensión, las variaciones rotacionales no deben analizarse de manera aislada sino usando teoría y datos de otras áreas.

El fenómeno de rotación terrestre admite describirse matemáticamente a través de las ecuaciones de Euler-Liouville que expresan la conservación del vector momento angular total de la Tierra en un sistema rotante. (Munk y Mc Donald, 1960; Lambeck, 1980)

$$\frac{d}{dt}(\mathbf{I}(t)\boldsymbol{\Omega}(t) + \mathbf{h}(t)) + \boldsymbol{\Omega}(t) \times \mathbf{I}(t)\boldsymbol{\Omega}(t) + \mathbf{h}(t) = \mathbf{L}(t) \quad (11)$$

donde $\boldsymbol{\Omega}(t)$ es el vector velocidad angular de la Tierra, $\mathbf{I}(t)$ es el tensor de inercia de la Tierra, $\mathbf{h}(t)$ refiere al vector momento angular relativo a los ejes del sistema terrestre y $\mathbf{L}(t)$ representa los torques externos que actúan sobre el planeta.

La rotación de la Tierra difiere de un modelo de cuerpo sólido y rígido en rotación en dos aspectos: a) el tensor de inercia \mathbf{I} depende del tiempo, b) existen movimientos relativos a los ejes, representados por \mathbf{h} .

Si consideramos a la Tierra aislada (sin los torques externos del Sol, la Luna y demás planetas) y ausente de interacciones con otras fuentes de energía mecánicas o radiativas, el planeta debería moverse como un cuerpo rígido con sus partes sólidas (corteza, manto y núcleo interno) y fluidas (atmósfera, océanos y núcleo externo) rotando juntas a velocidad constante en torno a un eje de máximo momento de inercia atravesando su centro de masa (Barnes et al., 1983).

Sin embargo, Astrónomos y Geodestas trabajando juntos han descubierto pequeñas variaciones en el tránsito de una estrella por el meridiano de lugar, así como ligeras variaciones en la latitud de las estaciones. Los efectos resultantes se conocen como movimiento del polo (x_p, y_p), y cambios en la velocidad de rotación de la Tierra, o lo que es lo mismo variaciones a la longitud del día (ΔLOD , Length Of Day). Esta última cantidad refiere a la diferencia en segundos entre la duración del día verdadero respecto de un día medio de 86400 segundos, considerando una Tierra girando con velocidad uniforme ($\Omega_0 = 7.292 \times 10^{-5}$ rad./seg.)

El origen de todos estos cambios puede ser los momentos angulares internos debido principalmente a la acción de vientos o las corrientes oceánicas (términos de movimiento),

o bien la dinámica de los procesos internos que cambian el tensor de inercia de la Tierra. Sabiendo entonces que los cambios en la rotación terrestre son causados por diferentes efectos geofísicos actuando a nivel global, nos enfocaremos en los principales cambios en la distribución de masas de la Tierra. Estas últimas provocan cambios en el tensor de inercia, ocasionando así cambios en el campo gravitatorio terrestre.

PROCEDIMIENTO PARA LA OBTENCIÓN DE SERIES TEMPORALES PARA LOS PARÁMETROS DE STOKES A PARTIR DE MODELOS GEOFÍSICOS GLOBALES

Planteamos la solución a las ecuaciones de Liouville (11) asumiendo que los apartamientos de la rigidez son pequeños,

$$I(t) = \begin{pmatrix} A & 0 & 0 \\ 0 & A & 0 \\ 0 & 0 & C \end{pmatrix} + \Delta I(t) \tag{12}$$

donde A y C refieren a los principales momentos de inercia de la Tierra.

Además, los apartamientos de la velocidad de rotación respecto de Ω_0 serán pequeños y por lo tanto la velocidad instantánea de rotación admitirá ser escrita como

$$\Omega = \begin{pmatrix} m_1 \\ m_2 \\ (1+m_3) \end{pmatrix} \Omega_0 \tag{13}$$

con m_1, m_2 y m_3 son adimensionales y pequeñas. Las cantidades m_1 y m_2 son las coordenadas angulares del polo instantáneo de rotación con respecto a los ejes principales de inercia.

Reemplazando (12) y (13) en (11) e ignorando los productos entre cantidades pequeñas, quedará (Barnes *et al.*, 1983)

$$m\ddot{\psi} + i\sigma_r (m + \psi) = 0 \tag{14}$$

$$m_3 + \psi_3 = 0 \tag{15}$$

donde $m = m_1 + i m_2, \quad \psi = \psi_1 + i \psi_2,$

$\sigma_r = (C - A) \Omega_0 / A$ refiere a la frecuencia de Euler o de oscilación libre de cuerpo rígido. Los ψ_i se conocen como funciones de excitación.

Las ψ_i admiten expresarse en función de los parámetros del modelo global usado para investigar la influencia de una dada causa geofísica sobre las variaciones a la rotación terrestre.

Además, las expresiones finales de las ψ_i podrán resolverse según dos aproximaciones equivalentes: la aproximación del torque y la del momento angular.

En la primera, el cambio temporal de los momentos angulares de la Tierra se manifiesta como la suma de los torques ejercidos sobre la superficie sólida por parte de las componentes fluidas. En el segundo método, llamado del método del momento angular, se plantea la conservación de los momentos angulares dentro del sistema Tierra en su interacción entre las partes sólidas y fluidas. Para ambos métodos, consideramos a la Tierra aislada de torques externos. Así, la elección de la técnica dependerá de los datos disponibles.

