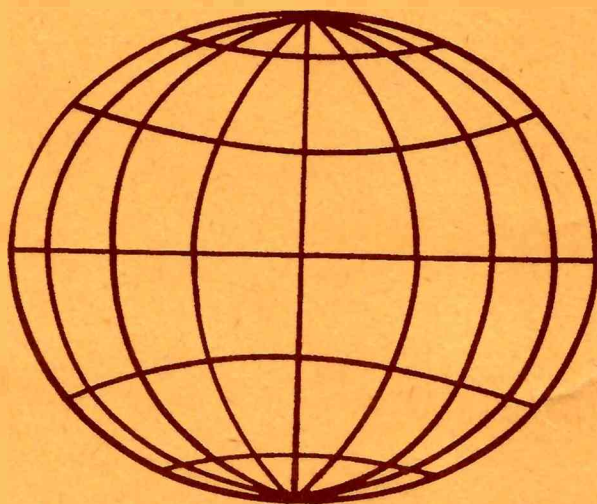




**Asociación Argentina de  
Geofísicos y Geodestas**

# ***GEOACTA***



**VOLUMEN 23  
1998**

**ISSN 0326-7237**

## ASOCIACIÓN ARGENTINA DE GEOFÍSICOS Y GEODESTAS

### *Comisión Directiva:*

#### *Presidente:*

Ing. Federico Mayer

#### *Vicepresidente:*

Ing. Jorge Sisterna

#### *Secretario:*

Dr. Walter Dragani

#### *Tesorero:*

Ing. Marcelo Paterlini

#### *Revisores de cuenta:*

*Titulares:* Agrim. Mario Ornstein

Agrim. Ruben Rodriguez

*Suplente:* Ing. Antonio D'Álora

#### *Vocales Titulares*

Dra. Maria Cintia Piccolo

Ing. Cristina Pacino

Dr. Claudio Brunini

Dra. Cristina Pomposiello

#### *Vocales Suplentes*

Geof. Jerónimo Ainchil

Agrim. Miguel González

Lic. M. Andrea van Zele

Dr. Francisco Vilas

*Dirección Postal:* Observatorio Astronómico – Paseo del bosque s/n

1900 La Plata – Buenos Aires - Argentina

#### *Editor:*

Dra. María Cintia Piccolo

Instituto Argentino de Oceanografía

Casilla de Correo N° 107

8000 Bahía Blanca – Argentina

FAX: (54-91) 861112 – 861527

e-mail: piccolo@criba.edu.ar

#### *Secretario Editor:*

Dr. Angel Marcos

Departamento de Geología

Universidad Nacional del Sur

San Juan 670

8000 Bahía Blanca – Argentina

FAX: (54-91) 595148

e-mail: amarcos@criba.edu.ar

#### *Comité Editorial Asesor*

Dr Kenneth M. Creer (Inglaterra)

Dra Zulema De Garrafo (USA)

Dr Alberto Giraldes (Arg.)

Ing Antonio Introcaso (Arg.)

Dra R. H. Campagnucci (Arg.)

Dr José Kostadinoff (Arg.)

Dr Juan Carlos Labraga (Arg.)

Dr Gerardo M. E. Perillo (Arg.)

Dr Eduardo Gomez (Arg)

Lic Andrés L. Rivas (Arg.)

Dr Alfredo G. Bonorino (Arg)

Dr Ernesto Hugo Berbery (USA)

Dr Günter Seeber (Alemania)

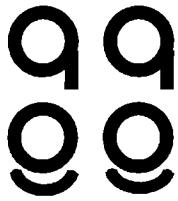
Dr Rudolph H. Wiens (Canadá)

Dr Salvador Aliotta (Arg.)

Dr Ricano Matano (USA)

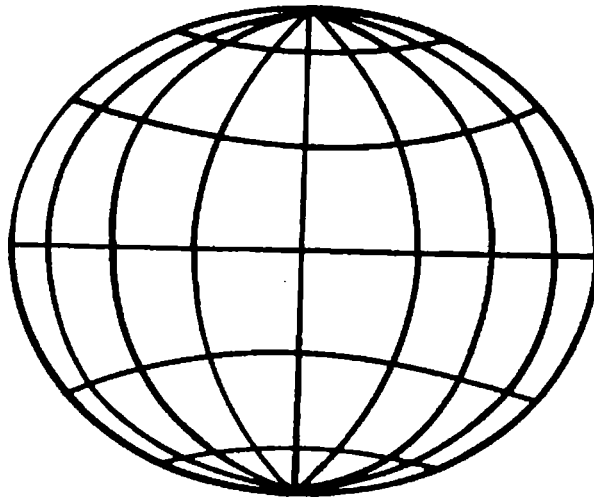






**Asociación Argentina de  
Geofísicos y Geodestas**

# ***GEOACTA***



**VOLUMEN 23  
1998**

**ISSN 0326-7237**



## GEOACTA, 23, 1998

Análisis preliminar del balance sedimentario de la playa de PehuenCo, provincia de Buenos Aires, Argentina <i>Jorge Caló, Elba Fernández, Angel Marcos y Héctor Aldacour</i>	1
Diferencias térmicas urbano-rural en la ciudad de Formosa, Argentina <i>Ricardo Merlo y María Cintia Piccolo</i>	13
Comportamiento flexural de la corteza que contiene a la cuenca de Ischigualasto Villa Unión (Provincias de San Juan y La Rioja, Argentina). <i>Francisco Ruiz y Antonio Introcaso</i>	20
Espectrometría de rayos gamma, área lago Musters, Provincia de Chubut. <i>Luis E. López y Carlos J. Chernicoff</i>	34
Prony's method applied to anomalies' separation on an Andean cordillera section. <i>Beatriz Introcaso</i>	41
Residual fluxes of mass, salt, temperature and suspended sediment through a section of Bahía Blanca. <i>Daniel E. Perez y Gerardo M.E. Perillo</i>	51
Isostatic state of the upper rhine graben. <i>Silvia Miranda and Antonio Introcaso</i>	66
Validación de las alturas geopotenciales de 1000 hPa obtenidas del modelo de diagnóstico del Servicio Meteorológico Nacional. <i>Rosa Hilda Campagnucci y Diego Christian Araneo</i>	78
Sea level variations of both the South China Sea and the Malacca Straits due to the Northeast and the Southwest Monsoons. <i>Alejandro L. Camerlengo, M. Nasir Saadon and Tetsuo Yanagi</i>	93





**ANALISIS PRELIMINAR DEL BALANCE SEDIMENTARIO DE LA PLAYA DE PEHUEN-CO, PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA.**

**Jorge Caló, Elba Fernandez, Angel Marcos, Héctor Aldacour**

UNS. Dto Geología, San Juan 670 - (8000) Bahía Blanca, Argentina.

e-mail: jecalo@criba.edu.ar - efernan@criba.edu.ar - amarcos@criba.edu.ar

**RESUMEN**

La erosión de las playas del Balneario Pehuen-Có y la extracción de arena para la construcción, ponían en riesgo el uso recreativo del mismo y antes de iniciar cualquier trabajo de protección, se consideró conveniente efectuar un estudio sobre los procesos y respuestas que se operan en la playa. En el área la costa es baja y arenosa, caracterizándose por un complejo de dunas de aproximadamente 6 Km de ancho, aumentando su altura hacia la costa. La playa es arenosa con un ancho aproximado de 150 m presentando un perfil de barras y canales. En dos sectores a ambos lados del centro urbano se midieron perfiles de playa a partir de los cuales se realizaron mapas topográficos. La comparación de éstos últimos de dos campañas sucesivas permite establecer los mapas residuales para la determinación de los sectores de erosión y depositación, así como los volúmenes de sedimentos desplazados. Se pueden establecer diferencias en el comportamiento de la playa en ambos sectores. En el este mantiene la tendencia positiva de sedimentación, mientras que en el sector oeste hay pérdida de arena en invierno, se estabiliza en primavera y se recupera en verano. Como las pérdidas evidenciadas son menores que las pérdidas máximas recuperables, se considera que la playa tiene posibilidad de recuperación en períodos que exceden al año. Sin embargo la explotación de arena de las playas debe ser cuidadosamente programada.

**ABSTRACT**

The recreational usage of the Pehuen-Có resort beaches was put to a risk due to erosion and sand mining. Before to attempt any protection wok, it was considered expedient to perform a study on processes and responses operating on the beach. In the site the cost is low and sandy, being characterised by a sand dune complex about 6 km in width, with increasing heights towards the cost. The sandy beach has an average of 150 m. in width.

Beach profiles were surveyed at both ends of the town sector. Morphological maps were plotted from those profiles. Residual maps were derived by comparison of maps belonging to two successive survey campaigns. These maps allow ascertaining erosion or accretion places on beaches as well as the displaced sediment volumes. Differences in beach behaviour can be established for both sectors. At the eastern sector the beach maintains a positive sedimentation trend, meanwhile at the western sector there are sand depletion in winter, beach stabilisation in spring and beach accretion in summer. As the sand losses being evidenced by the study are less than the recoverable maximum, it is considered that the beach has a recoverable period in excess of one year. Notwithstanding, beach sand mining must be carefully programmed.

## **1. INTRODUCCIÓN**

El incremento en el uso de las zonas costeras por el hombre actúa acelerando o retardando los procesos de erosión-sedimentación de las mismas. Dicha intervención se ha visto últimamente acentuada debido a su atractivo turístico, por lo que es necesario compatibilizar el desarrollo urbano con diversas actividades como ser la extracción de arena para la construcción habitacional y de infraestructura.

El Municipio de Coronel de Marina Leonardo Rosales, como consecuencia de la erosión de las playas del Balneario Pehuen-Có, que pone en riesgo el uso recreativo del mismo, consideró conveniente efectuar un estudio sobre los procesos y respuestas que se operan en la playa antes de iniciar cualquier trabajo de protección. Actualmente se realiza una extracción de arena destinada a la construcción que no ha sido organizada ni controlada, por lo que se desea conocer cual puede ser su influencia en el problema planteado

Los cambios en la morfología de una playa son producidos por el movimiento de los sedimentos inconsolidados generado por agentes naturales como el viento, las olas y mareas, y por agentes antrópicos como la extracción indiscriminada de arenas, construcción de caminos costeros, etc. La escala temporal de estos cambios va desde la respuesta instantánea causada por la embestida de una ola, pasando por una tormenta de varios días, alcanzando las variaciones cíclicas del nivel del mar.

Un enfoque clásico para determinar la ciclicidad de los cambios que se producen en la playa, es analizar en gran detalle los cambios que se operan en un sector pequeño, durante un período de tiempo considerable. En estas circunstancias se puede analizar un espectro amplio de situaciones de energía y así reunir una suficiente cantidad de datos como para armar modelos conceptuales

En este trabajo se presenta como análisis preliminar solamente el balance sedimentario de dos sectores de la playa del balneario, sin establecer relaciones por el momento con los factores meteorológicos y oceanográficos físicos intervinientes. Tampoco se considera la entrada o salida de la arena al sistema, a partir de la deriva litoral, considerándose al mismo como cerrado.

## **2. AREA DE ESTUDIO**

El área de estudio es el sector costero del Balneario Pehuen-có, situado aproximadamente 45 km al este de la ciudad de Punta Alta, dentro del Partido de Coronel Rosales. En este sector la costa presenta una saliente conocida en la cartografía como Punta Pehuen-Có, en la cual está emplazado el centro urbano (Fig. 1).

La costa es baja y arenosa, caracterizándose por un complejo de dunas de aproximadamente 6 km de ancho medio. En los sectores más alejados de la costa, las dunas son de menor altura y se encuentran recubiertas de vegetación. En proximidad de la costa son más altas, vegetadas o no, alcanzando alturas de hasta 10 m.

La playa arenosa tiene un ancho promedio de 143 m. En su parte más alta se desarrolla un pequeño grupo de dunas frontales de bajas altura, que a veces cubren bloques de areniscas de playa sueltas, fragmentos de conchillas y gravas de cuarcitas.

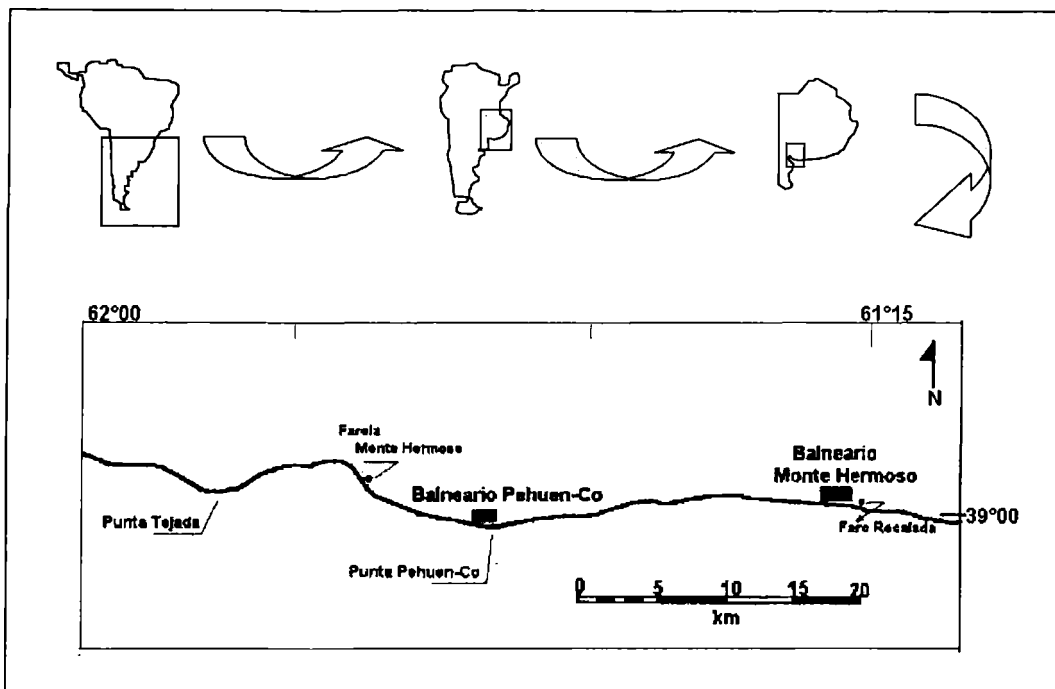


Figura. 1: Ubicación del área de estudio

Estos han sido dejados por el mar durante una tormenta y luego fueron cubiertos por la arena eólica. La playa presenta un perfil cambiante de bermas y canales que dependen de las condiciones oceanográficas (Fig. 2). Durante las tormentas, la playa está sujeta a grandes olas, su perfil se transforma en cóncavo sin ningún rasgo morfológico distintivo, salvo el canal y barra submarinos que suelen adquirir tamaños considerables.