En nuestro caso particular a partir de un modelo geofísico global, construimos una serie temporal de parámetros de Stokes y a partir de ellos estudiamos las variaciones en la rotación terrestre.

Nótese que el procedimiento puede usarse de manera diferente. En efecto, si poseemos mediciones globales de campo gravífico para un determinado periodo de tiempo, podremos obtener una serie de Stokes "medida" y mejorar así tanto los modelos geofísicos globales, como la teoría de rotación para una determinada banda de frecuencias.

En efecto, sabemos que además de los bien conocidos periodos estacionales (anual, semianual y termensual), en el fenómeno de

la rotación terrestre encontramos una gran cantidad de periodos de variación que van desde algunas horas (Fernández and Gambis, 2000) hasta varios años (ver Eubanks, 1993 para un resumen).

Trabajando con las expresiones de las componentes ecuatoriales, que representan los cambios en las funciones de excitación al movimiento del polo, deducidas a partir de la solución analítica de la ecuación (14) y reemplazando ΔC_{21} y ΔS_{21} por sus expresiones en función del tensor de inercia quedará (Torge, 2001), (Chao and Gross, 1987), (Chen *et al.* 2000)

$$\psi_x(t) = \frac{1.61}{\Omega(C-A)} \left[\Delta h_x(t) - \frac{\sqrt{5/3}}{1.44} \Omega \text{Ma}^2 \Delta C_{21}(t) \right] \quad (16)$$

$$\psi_y(t) = \frac{1.61}{\Omega(C-A)} \left[\Delta h_y(t) - \frac{\sqrt{5/3}}{1.44} \Omega \text{Ma}^2 \Delta S_{21}(t) \right] \quad (17)$$

donde C y A refieren a los momentos principales de inercia de la Tierra.

Ejemplo: Modelo de almacenamiento de aguas continentales

El modelo usado para este ejemplo fue generado por the National Center for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research (NCEP/ NCAR) (Kalnay *et al.*, 1996). Los datos son accesibles de manera libre y gratuita. La distribución se realiza a través de the Special Bureau for Hydrology (SBH), perteneciente al Global Geophysical Fluid Center (GGFC). Este último fue establecido por el International Earth Rotation and reference System service center (IERS) en 1998.

Los valores de redistribución de la densidad de agua almacenada (subterránea) constituyen un juego de datos grillados sobre todo el planeta. La grilla es un esquema Gaussiano

de 1.875° en longitud y cerca de 1.905° en latitud. El intervalo temporal se extiende desde enero de 1979 a diciembre de 2001, a intervalos de 1 día.

Los datos de humedad en el suelo incluyen 2 capas: la primera se extiende desde la superficie hasta los 10 centímetros y la segunda desde el fin de la primera capa hasta los 2 metros de profundidad. El modelo utilizado para generar estas series temporales de variaciones en la masa de agua superficial, suma la contribución de las masas de nieve a la humedad del suelo. Sin embargo, no tiene en cuenta las variaciones en el continente antártico.

La ecuación utilizada es tal que cada valor dato viene calculado por:

$$\text{agua} = 10 * \text{suelo}_{(0,10\text{cm})} + 190 * \text{suelo}_{(10,200\text{cm})} + \text{nieve} / 10. \quad (18)$$

donde “agua” refiere a los valores de humedad del suelo + nieve.

Los valores dato están expresados en masa de agua por área horizontal (g/cm²).

Siguiendo el procedimiento antes mencionado, se calcularon los coeficientes de Stokes de grado 2 y hasta el orden 2 (n = 2, m = 0, 1, 2). Nuestro objetivo es la obtención de 5 series temporales de variaciones a los coeficientes de Stokes (ΔC_{20} , ΔC_{21} , ΔS_{21} , ΔC_{22} , ΔS_{22}) debidas a la redistribución en el almacenamiento de aguas continentales (subterráneas).

Como primer paso, es necesario integrar numéricamente la expresión (10). Esto se realizó usando un algoritmo de Gauss-Legendre de 10 puntos.

Para este caso la función dato es el cambio en la densidad de masa superficial debida a la redistribución de aguas subterráneas, $\Delta\sigma(\theta,\lambda)$ como función de la latitud y la longitud terrestre. Para llevar a cabo la integración, el dato debe evaluarse 10 veces dentro de cada rango de integración. Esto se concretó a través

de una interpolación en 2 dimensiones dentro de una porción de 4 x 4 puntos grilla elegidos en torno al punto de interés.

Una vez obtenidas las series temporales, necesitamos sólo 3 de ellas, los coeficientes de Stokes de grado 2 y hasta el orden 1, para construir las funciones de excitación a los parámetros de la rotación terrestre (ver ecuaciones 16 y 17 para el movimiento del polo), debidas exclusivamente a la redistribución de masa provocada por el modelo geofísico para la distribución de aguas subterráneas adoptado.

Con el fin de analizar la importancia de la excitación hidrológica por términos de masa sobre la rotación terrestre, se construyeron las respectivas funciones de excitación al movimiento del polo debidas a redistribuciones en la densidad de agua continental según modelo NCEP/NCAR para las coordenadas x e y respectivamente. Las figuras 1 y 2 presentan en líneas grises dichas cantidades versus años, en radianes.

Las funciones de excitación hidrológica son comparadas con las funciones de excitación deducidas desde datos observados de movimiento del polo (trazo lleno), luego de haber removido las excitaciones oceánicas y atmosféricas por términos de masa (presión atmosférica y presión sobre el lecho marino) y movimiento (vientos y corrientes oceánicas) siguiendo modelos geofísicos globales (Barnes et al, 1983), (Gross et al., 2003).

En las graficas anteriores puede verse que la contribución por términos de masa a la función de excitación hidrológica sobre las variaciones al movimiento del polo, constituye un efecto excitatriz de segundo orden. La excitación hidrológica solo es comparable con los residuos de la función de excitación geodésica luego de remover similares términos calculados para la atmósfera y los océanos.

DISCUSION

Las redistribuciones globales de masa en el planeta se vinculan a las variaciones en el

movimiento del polo a través de la solución de las ecuaciones de Liouville. En este trabajo hemos presentado un método para obtener series temporales de los parámetros de Stokes y a partir de estos últimos, construir las funciones de excitación a la rotación terrestre debidas únicamente a las redistribuciones globales de masa en el planeta.

La redistribución de aguas subterráneas está considerada una función de excitación de segundo orden de la rotación terrestre. Sin embargo, hoy día su estudio cobra vigencia gracias al incremento en la resolución del campo gravitatorio terrestre producido por las misiones espaciales (CHAMP, GRACE). En efecto, a partir de mediciones globales del campo gravífico terrestre, pueden validarse modelos geofísicos globales, como los utilizados para estudiar las variaciones a la rotación terrestre.

REFERENCIAS

- Barnes, R.T.H., R. Hide, F.R.S., A. White, and C.A. Wilson. 1983. Atmospheric angular momentum fluctuations, length-of-day changes and polar motion. *Proc. R. Soc. London A* 387, 31-73.
- Chao B.F. and R.S. Gross. 1987. Changes in the Earth's rotation and low-degree gravitational field induced by earthquakes. *Geophys. J.R. astr. Soc.* 91, 569-596.
- Chen J.L., C.R. Wilson, R.J. Eanes and B.D. Tapley. 2000. A new assessment of long-wavelength gravitational variations. *J. Geophys. Res.* 105 B7, 16271-16277.
- Eubanks T.M., 1993 Variations in the Orientation of the Earth. Contributions of Space Geodesy to Geodynamics: Earth Dynamics. Geodynamics Series 24, 1-54. Smith D. and Turcotte D. Eds.
- Fernández, L.I. and D. Gambis. 2000. Short Period Earth Rotation Variations using GPS. *Geophysical Research Abstracts CD_ROM edition, 2, 2000. ISSN 16077962.*
- Gross R. S., I. Fukumori and D. Menemenlis. 2003. Atmospheric and Oceanic Excitation of the Earth's Wobbles During 1980-2000. *J. Geophys.*

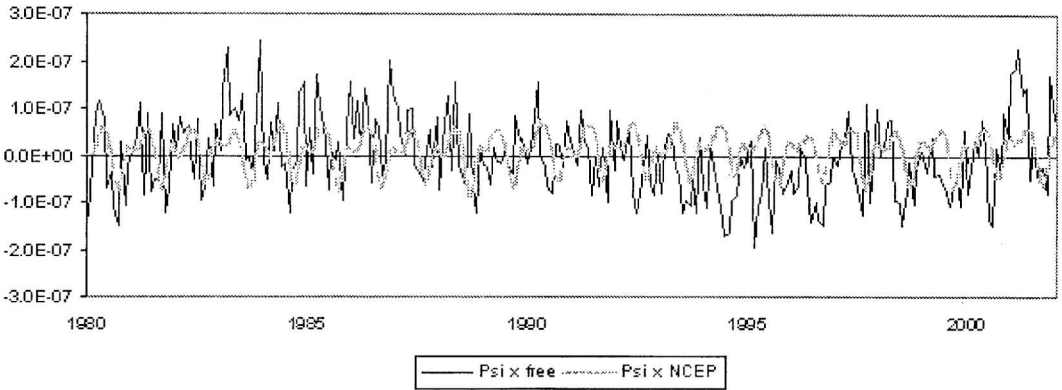


Figura 1. Trazo gris grueso: Coordenada x de la función de excitación al movimiento del polo debido a redistribuciones en la densidad de agua continental según modelo NCEP/NCAR. Estas cantidades se corresponden con las variaciones de C_{21} . Las unidades son radianes versus años. Trazo negro pleno: Residuos en la coordenada x de la función de excitación geodésica. Fueron calculados a partir de la coordenada x del movimiento del polo observado, luego se removieron las respectivas componentes x de las excitaciones oceánicas y atmosféricas por términos de masa y movimiento siguiendo modelos geofísicos.