Puede haber erosión de la parte frontal del médano. Durante un período de olas normales, la playa se reconstruye mediante la migración de barras hacia la misma. Estas barras migran hacia la zona de playa alta hasta agregarse como bermas, dando así por resultado un perfil convexo con algunos canales y barras en la playa baja. El sistema ambiental de esta playa puede asimilarse a los modelos disipativos y reflectivos dados en la literatura (Wright *et al.*, 1979; Bowman y Goldsmith, 1983; Wright y Short, 1984; Short, 1991, 1992).

En la playa baja, aparecen algunos afloramientos a modo de plataformas, constituidos por arenas cementadas por carbonato de calcio y conglomerados, que fueron estudiados

por Mouzo, 1980; Mouzo *et al.*, 1985; Aramayo y Manera, 1985. Estos afloramientos que constituyen una localidad fosilífera muy importante, reconocida en los medios paleontológicos, quedan a veces cubiertos por algunos centímetros de arena.

Del examen de la carta náutica de la zona, se desprende que la topografía submarina es bastante irregular, continuándose una especie de plataforma de abrasión que se prolonga hasta la isobata de cinco metros, aproximadamente.

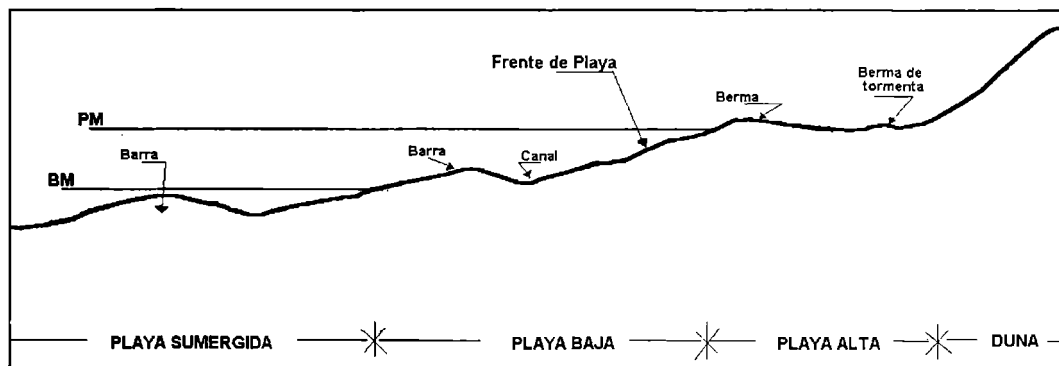


Figura. 2: Morfología de la playa del balneario Pehuen-C6.

El régimen de mareas de la localidad es semidiurno, con un nivel medio en el Faro Monte Hermoso de 1,89 m por encima del plano de reducción. La altura aproximada de pleamar es de 3.30 m y la mínima de bajamar de 1.34 m.

Según las mediciones realizadas mediante el sistema L.E.O. de observaciones costeras (Littoral Environmental Observations), la caracterización ambiental modal de esta playa está dada por olas provenientes del S (75,8% de las observaciones), con alturas entre 0.3 y 0.6 m (60.5%) y cuyo período promedio es de 8.8 s. Por otra parte las rompientes son de tipo de derrame (83.3%) y las corrientes litorales moviéndose hacia el E tienen una predominancia (25,2%) con respecto a las que corren hacia el O. (Caló *et al.*, 1995).

Las corrientes de marea son aproximadamente de dirección NW-SE en el SW de Pehuen-C6, con direcciones opuestas de subiente y bajante. La velocidad de la marea decreciente es ligeramente superior a la de la marea creciente, siendo frecuente velocidades de entre 20 y 30 cm/seg. Hacia el oeste, las corrientes son ESE-WNW, más veloces que las indicadas precedentemente, (NEDECO-ARCONSULT, 1982, 1983).

Los vientos terrestres más frecuentes corresponden a los sectores N, NO y NE (44%), siguiéndoles en importancia los provenientes del mar, sectores SO, S y SE (28.2%) y por último los paralelos a la playa, O y E (27.8%).

### **3. METODOLOGIA UTILIZADA**

Para el desarrollo del presente trabajo se han realizado mediciones en el terreno para establecer la morfología de la playa y se hicieron estudios de laboratorio y gabinete.

#### **3.1 Metodología de Campo**

Para realizar el relevamiento topográfico de la playa, se escogieron dos sectores de 250 m de ancho cada uno ubicados en ambos lados del centro urbano, denominándose dichas áreas como sector este y sector oeste. En cada uno de ellos se establecieron líneas de base paralelas a la costa, próximas al límite superior de la playa. Se instalaron seis mojones para cada sector, separados 50 m entre sí, los que fueron vinculados con un punto geodésico. En cada sector dos equipos de trabajo, realizaron simultáneamente seis perfiles perpendiculares a la playa, a partir de los mojones. Los perfiles se repitieron durante un año con una frecuencia quincenal. Debido a actos de vandalismo, fueron sustraídos los mojones inicialmente colocados, por lo que solo se cuenta con información confiable y susceptible de comparación para un período de 300 días. Se utilizó el método de jalones, propuesto por Emery (1961) para trazar los perfiles.

#### **3.2 Metodología de laboratorio y gabinete.**

Los datos obtenidos durante el relevamiento de campo son procesados para la construcción de los perfiles de playa. Estos perfiles fueron realizados utilizando un nivel de referencia de 10 metros por debajo del mojón a efectos de contar con valores positivos y además permitir establecer comparaciones entre los distintos perfiles y los perfiles de las distintas campañas.

A partir del conjunto de perfiles de cada sector levantados por campaña, se confeccionan mapas topográficos de la playa. La comparación numérica de dos mapas sucesivos, permite la construcción de un mapa residual o isopáquico. En el mismo pueden calcularse los volúmenes y apreciarse sectores de erosión y depositación.

### **4. CAMBIOS PRODUCIDOS EN LA PLAYA**

La evaluación de los resultados obtenidos a lo largo de todas las campañas realizadas y que cubre un período de 300 días, ha permitido confeccionar los perfiles, mapas topográficos y mapas residuales correspondientes e inferir los volúmenes de sedimentos desplazados. Para estimar los cambios resultantes desde el inicio del proyecto, se unificaron los volúmenes obtenidos.

La superposición de los perfiles de dos campañas sucesivas permite visualizar los desplazamientos sufridos por las formas de la playa, observándose en general un avance de las barras hacia la zona de playa alta. (Fig. 3).

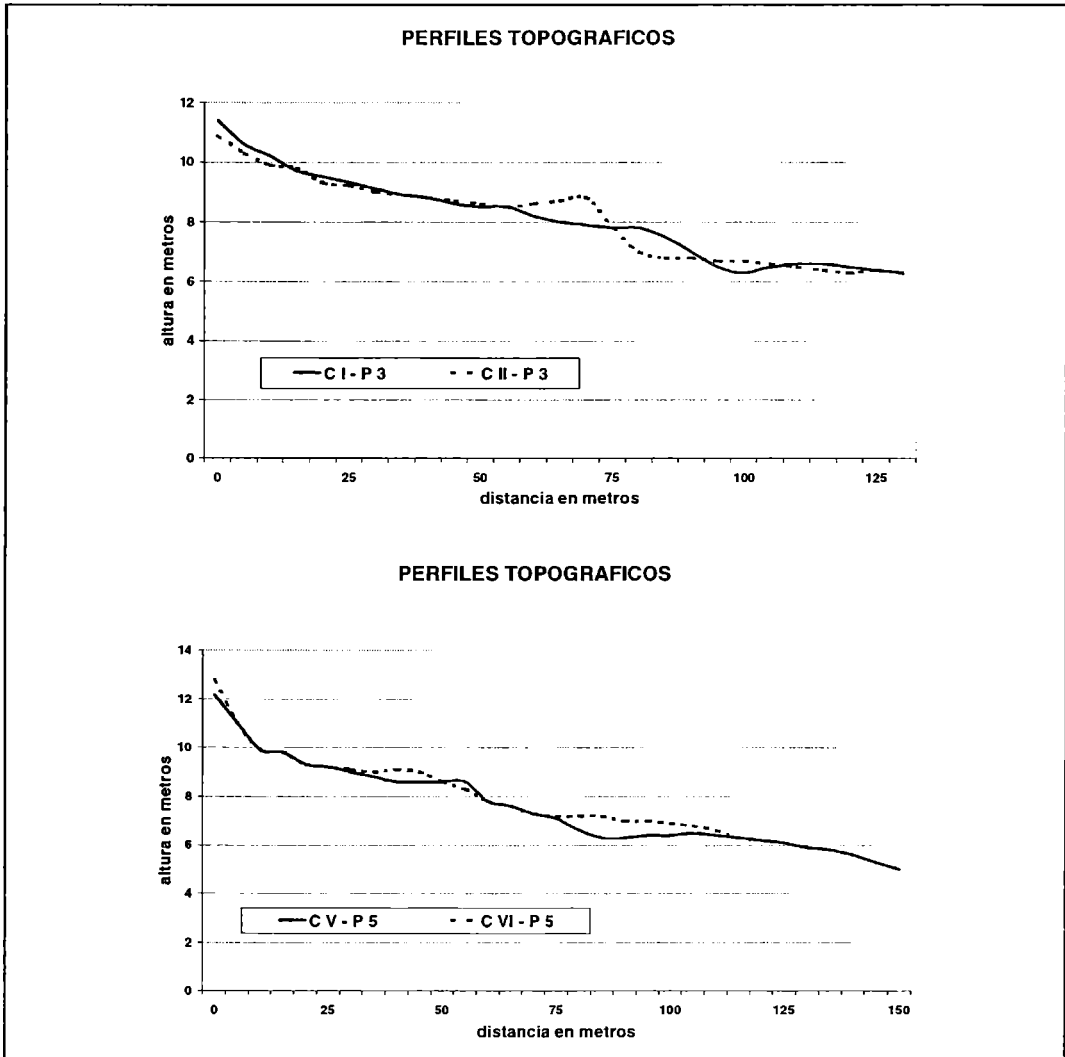


Figura. 3: Ejemplos de perfiles de playa y su variación entre dos campañas sucesivas. Se observa el avance de las barras hacia la zona de médanos costeros.

Posteriormente se realizaron las representaciones topográficas correspondientes para cada sector y finalmente la superposición de éstos últimos permite la construcción de los

mapas residuales (algunos ejemplos se observan en las Figuras 4 y 5 respectivamente).

Los mapas residuales permiten calcular los volúmenes de sedimentos desplazados a partir de los espesores que han sido depositados o erodados. Como la extensión de la playa resultó variable para cada campaña dadas las diferentes condiciones meteorológicas y coeficientes de marea reinantes, se refirieron estos volúmenes medidos a volúmenes a área constante. El área se calcula considerando un largo de 250 m y un ancho de playa constante e igual a 143 m, resultante de la media aritmética de todos los anchos obtenidos en cada una de las campañas. Estos resultados así como los valores acumulados se indican en la Tabla 1.

## **5. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS**

De la evaluación de la información recogida, se observa que existe una marcada alternancia entre períodos de erosión y depositación. La forma de la curva para el sector este se encuentra desplazada hacia valores de balance positivo, en tanto que la otra lo está hacia valores negativos. Esto significaría que la playa del sector este muestra una tendencia al superávit de sedimentos, en tanto que la del sector oeste la presenta hacia un déficit de los mismos.

Si se discriminan rectas de regresión por estaciones climáticas (invierno, primavera y verano), se observa una diferencia en el comportamiento de las dos playas (Fig. 6). En el sector este, las pendientes positivas de las rectas indican que la tendencia a ganar sedimento se mantiene durante las tres estaciones, aunque en el verano tiende a ser más pronunciada, como lo sugiere la mayor pendiente.

En cambio en el sector oeste se comprueba que existe una variabilidad estacional en el comportamiento de la playa. Durante el invierno la misma muestra una neta tendencia a perder sedimento (pendiente negativa de la recta de regresión). En primavera se estabiliza indicando un mayor equilibrio entre los volúmenes erodados y depositados. En el verano la playa se restablece como lo indica la pendiente positiva de la recta de regresión.

En la Tabla 2 se expresan algunos parámetros relativos a la movilidad de la playa. Se entiende por cambio de volumen bruto a la cantidad total de sedimentos movidos, sin considerar si corresponde a volumen erodado o depositado. El volumen neto es el balance final de los sedimentos movidos en la playa. El intervalo de variabilidad es la diferencia entre el volumen máximo depositado y el erodado durante el período considerado.