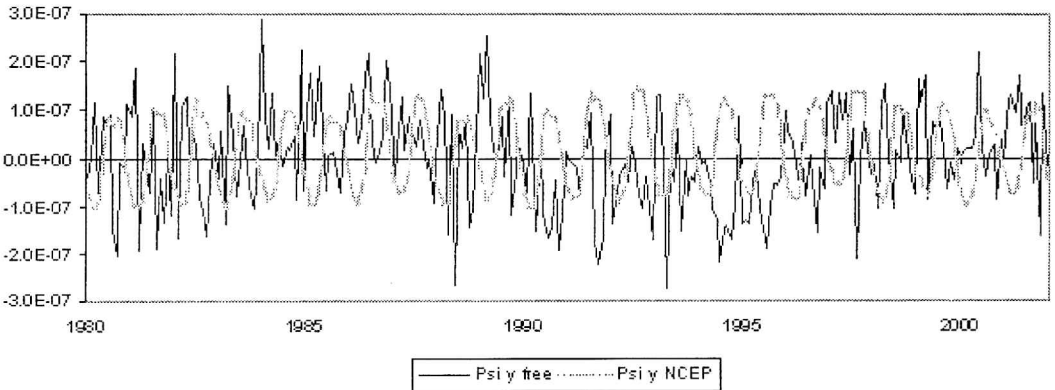


Figura 2. Trazo gris grueso: Coordenada y de la función de excitación al movimiento del polo debido a redistribuciones en la densidad de agua continental según modelo NCEP/NCAR. Estas cantidades se corresponden con las variaciones de S_{21} . Las unidades son radianes versus años. Trazo negro pleno: Residuos en la coordenada y de la función de excitación geodésica. Fueron calculados a partir de la coordenada y del movimiento del polo observado, luego se removieron las respectivas componentes y de las excitaciones oceánicas y atmosféricas por términos de masa y movimiento siguiendo modelos geofísicos.

Res., 108(B8), doi: 10.1029/2002JB002143, 20031992.
 Kalmay E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki,

W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, J. Roy and J. Dennis. 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull. Amer. Meteorological Soc. 77 3, 437-471.

- Lambeck, K., 1980. The Earth's variable rotation. Cambridge University Press, pp. 441.
- Munk, W.H. and G.J.F. MacDonald. 1960. The rotation of the Earth: a geophysical discussion. Cambridge University Press. England.
- Torge W., 2001. Geodesy. (Third edition). de Gruyter. Berlin ISBN 311017072-8, pp. 416.
- Wahr, J.M., M. Molenaar and F. Bryan, 1998. Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *Journal of Geophys. Res.* 103 (B12), 30205-30229.

NORMAS E INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

INSTRUCTIONS TO THE AUTHORS

GEOACTA está editada por la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. Está constituida por secciones independientes, en cada una de las cuales se publican trabajos originales e inéditos y que no se encuentren en evaluación simultánea en otras revistas, en forma de artículos o notas a los distintos dominios de la Geofísica, Geodesia, Geología, Vulcanismo, Oceanografía, Geografía, Meteorología, Geoquímica y temas con aplicación al medio ambiente. El Consejo Editorial con la colaboración de otros especialistas en los distintos campos de la ciencia, considera el valor de cada uno de los originales entregados por los autores y decide sobre la conveniencia o no de su publicación (de los que, en cada caso forma al autor o autores), la sección en que se incluirá el artículo aceptado y el orden de publicación del mismo dentro de cada volumen.

GEOACTA se publica una vez por año. Los trabajos deben ser originales y presentarán datos, interpretaciones o síntesis o publicadas con anterioridad. En caso de ser aceptados, los trabajos pasarán a ser propiedad intelectual de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas.

Los idiomas oficiales de GEOACTA son el Español e Inglés. Los trabajos en Español llevarán un RESUMEN en este idioma con el objeto de asegurar la máxima difusión de los trabajos, un ABSTRACT en inglés. Los trabajos en Inglés llevarán un ABSTRACT en Inglés y un RESUMEN en Español.

Los autores pueden presentar trabajos en cualquiera de las siguientes opciones.

Trabajos de Investigación: corresponden a contribuciones originales dentro de la temática general de GEOACTA.

Notas Breves: contribuciones cortas cuyo objetivo es dar conocer hallazgos importantes que merezcan su pronta publicación o para presentar nuevas técnicas o datos realmente significativos. No deberán superar las cuatro hojas escritas a doble espacio, incluyendo figuras y bibliografía.

Discusiones y Réplicas: los comentarios y discusiones sobre trabajos publicados en GEOACTA serán considerados muy valorablemente y son demostrativos de un marcado interés por el progreso de la ciencia pero donde primen el respeto y la tolerancia por la diversidad de opiniones. Los mismos deben identificar claramente la cita completa del trabajo. Una copia de la Discusión será enviada al primer autor del artículo en cuestión para su respuesta. Tanto la Discusión como la Réplica serán publicadas en forma conjunta en el próximo número de GEOACTA.

Comentarios de Libros: son análisis técnicos de libros de reciente y temática acorde a los objetivos de GEOACTA

PRESENTACION DE TRABAJOS

Los manuscritos pueden ser elevados en formato electrónico (preferentemente) o impresos de acuerdo con las siguientes instrucciones. No obstante, en breve se implementará el Sistema Electrónico Editorial (SEE) único para la presentación de trabajos

Formato Electrónico

Los trabajos podrán ser enviados por correo electrónico (preferentemente) o por envío postal en CD, Zip o Diskettes al Editor o co-Editor. La versión electrónica del manuscrito debe, en términos generales, seguir el mismo formato de la versión impresa, pero los archivos deben ser estructurados y nombrados de la siguiente forma:

Un archivo conteniendo el texto del trabajo, incluyendo los resúmenes, referencias, las tablas y leyendas bilingües de figuras y tablas escritos en procesador de texto WordPerfect o Word. El nombre del archivo incluirá el apellido del autor y la palabra "Texto". En caso de más de un autor se incluirá "et al": Pérez et al Texto.doc (o .wpd)

Un archivo por cada figura, preferentemente en formato Corel Draw, Adobe Illustrator, jpg o tif. El nombre seguirá el

GEOACTA is published by the Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. It is formed by independent sections. Each one contains original articles or technical notes that are not simultaneously presented for evaluation to other journals. The subject of the articles are from the following Sciences: Geophysics, Geodesy, Geology, Vulcanism, oceanography, Geography, Geochemistry and related themes form the environment. The Editorial Committee, with the collaboration of specialist from the different sciences, evaluate the originality of the work and decide the section where the accepted contribution will be published and its order.