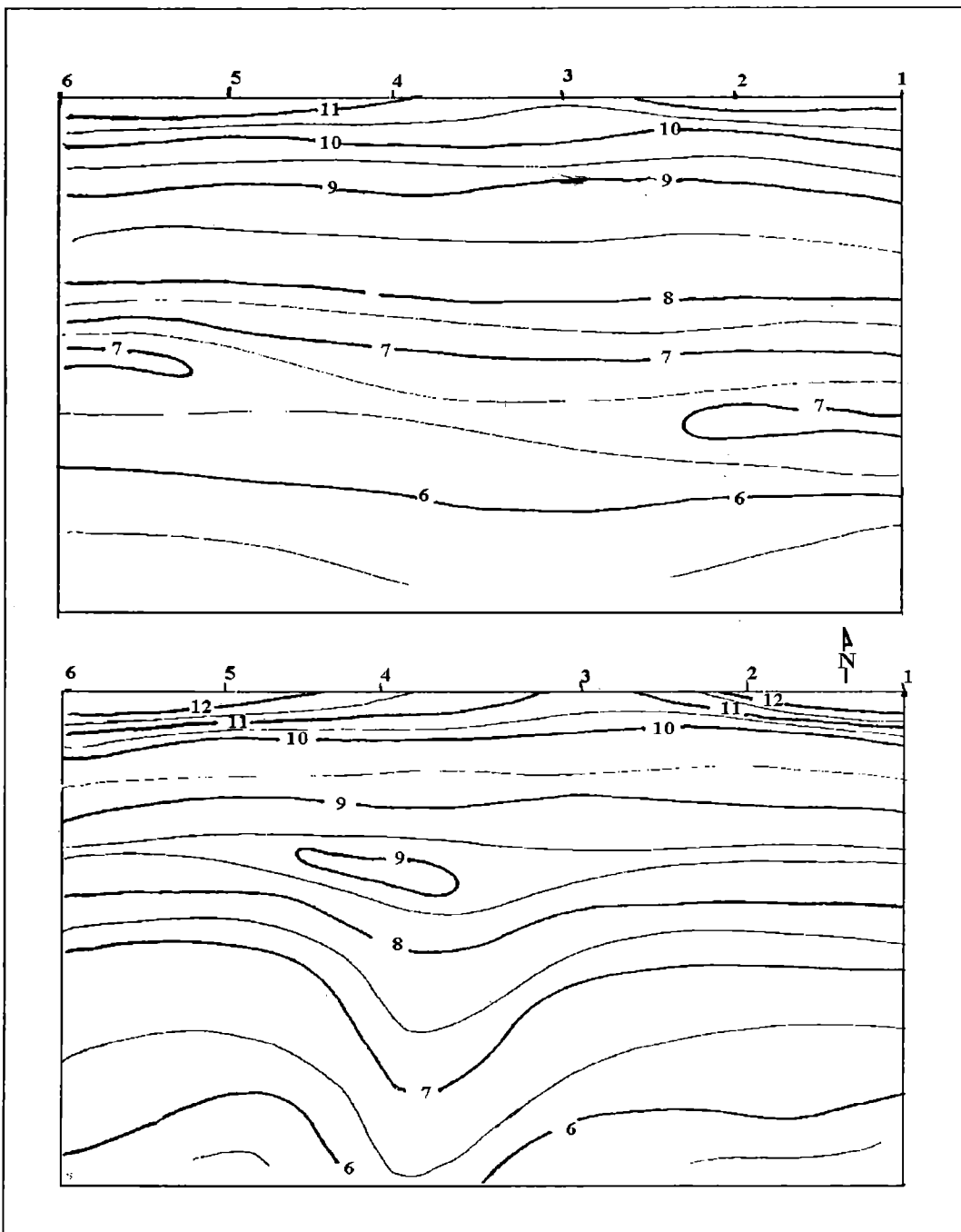


Figura. 4: Ejemplos de mapas topográficos del área estudiada. 1 a 6: Ubicación de los perfiles - Equidistancia: 0.5 m..



*Análisis preliminar del balance sedimentario ...*

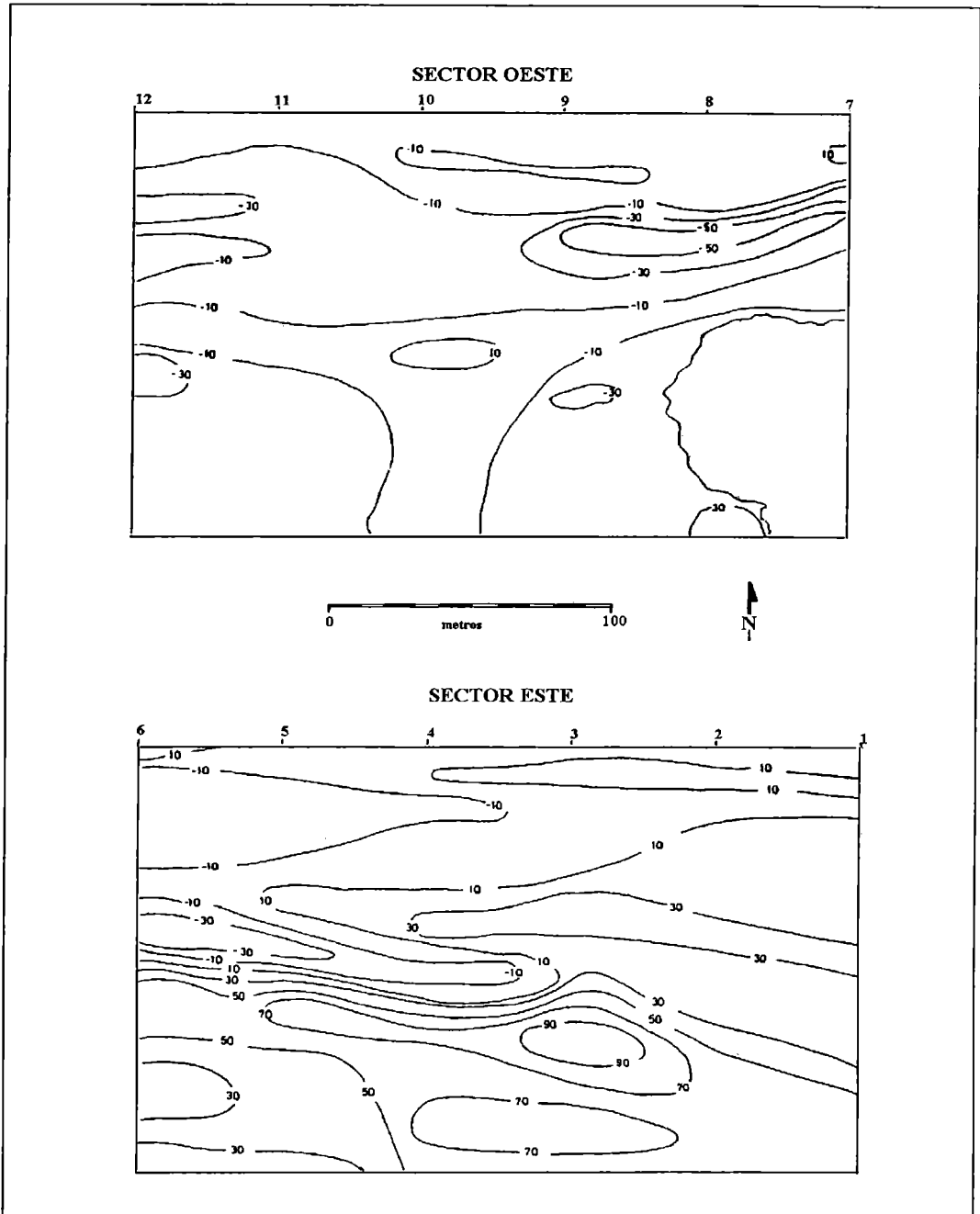


Figura 5: Ejemplos de mapas residuales obtenidos a partir de la superposición de los mapas topográficos de dos campañas sucesivas. Equidistancia 20 cm.  
1 a 12: ubicación de los perfiles de playa

TABLA 1: Volúmenes calculados a área constante.

El ancho medio de playa utilizado en el cálculo de los volúmenes es de 143 m.

Campaña de referencia	Volúmenes (m <sup>3</sup> ) Sector Oeste	Volúmenes (m <sup>3</sup> ) Sector Este	Vol. Acumulado Sector Oeste	Vol. Acumulado Sector Este
3-2	6643	934	6.643	934
4-3	-8.237	-8.272	-1.594	-7.338
5-4	2.194	2.290	600	-5.048
6-5	-3.148	-2.667	-2.548	-7.715
7-6	-3	2.134	-2.551	-5.581
8-7	-607	3.407	-3.158	-2.174
9-8	-135	4.372	-3.293	2.198
10-9	62	-3.713	-3.231	-1.515
11-10	-4.745	3.247	-7.976	1.732
12-11	1.864	-968	-6.112	764
13-12	768	-1.100	-5.344	-336
14-13	2.306	2.690	-3.038	2.354
15-14	-2.041	-537	-5.079	1.817
16-15	-1.859	-1.459	-6.938	358
17-16	6.438	-183	-900	175
18-17	-1.974	-201	-2.874	-26
19-18	-5.457	-668	-7.931	-694
20-19	8.889		958	
21-20	485	7.994	1.443	7.300
22-21	-6.436	-4.484	-4.993	2.816

Las máximas pérdidas recuperables es el volumen máximo perdido que puede recuperarse entre una campaña y otra.

Para el período considerado, el balance sedimentario positivo (+2816 m<sup>3</sup>) indica que la playa del sector este mostró una tendencia a la ganancia de arena. El balance sedimentario negativo del sector oeste (-4993 m<sup>3</sup>) muestra una tendencia a la pérdida de sedimento. Solo cuando el cambio de volumen neto excede la máxima pérdida recuperable, las pérdidas de materiales de la playa son significativas, y merecen ser consideradas como potenciales indicios de advertencia. Como esta pérdida es menor que la pérdida máxima recuperable (-8900 m<sup>3</sup>) se considera que esta playa tiene una buena posibilidad de recuperación en períodos que exceden al año.

En general en este caso las pérdidas máximas sufridas y que luego fueron recuperadas en el término de una campaña (aproximadamente 15 días) son menores que el rango de variabilidad. Los cambios de volumen netos en ambos sectores, también son menores que las máximas pérdidas recuperables. En el caso del sector este, como el balance neto es positivo, no existe problema alguno.

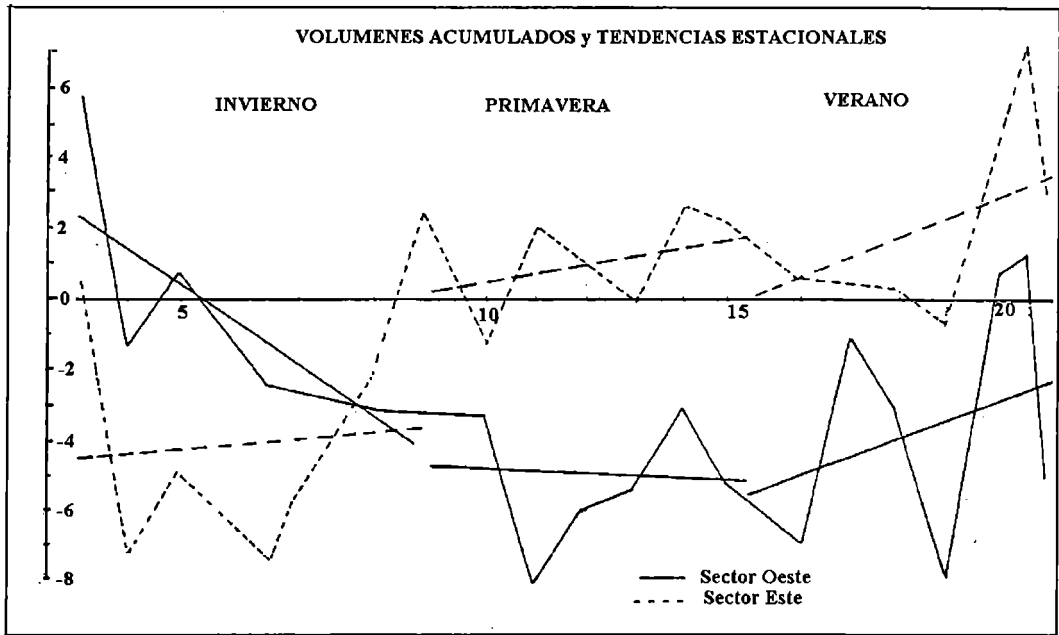


Figura 6: Volumen de sedimentos y volumen acumulado durante el período estudiado, separados estacionalmente (invierno, primavera y verano). En la abscisa: números de campañas.

Sector	Cambio de volúmen (m <sup>3</sup> ) neto	Cambio de volúmen (m <sup>3</sup> ) bruto	Rango de Variabilidad (m <sup>3</sup> )	Pérdidas máximas recuperable (m <sup>3</sup> )
Este	2816	55.661	15.028	7.900
Oeste	-4.993	64.291	14.619	8.900

En el caso del sector oeste, con un balance negativo, todo parece indicar que existe una buena posibilidad de recuperación según el comportamiento de la playa durante el período estudiado.

Los volúmenes de arena extraídos en el sector este por los concesionarios de la playa, suministrados por la delegación de la Policía Minera, tienen un valor medio de 129 m<sup>3</sup> mensual. En principio esta cifra no representaría una pérdida perjudicial para la playa, si se la compara con las pérdidas máximas recuperables.