GEOACTA is published once a year. Papers must be original and will present data, interpretations and/or synthesis unpublished or submitted elsewhere. If accepted, papers become copyright of the Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas.

Official languages of GEOACTA are Spanish and English. Papers in Spanish will have a RESUMEN in this language and, with the object to insure its maximum diffusion, they will also include an ABSTRACT in English. Papers in English will have an ABSTRACT in this language and a RESUMEN in Spanish.

Authors may submit papers in any of the following options. Research Papers: they are original contributions within the general subject of GEOACTA.

Short Notes: short contributions directed to inform of important discoveries that require immediate publication or to present new techniques or significant data. Short notes will have less than 4 pages typed in double space, including figures and references.

Discussions and Replies: comments and discussions about papers published in GEOACTA will be encouraged and they are a demonstration of remarkable concern for the progress of science, but with respect and tolerance of the diversity of opinions. Discussions must clearly identify the complete citation of the paper. A copy of the Discussion will be sent to the first author of the paper being discussed for his/her reply. Both the Discussion and Reply will be published together in the next available issue of GEOACTA.

Book Reviews: they technical analysis of recent published books which subject is related to the objectives of GEOACTA

MANUSCRIPTS

Manuscripts can be submitted either in electronic format (preferable) or in print according to the following instructions. Nevertheless, in short, the Sistema Editorial Electrónico (SEE) will be implemented and it will be the only means for paper submission.

Electronic Format

Papers can be submitted either by e-mail (preferable) or by regular mail in CD, Zip or Diskettes to the Editor or co-Editor. The electronic version of the manuscript must follow, in general terms, the same format of the printed one, but the files should be structured and named according to:

One file with the text, including abstracts, references, tables and table and figure captions prepared in a text editor such as WordPerfect o Word. File name will include the name of the first author and the word "Text" (if more than one author use "et al"): Pérez et al Text.doc (or .wpd).

One file for each figure, preferably in format Corel Draw, Adobe Illustrator, jpg or tif. The name of the file will follow the same format indicated for the text file, but include "Fig" and the number of the figure: Pérez et al Fig 1.cdr (or .jpg or .tif)

One file where the text, figures and tables (with their respective captions) integrated in the place where the authors suggested location in format Acrobat Reader. The name of the file will follow the same format indicated for the text file, but include "Ms": Pérez et al Ms.pdf. If the paper is sent by regular mail, it must include a printed copy of the file: Pérez

ismo formato que para el caso de texto, pero llevará la palabra Fig" y el número de figura: Pérez et al Fig 1.cdr (o .jpg o .tif)

Un archivo donde se haya integrado en el texto, las figuras las tablas, ambas con sus leyendas respectivas en el sitio onde los autores sugieren que deberían ubicarse, en formato .cprobat Reader cuyo nombre se escribirá de la siguiente forma: érez et al Ms.pdf. En el envío postal se debe incluir una copia impresa del ms incluido en el archivo Pérez et al Ms.pdf. n caso de no contar con el software para generar un archivo df, se debe enviar el archivo integrado en formato /ordPerfect o Word.

ormato Impreso

Dado que el sistema electrónico de presentación de trabajos stá en pleno funcionamiento, sólo en casos excepcionales se ceptarán trabajos en formato impreso. En caso de no poder ceder al sistema electrónico, se aceptará la recepción de un D con los archivos siguiendo las normas antes indicadas.

En la situación fuertemente justificada en que no se pueda umplir con el envío electrónico o un CD, se enviarán por orreo tres copias de buena calidad. En caso de que el trabajo icluya fotografías, el autor debe enviar para el arbitraje dos legos de fotos originales o fotocopias láser. No se aceptarán otocopias comunes de fotografías.

Los manuscritos deben ser escritos a doble espacio, no eben exceder las treinta (30) páginas tamaño IRAM A4 210 x 297 mm) o similar, incluyendo tablas, figuras y rrencias bibliográficas, y dejando 2,5 cm en todos los bordes. n casos especiales el Editor podrá aceptar trabajos más xtensos.

CRITERIOS EDITORIALES

Los trabajos serán sometidos a dos arbitrajes como mínimo or los miembros del Comité Editorial Asesor y/o revisores xternos de reconocido prestigio. En función de la opinión de s revisores, el Editor tomará la decisión definitiva sobre el ismo.

Una vez aceptado el trabajo, el autor deberá enviar el anuscrito final en versión electrónica según las instrucciones idicadas anteriormente. El autor recibirá en formato lectrónico las pruebas de galera a los efectos de indicar osibles errores o modificaciones menores del texto. Cambios ignificativos al trabajo en esta etapa solo serán aceptados a iscreción del Editor y los posibles costos de esos cambios eberán ser abonados por el autor.

Los autores de los trabajos deberán abonar una suma fija efinida por GEOACTA, la que será eximida si uno o más de s autores es miembro de la misma.