## 6. CONCLUSIONES

Se observa un comportamiento diferente en las dos playas. En el sector este se constató, desde el comienzo una ganancia neta de aproximadamente 3000 m<sup>3</sup> de arena. En el sector oeste, en cambio, se perdieron casi 5000 m<sup>3</sup>. Esta última cifra es menor que las pérdidas máximas recuperables por lo que se puede esperar una recuperación de la playa.

Se comprueba además que en el sector oeste existe una variabilidad estacional con pérdida de sedimento en invierno y ganancia en verano. En el sector este, se mantiene la tendencia a ganar sedimento durante las tres estaciones abarcadas desde el inicio del proyecto. Esta ganancia se acentúa en el verano.

No se considera comprometida la extracción de arena destinada a la construcción de viviendas en el balneario, siempre que la misma se realice en forma organizada y controlada. Sin embargo para determinar la posibilidad de una explotación racional del recurso hay que recurrir al análisis conjunto del balance presentado y los procesos y causales de esta dinámica litoral extendida en un tiempo mayor. Se deben tomar en consideración las entradas y salidas de sedimentos por deriva litoral al sistema que consideramos.

## REFERENCIAS

- Aramayo, S.A. Y Manera, T. 1985. Nuevos hallazgos de mamíferos plesitocénicos en el yacimiento de Playa del Barco, Prov. de Buenos Aires. Prim. Jorn. de Geol. Bonaerenses. Tandil. Argentina.
- Bowman D. Y Goldsmith V., 1983. Bar morphology of dissipative beaches: an empirical model. *Marine Geology*, 51:15-33.
- Caló, J.; Fernandez, E.M., Aldacour, H. 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. Tomo I, p 223 - 236. Ed. Mario P. Cantú. Río Cuarto, Córdoba. Argentina..
- Emery K.O. 1961. A simple method of measuring beach profiles. *Limnology and Oceanography*, 6 (1): 90-93.
- Mouzo F.H. 1980. Rastros fósiles de allianassidos ("ophiomorphidos") en sedimentos litorales de Pehuen-Có, Prov. de Buenos Aires. Simposio sobre problemas del litroal Atlántico bonaerense. Mayo 1980. Mar del Plata.
- Mouzo F. H., Farinatti E. Y Esposito G. 1985. Tubos fósiles de callianasidos en la playa de Pehuen-Có, Prov. de Buenos Aires. Primeras Jornadas de Geología Bonaerenses, Tandil, Argentina.
- Nedeco-Arconsult. 1983. Study of the dredging of the access channel to the port of Bahía Blanca. Draft Final Report. 1.
- Nedeco-Arconsult. 1982. Estudio de dragado del canal de acceso al puerto de Bahía Blanca. Inédito.
- Short A.D., 1992. Beach system of the Central Netherlands coast: processes, morphology and structural impacts in a storm driven multi-bar system. *Marine Geology*, 107: 103-137.
- Short A.D., 1991. Macro-meso tidal beach morpho dynamics- an overview. *J. Coast. Res.*, 7(2): 417-436.
- Wright L.D., J Chappell, B.J. Thom, M.P. Bradshaw y P. Cowell, 1979. Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: Southeastern Australia. *Marine Geology*, 32: 105-140.
- Wright L.D., y A.D.Short, 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis, *Marine Geology*, 56: 93-118.

## **DIFERENCIAS TÉRMICAS URBANO-RURAL EN LA CIUDAD DE FORMOSA, ARGENTINA**

**Ricardo Merlo<sup>1</sup> y María Cintia Piccolo<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Cimecli, Universidad Nacional de Formosa

<sup>2</sup>Instituto Argentino de Oceanografía, C. C. N° 107, 8000 Bahía Blanca

### **RESUMEN**

Las diferencias de temperatura entre la zona urbana y rural de la ciudad de Formosa fueron analizadas para determinar la denominada Isla de calor urbano. Se estudió el período 1994-1995. Las diferencias de temperatura encontradas entre los dos sitios es importante. Se encontró diferencias de hasta 12 °C durante el día a la hora de la máxima temperatura y de 14,3 °C durante la hora de la mínima. Se analizan los resultados mediante un modelo de ajuste lineal.

### **ABSTRACT**

Difference in temperature between urban and rural areas of the Formosa city are analyzed to determine the urban heat island. The study period was 1994-1995. Significant temperature differences were found in the maximum temperatures (12 °C) and the minimum ones (14.3 °C). The results are analyzed with a lineal model.

## **1. INTRODUCCIÓN**

La ciudad de Formosa, capital de la provincia del mismo nombre, fue fundada en abril de 1879. Actualmente tiene una población de 159.000 habitantes (INDEC, 1991). Se encuentra sobre la margen derecha del río Paraguay, en un albardón, siendo sus coordenadas geográficas 26° 12' S y 58° 14' W (Fig. 1). Presenta una altura de 60 metros sobre el nivel del mar. La ciudad se asienta sobre una cuenca sedimentaria plana, con suaves ondulaciones en la que se distinguen dos unidades: una costera, paralela al río Paraguay que configura terrazas ligeramente elevadas sobre las que se asienta una parte de la ciudad y otra unidad de modelado fluvio-lacustre con lagunas, bañados y riachos. Todos estos terrenos fueron convertidos en tierras útiles para la urbanización.

En el trazado urbanístico de la ciudad se observa que en un principio se fueron ocupando los lugares más altos tales como lomas altas aledañas al río, luego se urbanizaron las lomas medias hasta que finalmente, por razones físicas y/o socioeconómicas se fueron ocupando las zonas más bajas. Las zonas urbana y suburbana tienen escasa pendiente. Cuando se modifican y/o alteran las condiciones naturales, se desencadenan una serie de problemas que afectan al funcionamiento de la ciudad. Como ejemplo de estas alteraciones naturales se pueden mencionar las inundaciones de 1979, 1983 y 1997, entre otras.

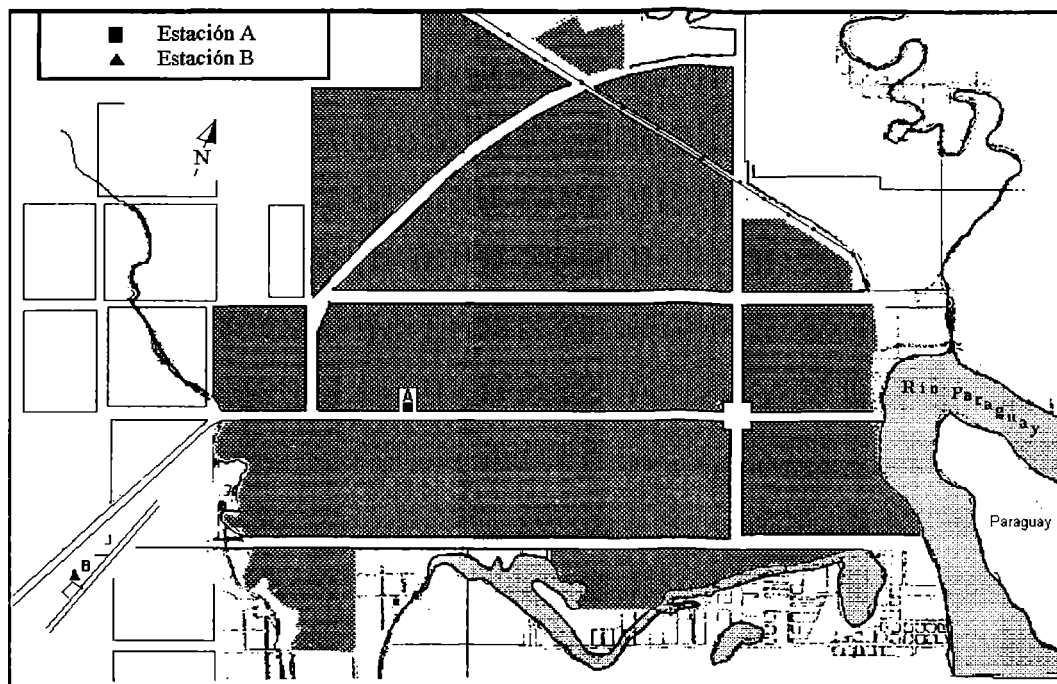


Figura 1. Mapa de la ciudad de Formosa con la ubicación de las estaciones meteorológicas.

La ciudad de Formosa está ubicada en la denominada región subtropical húmeda, con precipitaciones que se producen en mayor proporción en el otoño y con intensidades que oscilan entre 1200 y 1300 mm. Por otra parte, la hipertermia del clima local condiciona las actividades de la población. A las horas de las máximas temperaturas resulta difícil realizar actividades al aire libre dado que el calor y la humedad es sofocante.

La población ha tenido un crecimiento demográfico exponencial en los últimos años. Este crecimiento generó la ocupación extemporánea de terrenos sin infraestructura. Las inundaciones mencionadas ayudaron a que este problema se agravara. Además, es importante destacar el desarrollo de nuevas viviendas en la ciudad debido a la migración masiva desde el interior de la provincia hacia la capital. La planificación del espacio geográfico requiere de estudios generales de las condiciones ambientales, y en particular de investigaciones intensivas de las características climáticas locales. Sin embargo es muy poco lo que se conoce sobre el microclima de la ciudad de Formosa y la variación que se ha producido debido al crecimiento urbano mencionado.

La manifestación más obvia de la urbanización es el aumento de la temperatura en las ciudades. Ello se debe a los innumerables procesos de combustión, metabolismo de sus habitantes, etc. que añaden calor a la atmósfera. En algunas de las metrópolis de las latitudes medias, este calor asciende a la tercera parte del calor recibido del sol durante el año. La

diferencia de temperatura está relacionada con la densidad de la población y al agrupamiento de casas, resultando que las aglomeraciones más densas corresponden a los mayores excesos de calor. En las latitudes altas, este calor antropogénico es beneficioso, pues la capa de nieve se formará más tarde y se derretirá antes en las ciudades que en el campo abierto. No es así en latitudes tropicales, pues este calor adicional produce desconfort y efectos serios del denominado stress climático. Por todo lo expuesto, la temperatura del aire es la variable más analizada en la literatura (ej., Peterson, 1970, Atwater, 1975, Oke and Hannell, 1979, Unwin, 1980).

La denominada isla de calor urbana es el efecto más significativo de la modificación artificial del clima producida por las ciudades (Oke, 1978). Una forma de cuantificar el efecto de esta urbanización es analizar las diferencias de temperatura entre las zonas urbana y rural. El objetivo de este trabajo es entonces establecer esas diferencias para comenzar a estudiar la modificación artificial del clima que se producen en ciudades tropicales. Cabe destacar que no existen trabajos previos en esa zona y por lo tanto este trabajo preliminar aporta los primeros conocimientos sobre el tema en la región.

## **2. METODOLOGÍA**

Para efectuar el trabajo se utilizó información de dos estaciones meteorológicas localizadas en dos sectores diferentes de la zona de estudio. Una estación meteorológica (Fig. 1) está ubicada dentro de la zona urbana, en el Campus Universitario de la Universidad Nacional de Formosa (estación A). La segunda estación está localizada en el Aeropuerto de Formosa, y es dependiente del Servicio Meteorológico Nacional (estación B). Esta última estación es considerada como representativa de la zona rural. Cabe destacar que no existen asentamientos urbanos en esa zona. Ambas estaciones están separadas una de otra, cinco kilómetros aproximadamente.

La información correspondiente a las estaciones meteorológicas mencionadas fue analizada durante el período 1994 y 1995. Se midió la temperatura del aire cada dos horas en forma continua. Ambas series de tiempo fueron estudiadas mediante análisis estadístico. Se utilizaron métodos numéricos estándar de regresión polinomial, teniendo en cuenta los errores de redondeo y de acumulación. Las temperaturas de la estación B fueron considerados como variable independiente. Se analizó la temperatura máxima, mínima y media diaria. Se efectuaron las diferencias de temperatura entre ambas estaciones y se realizó la estadística correspondiente. La nomenclatura utilizada en el presente análisis es:  $T_{max}$ : temperatura máxima diaria del aire (°C);  $T_{min}$ : temperatura mínima diaria del aire (°C);  $T_{med}$ : temperatura media diaria del aire (°C);  $T_A$ : temperatura de la estación A (°C);  $T_B$ : temperatura de la estación B (°C);  $\Delta T = T_A - T_B$  y  $r$ : coeficiente de correlación.

### 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El año 1994 fue un año atípico y frío. En ese año se registraron las temperaturas más bajas de la última década. La  $T_{\min}$  en la estación B fue  $-2^{\circ}\text{C}$ , valor que superó la temperatura mínima récord que fue  $1.6^{\circ}\text{C}$ .

La temperatura máxima no superó los  $40.8^{\circ}\text{C}$  en el mes de diciembre del mismo año. Las diferencias térmicas entre las dos estaciones de monitoreo indican durante el transcurso del año 1994, que la temperatura mínima de la zona urbana siempre fue mayor que en la zona rural. Las temperaturas máximas no presentaron un patrón definido a lo largo del año. Como ejemplo se presentan las diferencias de temperatura a la hora de las máximas y de las mínimas para el mes de septiembre (Fig. 2). Durante ese mes, en 14 días la temperatura máxima de la zona urbana fue menor que la de la zona rural. Los  $\Delta T_{\max}$  entre ambas localidades alcanzaron valores de  $12, 1^{\circ}\text{C}$  y  $-7.9^{\circ}\text{C}$ . El mismo patrón de comportamiento se observa a la hora de la mínima temperatura con diferencias de  $14,3^{\circ}\text{C}$ , sin em-

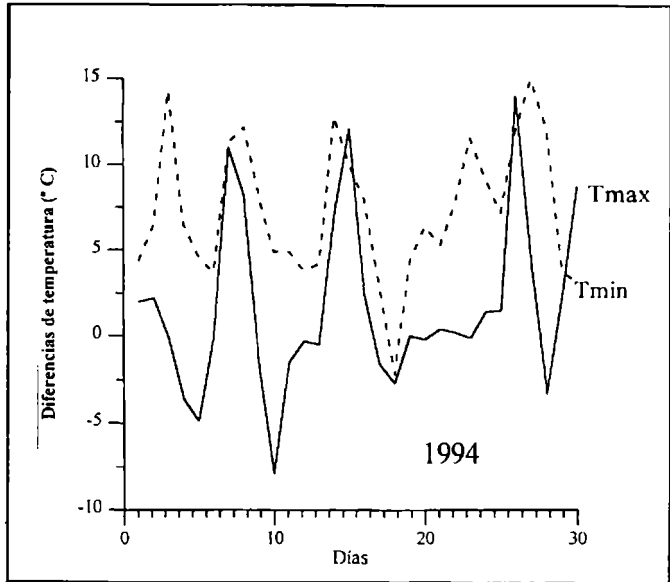


Figura 2. Diferencias de temperatura entre el ambiente urbano y rural para las máximas y mínimas temperaturas.

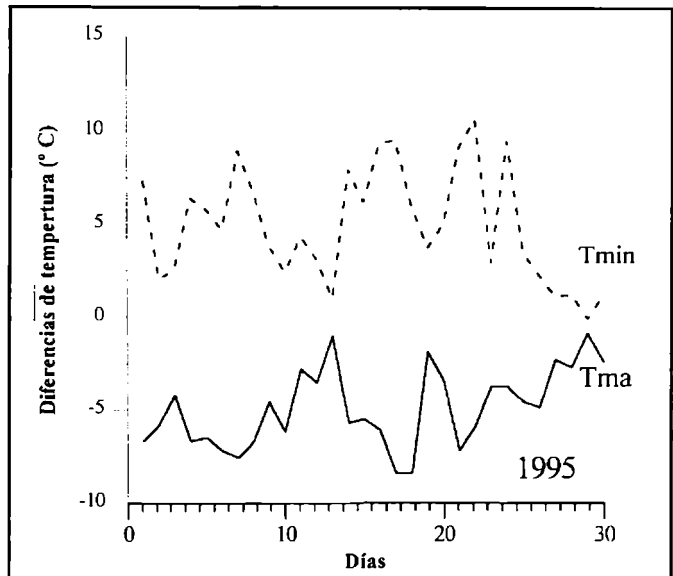


Figura 3. Diferencias de temperatura entre el ambiente urbano y rural para las máximas y mínimas temperaturas, correspondiente al mes de septiembre de 1995.



bargo en este último caso todos los días excepto en uno la temperatura mínima fue mayor en la zona urbana que en la rural.

El año 1995 presentó un comportamiento inverso al anterior, es decir, se registraron temperaturas (43°C) que superaron los valores históricos de acuerdo a los datos del Servicio Meteorológico Nacional. La Figura 3 muestra las diferencias de las máximas y mínimas temperaturas para ambas localidades en septiembre de 1995. En ese año, los  $\Delta T_{\text{máx}}$  fueron todos negativos indicando que el área rural fue siempre más cálida que la urbana a la hora de la máxima temperatura (-8,4), mientras que los  $\Delta T_{\text{mín}}$  fueron siempre positivos con máximos de 10,5 °C.

El comportamiento térmico de cada ciudad responde a sus características geográficas y urbanas, así por ejemplo Londres muestra una mayor temperatura urbana diurna significativa (Oke, 1978). En el caso de la ciudad de Formosa, se produce lo contrario, los registros de las temperaturas máximas entre ambas estaciones, indican que en los momentos de registrarse esas máximas, la ciudad se encuentra más fresca que la zona rural y cuando se registran las temperaturas mínimas, la zona urbana se encuentra más caliente que esta. A pesar de disponer de pocos años de datos se observa una variabilidad interanual significativa.

Se observaron variaciones térmicas estacionales importantes entre ambas estaciones. En valores absolutos, los  $\Delta T$  de invierno fueron mayores respecto de las otras estaciones del año, en cambio los calculados para la primavera son mínimos respecto de las demás estaciones, motivo por el cual se realizó un análisis más exhaustivo del mes de septiembre, correspondiente a la transición de invierno a primavera.

Las diferencias de temperaturas medias diarias para las cuatro estaciones del año, se observan en la Tabla 1 para todo el período de estudio. Las mayores diferencias entre ambas estaciones se observan en el invierno y las menores en la primavera. Los datos de temperatura correspondientes al mes de septiembre de ambas estaciones fueron relacionados mediante un regresión lineal según:

$$T_A = \alpha + \beta T_B \quad (1)$$

siendo  $\alpha$  y  $\beta$  coeficientes determinados para  $T_{\text{máx}}$ ,  $T_{\text{mín}}$  y  $T_{\text{med}}$ . La Tabla 2 muestra los coeficientes para los dos años de análisis.

Como ejemplo se graficaron los resultados del modelo de ajuste para el mes de septiembre. Como ejemplo se muestran las Figuras 4 y 5 correspondientes a las temperaturas máximas y mínimas para el mes de septiembre de 1995, respectivamente. El modelo presentó mejores resultados para las temperaturas mínimas. No así para las máximas y las medias diarias donde las variaciones oscilaron entre los 5 y 2 °C.

**TABLA 1. Diferencias de temperaturas medias diarias estacionales**

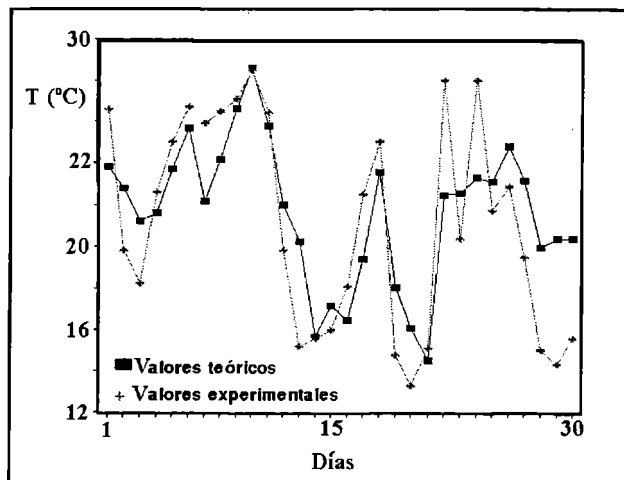
Estaciones	$\Delta T_{\text{máx}}$	$\Delta T_{\text{mín}}$	$\Delta T_{\text{med}}$
Verano	-3	4.6	0.9
Otoño	-2.3	4.7	1.4
Invierno	-3.8	5.0	4.6
Primavera	-1.5	1.6	1.5

**TABLA 2 Modelos de ajuste de temperaturas para el mes de septiembre**

Año	$T_{\text{máx}}$	$T_{\text{mín}}$	$T_{\text{med}}$
1994	$\alpha = 10.3$ $\beta = 0.7$ $r = 0.6$ ( $p < 0,001$ )	$\alpha = 10.3$ $\beta = 0.8$ $r = 0.6$ ( $p < 0,001$ )	$\alpha = 8.1$ $\beta = 0.8$ $r = 0.7$ ( $p < 0,01$ )
1995	$\alpha = 2.2$ $\beta = 0.7$ $r = 0.9$ ( $p < 0,005$ )	$\alpha = 7.7$ $\beta = 0.8$ $r = 0.7$ ( $p < 0,001$ )	$\alpha = -0.1$ $\alpha = 1$ $r = 1$ ( $p < 0,001$ ) )

#### 4. CONCLUSIONES

La ciudad de Formosa, presenta un comportamiento térmico diferente a lo largo del día. La zona céntrica se encuentra más fresca que la zona rural adyacente durante el día. En momentos de registrarse las máximas temperaturas del día la ciudad no parece responder al modelo teórico ideal (Capelli de Steffens *et al.*, 1985a,b) es decir, el centro más cálido que su periferia. Con respecto a las temperaturas mínimas, la zona urbana presenta una notable isla de calor. Si se comparan las diferencias térmicas con otros centros urbanos de la República Argentina localizados en zonas climáticas más templadas, la intensidad de la isla de calor que caracteriza a Formosa es muy grande. Cabe destacar que este estudio es el primero que se realiza sobre el tema en la región, por lo tanto se continuará trabajando para lograr una serie de tiempo más larga y poder analizar en detalle las variaciones interanuales de los diferentes elementos climáticos de la ciudad.



#### REFERENCIAS

- Atwater, M.A., 1975. Thermal changes induced by urbanization and pollution. *J. Appl. Meteorol.* 14, 1061-1071.
- Capelli de Steffens, Piccolo, M.C. y Varela, P. 1985a. Comportamiento nocturno de la isla calórica en Bahía Blanca: condiciones de verano. *Acta XII. Jorn. Ecología Urbana.*
- Instituto Nacional de Estadísticas y Censos, 1991. Censo Nacional de población y Vivienda 1991. INDEC. Buenos Aires.
- Capelli de Steffens, A., Piccolo, M. C, Campo de Ferrera, A. y Varela, P., 1985b. El clima estival bahiense. *Rev.Univ. de Geografía*, 1(1), 27 pp.
- Oke, T.R., 1978. *Boundary layer climates.* Mathuen & Co.Ltd. London, 372 pp.
- Oke, T.R. and Hannell, F.G., 1979. The form of the urban heat island in Hamilton, Canada. In *Urban Climates*, WMO Tech. Note., N° 108, 113-126.
- Peterson, J.J., 1970. *The climate of cities: a survey of recent literature.* Air and water pollution. Colorado. Assoc. Univ. Press. 613 pp.
- Unwin, D.J., 1980. The synoptic climatology of Birmingham's urban heat island, 1965-1974. *Weather*, 35,43-50.

**COMPORTAMIENTO FLEXURAL DE LA CORTEZA QUE CONTIENE A LA CUENCA DE ISCHIGUALASTO-VILLA UNIÓN (PROVINCIAS DE SAN JUAN Y LA RIOJA-ARGENTINA).**

**Francisco Ruiz<sup>1</sup> y Antonio Introcaso<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>CONICET e Instituto Sismológico Ing. F. Volponi. Facultad de Cs. Ex, Fís. y Nat. Univ. Nac. de San Juan. Meglioli 1160 (sur)-Rivadavia, (5400) San Juan. Argentina.

<sup>2</sup>Facultad de Cs. Exac., Ing. y Agrim. Universidad Nacional de Rosario. Instituto de Física de Rosario (CONICET). Av. Pellegrini 250, (2000) Rosario, Argentina.

**RESUMEN**

Con el doble objetivo de evaluar el comportamiento isostático de la profunda cuenca intermontana Ischigualasto-Villa Unión y la búsqueda de mecanismos que permitan explicar su desarrollo, se consideran: i- relaciones estadísticas entre anomalías medias de Bouguer (AB) y elevaciones medias (H), ii- modelos de compensación local (Sistema de Airy) y iii- compensación regional (Sistema Flexural). A partir de (i) fue posible evaluar que la región de la cuenca exhibe, en términos generales, un estado de leve subcompensación isostática, que luego empleando el sistema de Airy se hace más nítida. En (ii) se prepararon cartas de anomalías de Aire Libre, de anomalías de Bouguer, topográfica, de Moho hidrostático, de correcciones isostáticas y de anomalías isostáticas. El análisis se llevó a cabo desde dos enfoques, primero se siguió la metodología clásica, es decir se computó la compensación de las masas topográficas, en el segundo caso se asumió atenuación cortical en la cuenca, evaluando en forma sustractiva, la compensación del paquete sedimentario, y aditiva, la de las masas topográficas expuestas. En ambos modelos y a pesar que los mecanismos empleados son distintos, se concluye que en el sistema de Airy la región se encuentra subcompensada. Finalmente, en (iii), se consideró un modelo más refinado con una corteza atenuada en la cuenca, evaluando la compensación del paquete sedimentario, de las masas topográficas regionales y de densas masas intracorticales. El sistema flexural satisface la anomalía de Bouguer observada cuando consideramos  $D = 0$  en Cordillera y Precordillera y una  $D = 9.10^{23}$  N.m para la corteza ubicada al este de la falla de Valle Fértil.

**ABSTRACT**

Both to evaluate the isostatic behavior of the Ischigualasto - Villa Unión intermontane deep basin and to search the mechanisms to explain its development: i- statistical relationships between mean Bouguer anomalies (AB) and mean elevations (H), ii- local compensation models (Airy's System) and iii- regional compensation models (Flexural System) were considered. From (i) it was possible to evaluate that the region from the basin (in general terms) shows an isostatic slight undercompensation state that becomes clearer using the Airy's system. In (ii), charts of Free Air anomalies, Bouguer anomalies, topography, Moho contours, isostatic corrections and isostatic anomalies were prepared. The analysis was carried out using two approaches: first, the classic methodology was followed, i.e. the compensation

of the topographic mass was computed; second, an attenuated crust in the basin was assumed evaluating the sedimentary thickness compensation subtractively and the exposed topographic mass additively. In both models and although the mechanisms used are different, we conclude that the region is undercompensated in the Airy system. Finally, in (iii), a more refined model with a attenuated crust in the basin was assumed evaluating the sedimentary thickness compensation, the regional topographic mass and dense intracortical mass. Flexural system satisfy the observed Bouguer anomaly when we consider  $D=0$  in Cordillera and Precordillera and an  $D=9 \cdot 10^{23}$  N.m for the crust located at the east of the Valle Fértil fault.