EXTO

Numerar todas las páginas en forma consecutiva de uerdo al siguiente ordenamiento:

rimera Pagina:
ítulos y autores con sus direcciones y correo electrónico
egunda Página y Consecutivas:
esumen y Abstract (trabajos en castellano)
.bstract and Resumen (trabajos en inglés)
alabras claves y keywords
exto
.gradecimientos
eferencias bibliográficas
ablas
iguras

La página del título y autores deberá contener el título del abajo, el nombre del o los autores, sus domicilios insti-cionales y e-mails. Se deberá indicar a qué autor se enviarán is pruebas de galera y cualquier otra comunicación, como simismo a qué autor se podrán requerir las separatas del abajo. Se aconseja enviar los números de teléfono y fax del ator a cargo de las comunicaciones con la editorial.

Los resúmenes y abstracts no deberán exceder las qui-entenas (500) palabras.

Hasta 5 palabras claves y keywords. En breve se incluirá n la página web de la Asociación Argentina de Geofísicos y

et al Ms.pdf. In the case that the author has no access to software that allows generating a pdf file, the integrated files should sent in either Wordperfect or Word format.

Printed Format

Since the electronic system for submitting paper is active, only in exceptional cases we will accept printed versions. The previous options is to submit a CD including all files following the electronic format.

If either the electronic submission nor the CD cannot be accomplished in a fully justified manner, then three copies printed in high quality paper must be sent by regular mail. In the case the paper includes photographs; the author must also submit two sets of prints or good quality laser photocopies. Common photocopies of the photos will not be accepted.

Manuscripts must be typed double spaced, up to thirty (30) pages in length including tables, figures and references. Paper size should be A4 (210 x 297 mm) or similar, leaving 2.5 cm in all margins. Longer papers could be accepted under special circumstances by the Editor.

EDITORIAL CRITERIA

All submitted papers will be reviewed by at least two members of the Editorial Board and/or external referees of recognized prestige. Based on the reviewers opinions, the Editor will take the final decision about it.

When the paper is accepted, the author must submit its final version in electronic format following the instructions provided previously. The author will receive the electronic format of the galley proofs to check for possible mistakes or minor modifications to the text. Major changes to the paper at this stage will only be accepted at the sole discretion of the Editor and the possible extra expenses that may result must be covered by the author.

There is a fix charge per paper defined by GEOACTA. Although, this charge is waived if one or more of the authors is a member of the Asociación.

TEXT

Number all pages consecutively according to the following order:

First Page:
Title and authors including addresses and e-mails
Second and following pages:
Resumen and Abstract (papers in Spanish)
Abstract and Resumen (papers in English)
Palabras claves and keywords
Text
Acknowledgements
References
Tables
Figures

Title page must include the paper title, authors and their institutional addresses with their e-mails. Indication of the corresponding authors if other of the first author. It is advisable to have the telephone and fax numbers of the corresponding author. Resúmenes and abstracts will be less than five hundred (500) words.

Up to five (5) palabras claves and keywords. In short a list of suggested keywords will be included in the web page of the Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. Keywords should be arranged in order of importance, with the geographical area always last.

Text can be divided in primary, secondary and tertiary parts. PRIMARY TITLES are full capital letters, in bold and centred in the page. Secondary titles are in upper and lowercase, in bold and left justified. Tertiary titles are in upper and lowercase, in bold and incorporated in text. Titles will not include numbers or letters.

The purpose of the paper must be clearly stated in the introduction. Acknowledgements will go immediately after the text with a Tertiary title.

Footnotes are not allowed. All non-standard terms or acronyms must be defined at first use.

geodestas un listado de palabras claves sugeridas. Las mismas deberán estar ordenadas por su importancia, con el lugar geográfico al final.

El texto puede ser dividido en partes principales, secundarias y terciarias. Los TÍTULOS PRINCIPALES se colocarán en otra mayúscula, resaltados y centrados en la página. Los títulos secundarios serán colocados en mayúscula y minúscula, resaltados, contra el margen izquierdo. Los títulos terciarios irán en mayúscula y minúscula, resaltados e incorporados al párrafo. Los títulos no deberán ser precedidos por números o letras.

El propósito del trabajo debe estar claramente expuesto en la introducción. Los agradecimientos se colocarán inmediatamente después del texto, con un título de jerarquía terciaria. Jotas al pie de página no serán aceptadas.

Todos los términos no estándar o siglas deben ser definidos durante su primer empleo.

Se utilizará el Sistema Internacional de Medidas para formar datos. Otras unidades pueden ser presentadas entre paréntesis o como unidades primarias cuando no sea posible mostrar su conversión.

Referencias

Al final del texto se colocará una lista alfabética de todos los trabajos citados, que será encabezada por el título principal REFERENCIAS, para los trabajos en Español o por REFERENCES, para los trabajos en Inglés.

En las citas bibliográficas en el texto sólo se usa el apellido sin nombres ni iniciales. Cuando se trata de dos autores, se los nombra separados por "y"; cuando estén involucrados más de dos autores se utilizará "et al.". En las REFERENCIAS se colocarán todos los autores. No debe utilizarse "(op. cit.)" en ningún caso. Algunos ejemplos:

...(Orfeo, 1992a,b; Barrio y Coffield, 1992; Mazzoni *et al.*, 1991)."

...de acuerdo con lo manifestado por Flint y Elliot (1992)..."

...(Cf. Bercowski *et al.*, 1991)..."

...(ver Fig. 3 de Zuffa y Ori, 1992)..."

Los trabajos en las REFERENCIAS serán colocados en orden alfabético, sin dejar renglones entre citas, respetando los apellidos en el idioma original, sin abreviaturas, sin emplantarlos por rayas. El primer autor se cita con Apellido inicial y los sucesivos con inicial del nombre y apellido. El último autor va precedido de "y" o "and" según el trabajo sea en español o inglés, respectivamente.