## 1. INTRODUCCIÓN

La cuenca intermontana Ischigualasto-Villa Unión (I-VU) está ubicada en el ámbito geográfico de las Sierras Pampeanas Occidentales caracterizadas por su tectónica de bloques de basamento de piel gruesa (thick-skinned) en contraposición con los sobrecorrimientos (thin-skinned) de la Precordillera Andina (Jordan y Allmendinger, 1986). Emplazada en la región límite de ambos terrenos, comprende una extensa área con más de 100 km. en sentido meridiano y unos 50 km. de ancho (Fig. 1), ocupada por sedimentos neopaleozoicos, triásicos y terciarios que, en conjunto, alcanzan espesores del orden de 9 km. (Ruiz e Introcaso, 1997a).

La fosa sedimentaria presenta una anomalía de Bouguer residual superior a +30 mGal (Ruiz e Introcaso, 1997b) que correspondería, al menos en parte, a efectos positivos en corteza intermedia atribuibles al emplazamiento de rocas ultramáficas, posibles relictos de corteza oceánica amalgamada (Vujovich, 1995). Por otro lado, existen afloramientos de magmatismo básico asociado a etapas de tectónica distensiva para el Triásico y Neógeno (Stipanovic y Bonaparte, 1979; Malizia *et al.*, 1995) que podrían sugerir la presencia de cuerpos densos intruidos. Además, el modelo de Moho calculado a partir de datos gravimétricos exhibe leve atenuación cortical en la comarca (Ruiz, 1998).

Ruiz e Introcaso (1997c), sobre una sección transversal a la región de la fosa sedimentaria ( $29^{\circ} 30'$  de latitud sur), presentaron los resultados preliminares de un estudio isostático en el sistema de Airy, encontraron una anomalía isostática positiva (40 mGal), con longitud de onda mayor que el ancho de la fosa, índice del estado de subcompensación de las Sierras Pampeanas que contienen a la cuenca. En este trabajo se analiza la isostasia: i- basados en relaciones estadísticas de Anomalías de Bouguer ver-sus Altitud; ii) en el sistema hidrostático local (Airy) y iii) en el sistema de compensación regional (flexural).

## 2. BASE DE DATOS

Se efectuó un relevamiento gravimétrico areal, midiéndose unas 300 estaciones sobre el área de la cuenca. Estas observaciones se sumaron a una base de datos con más de 2000 valores distribuidos regionalmente. De esta manera se conformó una grilla irregular que

cubre toda la comarca y permite disponer, en promedio, de una estación cada 20 km<sup>2</sup>.

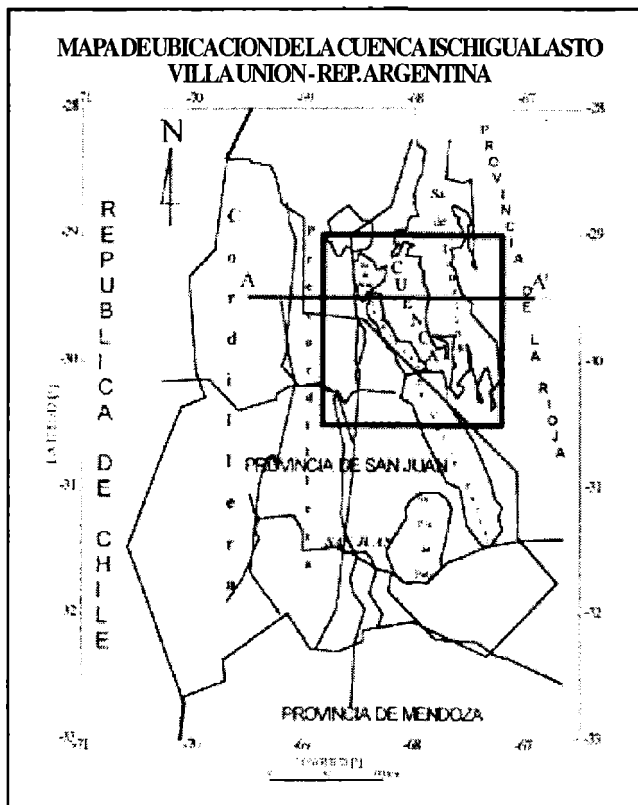


Figura I: Mapa de ubicación de la cuenca Ischigualasto - Villa Unión, provincias de San Juan y La Rioja. Cuenca I-VU.A--A sección gravimétrica de figura 5.

Los valores de gravedad se vincularon con la estación fundamental de Miguelete, Buenos Aires, en el Sistema IGSN 1971 (979690.03 mGal). El cálculo de anomalías se efectuó por las expresiones clásicas:

$$AAL = G_{obs} - (\gamma_0 - CAL)$$

$$AB = G_{obs} - (\gamma_0 - CAL + CB)$$

$$AI = AB + CI$$

donde: **AAL**, Anomalía de Aire Libre; **AB**, Anomalía de Bouguer; **AI**, Anomalía Isostática; **G<sub>obs</sub>**, Gravedad Observada (Sistema IGSN 1971); **γ<sub>0</sub>**, Gravedad Teórica Normal para el elipsoide de 1967 o prácticamente de 1971; **CAL**, Corrección de Aire Libre; **CB**, Corrección de Bouguer; **CI**, Corrección Isostática. Siendo:

$$\gamma_0 \text{ [mGal]} = 978031.85(1 + 0.0053024 \text{ Sen}^2\theta - 0.0000058 \text{ Sen}^22\theta)$$

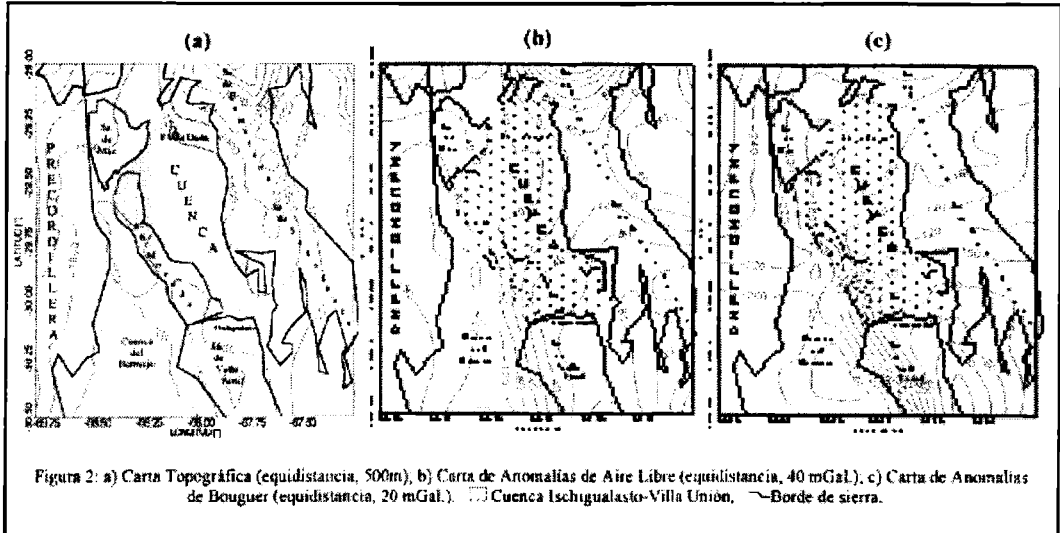
Para la corrección de Aire Libre se adoptó la expresión propuesta por Swick (1942):

$$CAL = (0.30855 + 0.00022 \cos 2 \phi) h - 0.072 (h/1000)^2$$

En la corrección de Bouguer se asumió, como es usual, la densidad de  $2.67 \text{g/cm}^3$ ,

$$CB = 0.1118 h + Cc$$

Donde en **CAL** y **CB**, **h** es la altura sobre el nivel del mar de la estación, en **CAL** y  $\gamma_0$ ,  $\phi$  es su latitud. **Cc** es una corrección complementaria que elimina del  $G_{\text{obs}}$  los efectos de las masas topográficas sobre el nivel del Geoide.



Las anomalías isostáticas dependen del modelo de compensación elegido. En cada hipótesis se calculó el Moho hidrostático ( $M_H$ ) a partir de expresiones que surgen de verificar igualdad de presiones bajo el máximo espesor cortical, su efecto gravimétrico directo cambiado de signo, constituye la corrección isostática **CI** (ver apartados 4 y 5). Los valores altimétricos se extrajeron de una base de datos mundiales, mejorada por digitalización de cartas 1:100000 (IGM), 1:200000 (SEGEMAR) y mediciones topográficas convencionales (Ruiz, 1998). La figura 2 muestra las cartas: a- topográfica, b- de anomalías de Aire Libre y c- de anomalías de Bouguer, obtenidas a partir de regularizar los datos empleando el método de interpolación de mínima curvatura.

### 3. RECTAS DE REGRESIÓN “AB” VERSUS “H”

Con el objetivo de evaluar el comportamiento isostático regional de la zona, se prepararon relaciones estadísticas entre anomalías de Bouguer (**AB**) corregidas y altitudes medias (**H**) que fueron comparadas con las determinadas por Woollard (1969) para Estados Unidos de Norteamérica, comarca que se considera en equilibrio isostático.

Los valores de gravedad están fuertemente contaminados por anomalías de densidad provocadas por las cuencas emplazadas en el área (Ischigualasto-Villa Unión, Bermejo, Vinchina, Chilecito y Paganzo), debido a esto se trabajó con las anomalías de Bouguer corregidas por sus efectos sedimentarios (Ruiz e Introcaso, 1996).

La relación de recurrencia (a) se obtuvo a partir de los datos **AB** y **H** promediados en cuadrículas de tamaño  $1^\circ \times 1^\circ$ , en el área comprendida por  $69^\circ 30' - 65^\circ 30'$  de longitud oeste y  $31^\circ 15' - 28^\circ 15'$  de latitud sur. Ésta se comparó con la expresión homóloga (b) calculada por Woollard (1969) para los EEUU, válida para  $200\text{m} < H < 1700\text{m}$ .

a) **AB [mGal] = - 9.954 - 94.559 H**

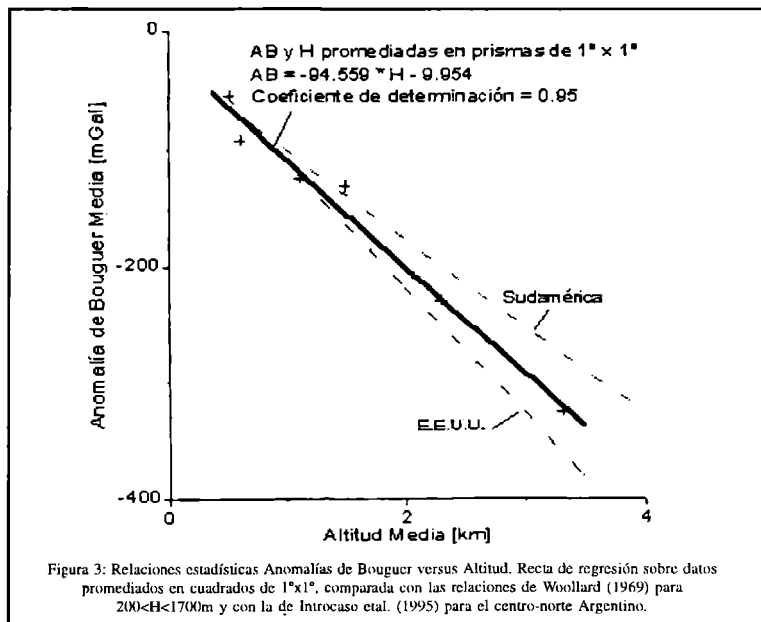
b) **AB [mGal] = - 1 - 109 H**

También se equiparó (a) con la relación determinada por Introcaso *et al.* (1995) para Sudamérica en la banda  $22^\circ$  a  $30^\circ$  de latitud sur (**AB [mGal] = - 25.01 - 76.04 H**). Los resultados se muestran en Figura 3.

Analizando los resultados vemos que la comarca se encuentra en estado de leve subcompensación isostática o regionalmente, excediendo con amplitud el ancho de la cuenca, tiende a estar isostáticamente compensada.

#### 4. ISOSTASIA EN EL SISTEMA DE AIRY

La metodología clásica para el análisis isostático requiere conocer la topografía de las masas excedentes (masas visibles). La compensación local aplicada al estudio de cuencas implica admitir, por ejemplo, una corteza atenuada (Introcaso, 1993). Se investiga este sistema dado que la anomalía cortical, luego de eliminado el efecto de los sedimentos de la fosa I-VU, es del orden de  $+40$  mGal, que podría ser atribuida a atenuación cortical, a densos cuerpos intracorticales o, probablemente, una combinación de ambos (Ruiz e Introcaso, en preparación).





Recordemos que en el sistema de Airy cada bloque de corteza flota hidrostáticamente sobre el manto superior, la compensación comienza a nivel de la base de la corteza normal  $T_n$ , en este análisis se consideró  $T_n = 33$  km. (Woollard, 1969). Los cálculos del Moho hidrostático se efectuaron en el área comprendida por las latitudes 28°S a 32°S y las longitudes 71° 30' W a 66° W. Las masas superficiales (topografía y espesores sedimentarios) se promediaron en prismas de 20' x 20' de lado.