Ejemplos de formatos:

Lowell Wine, R., 1966. Statistics for Scientist and Engineers. Prentice-Hall, U.K. pp 671.

Dobrin, M., 1961. Introducción a la Prospección Geofísica. Edit. Omega. Argentina. pp 483.

Turecotte, D. and G. Schubert, 1982. Geodynamics. Applications of continuum physics to geological problems. John Wiley & Sons Inc. pp 450.

Hart, B.S., 1995. Delta front estuaries. En: Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Perillo G.M.E. (Ed). Elsevier, Amsterdam. 207-226.

Introcaso, A., M.C. Pacino, and H. Fraga. 1992. Gravity, isostasy and andean crustal shortening between latitudes 30° and 35°S. Tectonophysics, 205:31-48.

Miranda, S. y J. A. Robles, 2002. Posibilidades de atenuación cortical en la cuenca Cuyana a partir del análisis de datos de gravedad. Rev. Asoc. Geol. Arg. 57(3): 271-279.

Tablas

Las tablas deberán ser reducidas a un mínimo con información que tenga una relevancia concreta con el trabajo. Simple listado de datos, al menos que sean ampliamente justificados, no serán aceptados.

Las tablas deberán ser numeradas en forma consecutiva con números arábigos y cada una en una hoja diferente dentro del archivo de texto. En caso de ser necesario extender la tabla en varias páginas, deberá indicarse que continúa en cada página.

Las tablas se citan en el texto de la siguiente forma: "... en tabla 1", o "... (Tabla 1)"

The International System of units is required for reporting measurements. Other units may be reported in parentheses or as primary units when conversion is not possible.

References

At the end of the text an alphabetic list of the referentes cited in it will be included with the title REFERENCIAS for Spanish papers and REFERENCES for papers in English.

The references will be cited in the text with the last name and date only. When the reference is with two authors it will be used "y" and with more than two authors "et al." In the References the cites should be complete. "(op. cit.)" will not be used in the text. Some examples:

...(Orfeo, 1992a,b; Barrio y Coffield, 1992; Mazzoni *et al.*, 1991)."

...de acuerdo con lo manifestado por Flint y Elliot (1992)..."

...(Cf. Bercowski *et al.*, 1991)..."

...(ver Fig. 3 de Zuffa y Ori, 1992)..."

The first autor will be cited with the last name and then the initial of the names, the following ones will be cited with name initials and then last name. If the reference is in English language it should be used the word "and" and not "y". Some examples:

Lowell Wine, R., 1966. Statistics for Scientist and Engineers. Prentice-Hall, U.K. pp 671.

Dobrin, M., 1961. Introducción a la Prospección Geofísica. Edit. Omega. Argentina. pp 483.

Turecotte, D. and G. Schubert, 1982. Geodynamics. Applications of continuum physics to geological problems. John Wiley & Sons Inc. 450 pp.

Hart, B.S., 1995. Delta front estuaries. En: Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Perillo G.M.E. (Ed). Elsevier, Amsterdam. 207-226.

Introcaso, A., M.C. Pacino, and H. Fraga. 1992. Gravity, isostasy and andean crustal shortening between latitudes 30° and 35°S. Tectonophysics, 205:31-48.

Miranda, S. y J. A. Robles, 2002. Posibilidades de atenuación cortical en la cuenca Cuyana a partir del análisis de datos de gravedad. Rev. Asoc. Geol. Arg. 57(3): 271-279.

Tables

Tables should be reduced to a minimum including only information with a concrete relevance to the objectives if the paper. Simple listing of data, unless highly justified, will not be acceptable.

Tables must be numbered consecutively with arabic numbers and provided in a separate page. In case that the table expands more than one page, this must be indicated in each page.

Tables are cited in the text as: "... en Table 1", or "... (Table 1)"

Once the paper is accepted, the author must provide an electronic version of the tables according with the editorial criteria of GEOACTA. Printed tables will not be accepted.

Table captions must be bilingual, typed in double space and in a list at the end of the text.

Figures and Equations

All figures must be designed having the page and column sizes of GEOACTA in mind. Maximum printed size of the figures is 172 x 220 mm for full page or 84 x 220 mm for column width. The figure captions must be included in these dimensions.

Figures must be compact, avoiding large free spaces or lacking information. Maps and geological profiles must have both graphic scales and geographic coordinates.

Computer drawings must be of the highest quality preferably made with Corel Draw, Adobe Illustrator or equivalent. When submitted in print, they must be printed by either laser or inkjet printer.

When reproduced, letters and numbers in figures should be larger than 1 mm. Parts of one figure can be named as (a), (b), (c), etc.

Figuras y ecuaciones

Las figuras deben diseñarse teniendo en cuenta los tamaños de página y/o columna de GEOACTA. El tamaño máximo de impresión para las figuras es 172 x 220 mm para ancho de página o 84 x 220 mm para ancho de columna. El espacio para las leyendas bilingües debe ser incluido en estas dimensiones.

Las figuras deberán ser compactas, evitándose grandes espacios libres o desprovistos de información. Los mapas y sus perfiles deberán llevar escala gráfica y coordenadas geográficas.

Las ilustraciones de computadora deberán ser de la más alta calidad de impresión posible, preferentemente realizadas con Corel Draw, Adobe Illustrator o equivalente. Si se envían impresoras, las mismas deben realizarse con impresoras láser o de chorro de tinta.

Las letras y números no deben ser menores de 1 mm de alto de su reproducción. Las partes de una sola figura pueden ser llamadas (a), (b), (c), etc.