#### 4.1. Balance Isostático en el Enfoque Clásico

El  $M_H$  se calculó, utilizando un mecanismo de masas excedentes versus raíces compensadoras, a partir de la señal topográfica de altitud  $h_t$ , con la expresión:

$$\Delta R = 6.675 h_t \quad (1)$$

donde  $\Delta R$  es la raíz topográfica predicha y el coeficiente 6.675, surge de considerar los siguientes valores de densidad topográfica, de corteza y manto superior,  $\sigma_t = 2.67$  g/cm<sup>3</sup>,  $\sigma_c = 2.90$  g/cm<sup>3</sup> y  $\sigma_m = 3.30$  g/cm<sup>3</sup>, respectivamente (Introcaso et al., 1992).

Las correcciones isostáticas se computaron por modelado directo 3-D (Guspí *et al.*, 1987) asumiendo contraste de densidades de corteza y manto:  $\sigma_{ms} - \sigma_c = 0.4$  g/cm<sup>3</sup> (Woollard, 1969). Finalmente, se calculó la anomalía isostática (AI) descontando de las anomalías de Bouguer la corrección isostática:  $AI = AB - CI$ . La Figura 4, muestra en: a- la carta de Moho hidrostático, b- la Carta de Correcciones Isostáticas y c- la carta de Anomalías Isostáticas, así obtenidas.

#### 4.2. Balance Isostático de Masas Topográficas Excedentes y del Depósito Sedimentario de la Cuenca

En este enfoque se computó el balance isostático de todas las masas superficiales, es decir, de la carga topográfica regional y de los sedimentos alojados en la fosa. Debemos tener en cuenta que la cuenca I-VU posee una cota media de 1100 m, además en el sistema de Airy, el relleno sedimentario de la cubeta (déficit de masas desde el nivel del mar hacia abajo) debería balancearse considerando predictivamente antirraíces compensadoras (hipótesis distensiva). Sin embargo debemos tomar a la columna como un todo, igualando presiones en la base de una corteza de capa simple, se obtiene la expresión:

$$\Delta R = \frac{\sigma_t}{\sigma_m - \sigma_e} h_t - \frac{\sigma_e - \sigma_s}{\sigma_m - \sigma_e} h_s \quad (2)$$

siendo  $\sigma_s$ , la densidad media del paquete sedimentario ( $2.44 \text{ g/cm}^3$ ) y  $h_s$  su espesor.

Debemos considerar la anomalía de Bouguer corregida por el aporte gravimétrico del relleno sedimentario  $\mathbf{ABcg}$ , que en este caso resulta:  $\mathbf{ABcg} = \mathbf{AB} + \mathbf{CG}$ , en donde  $\mathbf{CG}$  tiene carácter de corrección geológica (Ruiz - Introcaso, 1996).

$M_H$  se computó empleando la expresión (2). La anomalía isostática se obtuvo efectuando la reducción correspondiente sobre  $\mathbf{ABcg}$ . Los resultados se muestran en Figuras 4d, 4e y 4f. Partimos del mecanismo de estiramiento que debería producir una antirraíz cortical. Por otro lado, la masa topográfica excedente de 1.1 km. determina que para mantener el equilibrio habrían antirraíces solo si  $h_s > 6.38 \text{ km}$ .

Del análisis precedente (4.1 y 4.2) surge:

I- Las anomalías isostáticas son fuertemente positivas en las Sierras Pampeanas que rodean a la cuenca en estudio. Ellas son indicativas de déficit de raíces compensadoras.

II- La región de la cuenca exhibe una anomalía positiva cuya longitud de onda es superior a su ancho. Esta respuesta se observa tanto en el modelo clásico como en el que contempla, además, compensación de masas sedimentarias.

III- Analizando el modelo de estiramiento, puede verse que la zona de la cuenca responde con anomalías de valor absoluto mayor que en el modelo clásico, aunque ambas respuestas de  $g$  son positivas, indican un claro estado de subcompensación a escala regional.

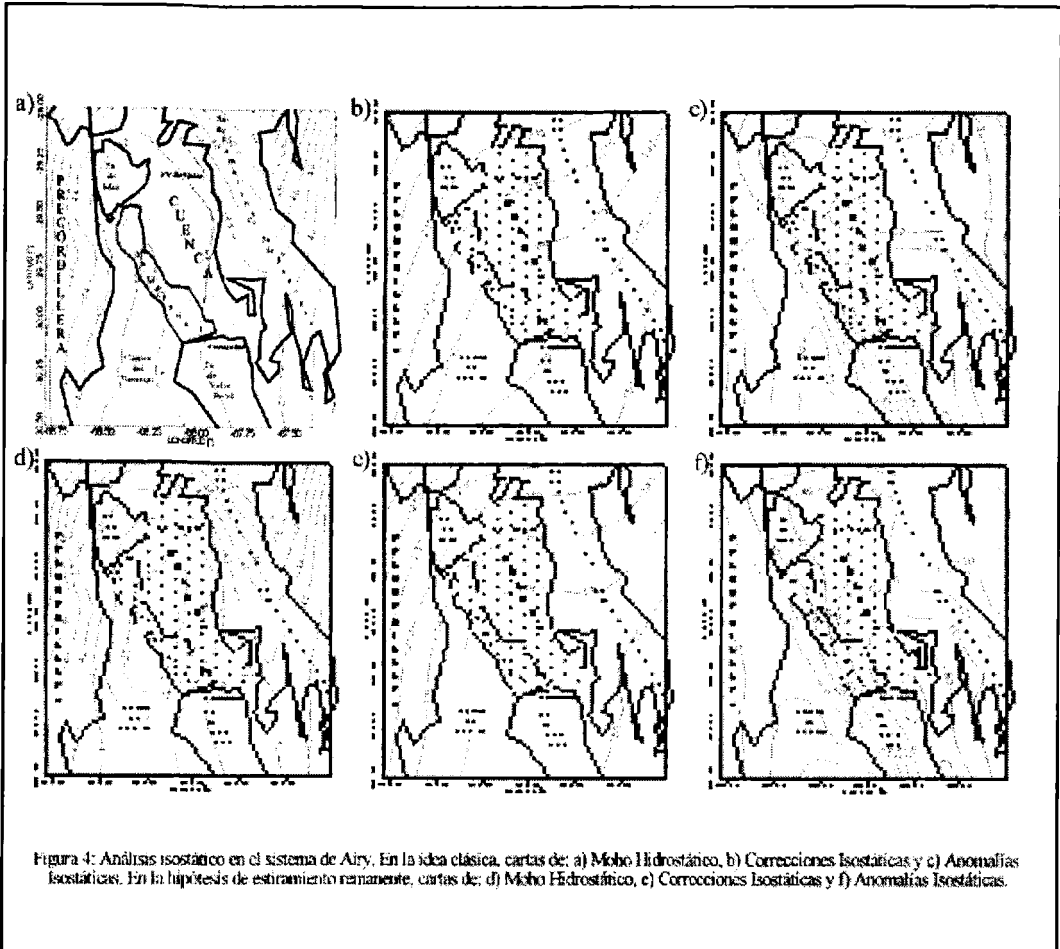
IV- A partir de estos resultados puede decirse que, considerando una corteza con densidades normales, la región se encuentra subcompensada isostáticamente.

Las anomalías isostáticas, si bien consistentes en ambos métodos, aparecen desplazadas respecto de la estructura de la cuenca, señalando el comportamiento regional de la isostasia (Wollard, 1959).

En el marco regional, estos resultados son compatibles con la fuerte compresión reconocida en la mayor parte de las Sierras Pampeanas Occidentales, Baldis *et al.* (1979), Triep y Cardinali (1984), Regnier *et al.* (1994), Zapata y Allmendinger (1997). Estudios gravimétricos en otras Sierras Pampeanas indican subcompensación isostática (Introcaso y Lion, 1988; Toselli *et al.*, 1988; Miranda e Introcaso, 1995; Giménez, *et al.*, 1997; Introcaso, 1997). La cuenca estudiada no escapa al comportamiento general de toda la comarca. El positivo encontrado en la zona de la cuenca puede también ser explicado mediante densas masas intracorticales, con o sin defecto de raíces compensadoras.

## **5. ANÁLISIS ISOSTÁTICO EN EL SISTEMA FLEXURAL**

Dado que la región exhibe una anomalía residual de corteza positiva (Ruiz e Introcaso, 1997b), parecería que la flexión (que proporciona raíces suavizadas) no puede, a priori, justificar el positivo de  $g$ . No obstante, si consideramos una corteza atenuada y la sometemos a la carga sedimentaria, topográfica y de masas intracorticales, podríamos admitir compensación isostática regional.



En este análisis la litosfera y astenosfera terrestres son modeladas como una delgada capa elástica y un substrato fluido, respectivamente. La litosfera se flexiona bajo la carga superficial  $P_1$ . Aplicando la teoría de la elasticidad (Nadai, 1963), la flexión vertical  $w$  en 2-D, se obtiene por:

$$w = \frac{P_1 a^3}{8D} e^{-\frac{x}{a}} \left( \cos \frac{x}{a} + \sin \frac{x}{a} \right) \quad (3)$$

El *parámetro flexural* “ $\alpha$ ” determina la longitud de onda de la flexión en la dirección x. Es función de la rigidez flexural, de la gravedad g y de las densidades de la placa elástica  $\sigma_c$  y del substrato  $\sigma_M$

$$\alpha = \left( \frac{4D}{(\sigma_m - \sigma_e)g} \right)^{1/4} \quad (4)$$

$$D = \frac{ET}{12(1 - \nu^2)} \quad (5)$$

El coeficiente D es la *rigidez flexural* de la placa, caracteriza su resistencia a la flexión, manteniendo una relación proporcional con E (módulo de Young) y T (espesor litosférico),  $\nu$  es el coeficiente de Poisson.

### **5.1. Resultados del Modelo Flexural Elástico**

Utilizando la expresión (3) se calculó la flexión de la litosfera, explorando distintas rigideces flexurales, en una sección este-oeste de latitud 29° 30' Sur, que pasa por el centro de la cuenca (ver ubicación en Figura 1) y que se extiende desde 71° 25' W hasta 66° W.

El software empleado fue desarrollado por el Instituto de Física de Rosario.

La carga se computó promediando las alturas topográficas, la potencia sedimentaria y los sobrepesos intracorticales (véase Ruiz, 1998), en celdas de 50 km. de extensión a am-bos lados del perfil considerado y de 20 km. de lado.

El Moho flexural se obtuvo asumiendo:

Modulo de Young:  $E = 1.10^{12}$  dinas/cm<sup>2</sup>

Coficiente de Poisson:  $\nu = 0.25$

Densidad de corteza:  $\sigma_c = 2.9$  g/cm<sup>3</sup>

Densidad del manto superior:  $\sigma_m = 3.3$  g/cm<sup>3</sup>

Densidad media sedimentaria:  $\sigma_s = 2.44$  g/cm<sup>3</sup>

Densidad media de intrusiones:  $\sigma_i = 3.15$  g/cm<sup>3</sup>

## *Comportamiento flexural de la corteza...*

La anomalía isostática se calculó descontando la **CI** regional de la **ABcg** corregida, a su vez, por el efecto gravimétrico de las masas intruidas en corteza (Ruiz, 1998). La forma y densidad de estas masas se extrajeron del modelo gravimétrico cortical en la sección 29° 30' Sur (Ruiz e Introcaso, en preparación).

La cuenca Ischigualasto-Villa Unión tiene un ancho aproximado de 50 km. con una profundidad media de 4.8 km. Además, el Moho calculado por inversión gravimétrica muestra un adelgazamiento en corteza inferior de  $\Delta R \sim 5$  km. (Ruiz, 1998). Sobre esta base, se modeló una corteza adelgazada, con espesor normal  $T_n = 33$  Km (Woollard, 1969b).

El modelo flexural de corteza atenuada incorporando densas masas intracorticales justifica, en parte, la anomalía observada en la región de la cuenca (Fig. 5). Para ello debemos considerar:

I- Cortezas con distintas rigideces flexurales a ambos lados de la falla de Valle Fértil (límite oeste de la cuenca). Cordillera y Precordillera se comportan en el sistema de Airy ( $D=0$ ), mientras que, en las Sierras Pampeanas que contienen a la cuenca I-VU opera la compensación regional de masas, con una  $D=9.10^{28}$  dyn.cm (o  $D=9.10^{23}$  N.m).

II- Atenuación cortical asimétrica. El modelo sugiere que la atenuación de partida en corteza inferior debió ser, al menos, 2 km mayor que la actual (Moho gravimétrico).

En la misma sección, Ruiz (1998) propuso modelos calculados por inversión de datos magnéticos y gravimétricos, donde las dos cortezas separadas por la falla regional de Valle Fértil son de diferente constitución (en susceptibilidades y densidades). Hallazgos similares fueron obtenidos por Martínez (1997) y Giménez (1997) en secciones gravimétricas ubicadas sobre la Sierra de Valle Fértil y cuenca del Bermejo, respectivamente.

Finalmente debemos puntualizar la consistencia del Moho gravimétrico con el modelo flexural aquí propuesto.

## **6. CONCLUSIONES**

Se analizó el comportamiento isostático de la corteza que contiene a la cuenca Ischigualasto-Villa Unión, encontrando:

I- Relaciones estadísticas **AB** versus **H** indican que la comarca presenta un leve estado de subcompensación isostática.