Las figuras compuestas por varias partes deberán ser montadas de modo tal que conformen en lo posible, una sola imagen. Las fotos montadas deben ordenarse de tal manera que no queden espacios en blanco entre las mismas.

Las copias fotográficas deberán ser de buena calidad, en blanco y negro, nítidas, y realizarse en papel brillante de buen contraste, en el tamaño final de reproducción. Las fotos o dibujos deben sobrepasar los 84 mm de ancho, ya sean apaisadas o verticales. La escala deberá indicarse con algún elemento cuyas dimensiones se adjuntarán en la leyenda o con una barra de escala.

Láminas de fotos en colores pueden ser publicadas con un costo mínimo extra, a cargo del autor. Se pueden requerir mayores detalles al Editor, previo al envío del manuscrito.

Todas las figuras impresas o papel original deben tener en el reverso el nombre del autor/es y el número de figura.

Los manuscritos impresos enviados por correo normal serán acompañados por fotocopias de buena calidad de las figuras originales, señalándose en forma clara el número correspondiente. Los originales no serán devueltos a los autores después de la publicación, salvo pedido expreso del autor.

Todas las ilustraciones, incluyendo las fotografías, serán denominadas FIGURAS, y en el texto se hará referencia a las mismas como, por ej: "...en la Figura 1 se observan..." o "...ciclos granodécimos (Fig. 1), comunes en otras facies". Numerar las figuras en forma consecutiva con números arábigos.

Las ecuaciones deben ser preferiblemente escritas con el editor de ecuaciones del editor de texto elegido. Todas ellas deben estar numeradas correlativamente entre paréntesis y justificadas a la derecha. Las mismas se citarán en el texto como: "ec. (1)"

Composed figures must be integrated in such a way as they form one unique figure. In the case of photos, no blank space in between must be allowed.

Photographic prints must be of high quality, black and white, in glossy paper with good contrast and of the final reproduction size. Photos cannot be wider than 84 mm either portrait or landscape. Photos must have some kind of scaling that can be referenced in the caption.

Color plates can be published to a minimum cost to the author. Further details could be requested to the Editor before submitting the manuscript.

All printed figures must have on the reverse the name of the author and the figure number.

Printed manuscript must include high quality copies of the original figures clearly marked with the author name and number. Originals will not be returned unless requested by the author.

All illustrations are Figures and should be referred in the text as, e.g.: "...en la figura 1 se observan..." or "...ciclos granodécimos (Fig. 1), comunes en otras facies". Figures must be numbered consecutively with arabic numbers.

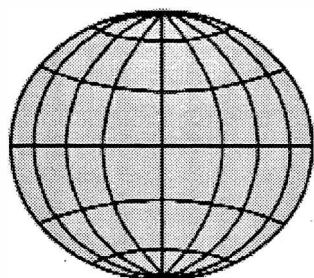
Equations should be prepared preferably with the equation editor of the selected text editor. All of them must be numbered consecutively between parentheses and right justified. They will be cited in the text as: "ec. (1)"



IMPRESA MULTIMPRESS

PATRICIOS 17/19
TEL/FAX (0291) 4535766
BAHIA BLANCA

E-mail: hgr@bvconline.com.ar
msn: multimpres@hotmail.com



GEOACTA

Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas

Volumen 30 - 2005

Evolución hidroquímica de un acuífero loésico. Caso: General Pico-Dorila, provincia de La Pampa, Argentina. <i>Eduardo E. Mariño y A. Guillermo Bonorino</i>	<i>1</i>
Comportamiento de la precipitación en La Plata durante el período 1938-2001 <i>Pablo Luis Antico y Nora Cristina Sabbione</i>	<i>13</i>
Observaciones litorales ambientales de olas, corrientes y vientos de la playa de Monte Hermoso entre 1996 y 1999. <i>Jorge Caló, Elba Fernández, Angel Marcos y Héctor Aldacour</i>	<i>27</i>
Presencia y evolución de grandes bloques en la costa de Punta Colorada, golfo San Matías, Argentina. <i>Roberto A. Schillizzi, Jorge O. Spagnuolo, Edgardo M. Gelós y Salvador Aliotta</i>	<i>39</i>
Relación entre la desecación del suelo y los fenómenos de subsidencia ocurridos en Ingeniero White, Argentina <i>Jorge C. Carrica y Claudio Lexow</i>	<i>47</i>
Clinoptilolita en la toba riolítica de la fm Castillo (provincia de Chubut) <i>Juan Zunino, Pedro J. Maiza y Silvina A. Marfil</i>	<i>57</i>
Condiciones físicas del salitral de la vidriera y su relación con el zooplancton <i>Alejandro S. Mechaly y Patricia M. Cervellini</i>	<i>63</i>
Geomagnetismo Jurásico, zonas de subducción de pangea y anomalías en la velocidad de ondas sísmicas en el límite manto-núcleo <i>Haroldo Vizán, María Andrea Van Zele y Miriam Gabriela Nieto</i>	<i>73</i>
Obtención de series temporales de los parámetros de Stokes a partir de modelos geofísicos globales y su relación con las variaciones en los ERP. <i>Laura Fernández, Harald Schuh y Claudio Brunini</i>	<i>93</i>
Normas par los autores (Instructions for authors)	<i>103</i>

La presente edición de la revista GEOACTA ha sido realizada con la colaboración económica de la empresa PROFERTIL y del Instituto Argentino de Oceanografía.