II- El sistema de Airy proporciona anomalías isostáticas con un fondo regional fuertemente positivo sobre las Sierras Pampeanas que rodean a la fosa, siendo éstas aún mayores en el centro y sur de la cuenca. Considerando distribución normal de densidades esto permite evaluar un importante déficit de raíces compensadoras. Por otro lado, a partir de estudios gravimétricos y geológicos se infiere (Ruiz, 1998) la presencia de

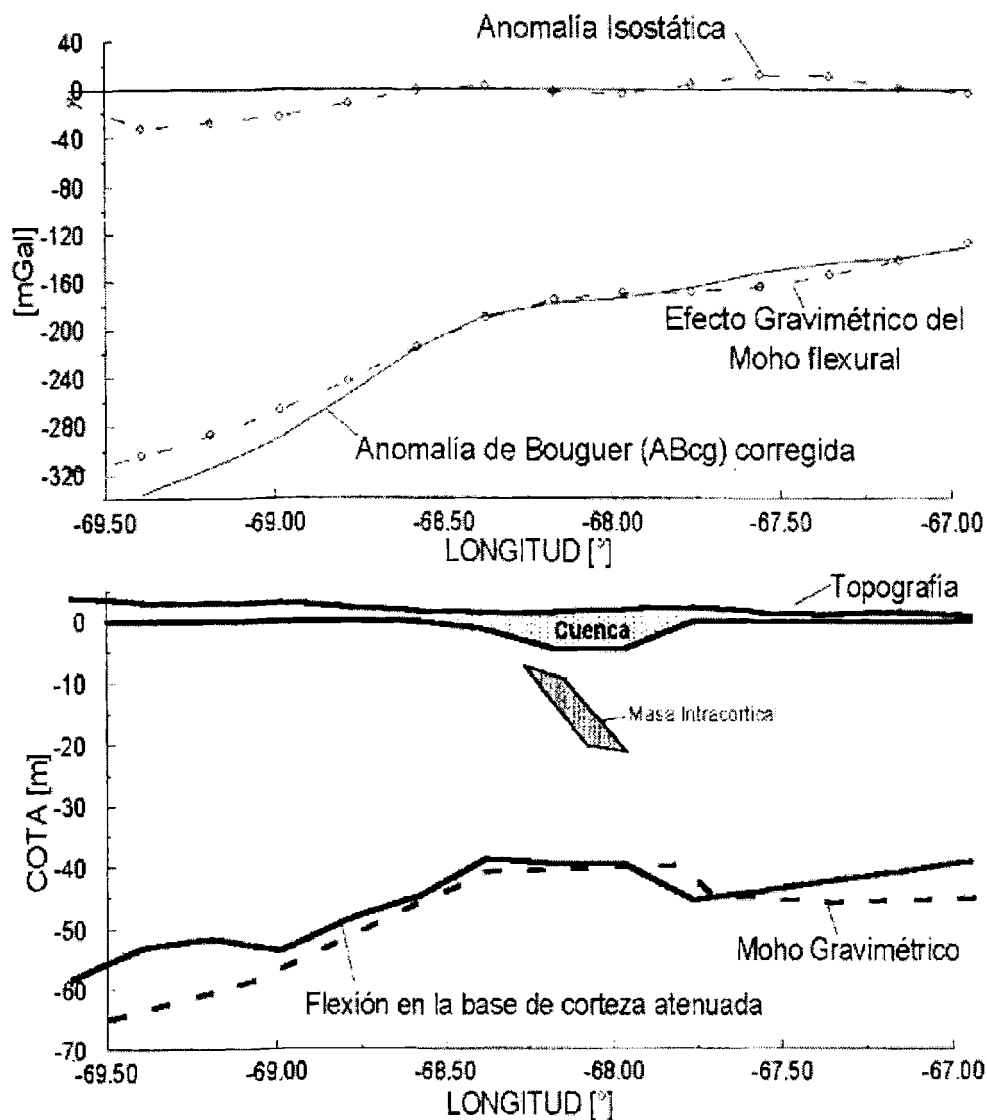


Figura 5: Análisis isostático en el Sistema Flexural, hipótesis de estiramiento remanente y masas intruidas. Modelo de corteza con:  $D=0$  en Precordillera y Cordillera, y  $D=9.10^{23}$  N.m en Sierras Pampeanas. Arriba: Anomalia isostática versus anomalía observada y efecto del modelo flexural. Abajo: Moho flexural versus Moho calculado por inversión gravimétrica, en la sección E-O a  $29^{\circ} 30'$  de latitud sur (ubicación fig.1).

## *Comportamiento flexural de la corteza...*

densos cuerpos alojados en corteza superior e intermedia que justifican, al menos en parte, los valores anormal-mente positivos de gravedad.

III- El modelo de compensación regional, ensayando a la flexión una corteza atenuada en

la región de la cuenca, sometida a la carga de la topografía, del relleno sedimentario y de densas masas intracorticales, permite minimizar las anomalías isostáticas. Esto se logra considerando una corteza que opera en el sistema de Airy en Cordillera y Precordillera, mientras que en Sierras Pampeanas (al este de la falla de Valle Fértil) la corteza se comporta isostáticamente en el sistema flexural.

III es consistente con I y con modelos geotectónicos, gravimétricos y magnéticos que proponen cortezas amalgamadas por una paleosubducción ubicada en la zona de la falla regional de Valle Fértil (Ramos, 1995; Martínez, 1997; Giménez, 1997; Ruiz, 1998).

### **REFERENCIAS**

- Baldis, B.; Uliarte, E.; Vaca, A.; 1979. Análisis estructural de la comarca sísmica de San Juan. RAGA, Revista XXXIV, 4:294-311.
- Giménez, M., 1997. Estudio Genético y Evolutivo de la Cuenca del Bermejo, a partir de datos de gravedad (San Juan, Argentina). Tesis Doctoral, U.N.R., inédito (150 ps.).
- Guspi, F., Introcaso, A. y Huerta, E., 1987. Calculation of gravity effects of three-dimensional structures by analytical integration of a polyhedric approximation and application to the inverse problem. Geofísica Internacional 26, 407-428.
- Introcaso, A., 1997. Isostatic systems and tectonic mechanisms present in Argentina. Geoacta, 22: 1-9.
- Introcaso, A., 1993. Predicción del movimiento vertical de una cuenca sedimentaria utilizando el método gravimétrico. XII Congr. Geol. Arg. y II Cong. de Exploración de Hidrocarburos. Mendoza. Tomo I, (1-4).
- Introcaso, A., Pacino, M. C. y Guspi, F., 1995. Relaciones anomalías de gravedad-elevaciones en Sudamérica por debajo de 22° de Latitud Sur. C.A.C, I Congreso Argentino de Geociencias y Geotécnicas y IX Congreso Nacional de Cartografía, Bs. As., pp 94-101.
- Introcaso, A.; Pacino, M. C. and Fraga, H.; 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30° S y 35° S. Tectonophysics, 205.
- Introcaso, A. y Lion A. 1988. Modelos gravimétricos preliminares sobre las sierras Pampeanas de Pie de Palo, De La Huerta y Chepes. V Congreso Geol. Chileno. Tomo II, F11-F24.
- Jordan, T. E. And Allmendinger, R. W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of rocky mountain foreland deformation. American Journal of Science, Vol.286, P. 737-764.
- Malizia, D.C., Reynolds, J.H. y Tabbutt, K.D., 1995. Cronología de la sedimentación Neógena, tectonismo y edad de la estructuración en el Campo de Talampaya, Sierras Pampeanas, Provincia

de La Rioja, Argentina. YPF, BIP Junio: 78-105.

Martínez, P. 1997. Estudio del Levantamiento de la Sierra de Valle Fértil, San Juan, Argentina. Tesis Doctoral. U.N.R., inédito (130 ps.).

Martínez, P. e Introcaso, A., Robles, J. y Gimenez, M., 1992. Anomalia isostática de la Sierra Pie de Palo. II Congr. Geol. Cs. de la Tierra, Memorias I.G.M. CHILE, I, 497-503.

Miranda, S. e Introcaso, A., 1995. El mecanismo de flexión viscoelástica en las Sierras de Córdoba- Rep. Argentina; Análisis preliminar en 31° 30' Sur. 4° Cong. Int. da Sociedade Brasileira de Geofísica. Rio de Janeiro. 1090-1093.

Nadai, A., 1963. Theory and flow fracture of solids. Vol. II. McGraw-Hill, Inc., New York, 705 pp.

Regnier, M., Chiu, J.; Smalley, R.; Isacks, B.; And Araujo, M.; 1994. Crustal Thickness variation in the Andean Foreland, Argentina, from Converted Waves. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 84, No. 4:1097-1111.

Ruiz, F., 1998. Estudio de la geometría, génesis y evolución de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión, a partir de datos de gravedad y magnetismo. Provincias de San Juan y La rioja, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Rosario. Inédito, 147 pp.

Ruiz, F. y Introcaso, A. , 1997a. Modelo Gravimetrico De La Profunda Cuenca Sedimentaria Ischigualasto - Villa Unión (Provincias De San Juan Y La Rioja) - Argentina. Revista del IPGH, en revisión.

Ruiz, F. y Introcaso, A. , 1997b. Interpretación Preliminar del Efecto Gravimétrico de la Cuenca Ischigualasto - Villa Unión (Prov. de San Juan y La Rioja-Argentina). 5° International Congress Of The Brazilian Geophysical Society. Actas: 743-746.

Ruiz, F. y Introcaso A., 1997c. Estudio isostático preliminar de la cuenca Ischigualasto -Villa Unión (Prov. de San Juan y La Rioja-Argentina) realizado en la sección gravimétrica ubicada en 29° 30'S 19va. Reunion Cientifica De La Asoc. Argentina de Geofisicos y Geodestas, San Juan. Actas: 167-171.

Ruiz, F. y Introcaso, A, 1996. Resultados Preliminares De Un Estudio Gravimétrico En La Cuenca Ischigualasto - Villa Unión, Provincias De San Juan y La Rioja, Argentina. XII Cong. Geol. Boliviano . Tomo III, 1107-1113.

Stipanivic, P. y Bonaparte, J., 1979. Cuenca triásica de Ischigualasto - Villa Unión (Provincias de La Rioja y San Juan). II Simp. de Geol. Reg. Argentina, Cordoba, I, 523-575.

Talwani, M. & Ewing, M., 1960. Rapid computation of gravity attraction of three-dimentional bodies of arbitrary shape. Geophysics 25, 203-225.

Toselli, A.J.; Introcaso, A.; Aceñolaza, A.G. Durand, F.; 1989. Sección gravimétrica preliminar a través del sistema del Aconquija, Provincias de Tucumán y Catamarca, una hipótesis sobre su génesis tectónica. Acta Reunión sobre Geotransectas de América del Sur, Mar del Plata: 78-82.

Triep, E. y Cardinali, C. 1984. Mecanismos de sismos en las Sierras Pampeanas occidentales. IX Congr. Geol. Arg., Bariloche, III, 61-80.

Vujovich, G., 1995. Geología del basamento igneo-metamórfico de la Loma de Las Chacras, Sa. de la Huerta, San Juan. Rev. de la Asoc. Geol. Arg., 49: 321-336.

Walcott, R., 1970. Flexural rigidity, thickness, and viscosity of the lithosphere. J.G.R., v 75, n° 20, 3941-3954.



## *Comportamiento flexural de la corteza...*

- Woollard, G. P. 1969. Standardization of gravity measurements. The earth's crust and upper mantle. Ed. Pembroke J. Hart. Geophys. Monogr., A.G.U.: 320-341.
- Woollard, G.P. 1959. Crustal structure from gravity and seismic measurements. Jour. Geophys. Res. 64 (10): 1521-1544.
- Zapata, T. y Allmendinger, R., 1997. Evolución de la deformación del frente de corrimiento de la Precordillera, Provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52(2): 115-131.

**LÍNEA DE CALIBRACIÓN PARA RELEVAMIENTOS GEOFÍSICOS  
AÉREOS POR ESPECTROMETRÍA DE RAYOS GAMMA, ÁREA LAGO  
MUSTERS, PROVINCIA DEL CHUBUT**

**Luis E. López<sup>1</sup> y Carlos J. Chernicoff<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Comisión Nacional de Energía Atómica, Centro Atómico Ezeiza, U.A. Geología, (1804)  
Ezeiza, provincia de Buenos Aires, Argentina.

<sup>2</sup> Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Av. Julio A. Roca 651, 8vo piso,  
(1322) Buenos Aires, Argentina.

**ABSTRACT**

A local calibration test strip to determine both the system sensitivities and height attenuation coefficients was defined at the Musters Lake area, for its use in airborne spectrometric surveys in the south Patagonian region. The selected calibration range presents both low and uniform radioelement concentrations. The mean spectrometric values obtained at ground level were 1.8 % K, 1.6 ppm eU and 7.3 ppm eTh while the variation coefficients were 7.5 %, 27.0 %, and 10.2 %, respectively.

**RESUMEN**

Una línea de calibración local fue definida en el área próxima al lago Musters, provincia del Chubut, para determinar la sensibilidad y coeficientes de atenuación por altura de los sistemas espectrométricos a ser utilizados en relevamientos aerotransportados en la región surpatagónica. La línea de calibración definida presenta concentraciones de radioelementos bajas y uniformes. Los valores espectrométricos promedio son 1,8% K, 1,6 ppm eU y 7,3 ppm eTh, siendo los coeficientes de variación 7,5%, 27,0% y 10,2%, respectivamente.

**1. INTRODUCCIÓN**

La espectrometría aérea de rayos gamma es una técnica de sensoramiento remoto que mide el espectro energético e intensidad de la radiación de los rayos gamma producidos por decaimiento radioactivo de nucleídos característicos. De todos los elementos radioactivos naturales, sólo tres tienen isótopos que emiten radiación gamma lo suficientemente intensa para ser medida por un relevamiento aerotransportado. Estos isótopos son <sup>40</sup>K, y los productos hijos de las series de decaimiento de <sup>238</sup>U y <sup>232</sup>Th.

El Servicio Geológico-Minero Argentino (SEGEMAR) ha iniciado, hace aproximadamente dos años, levantamientos geofísicos aéreos sistemáticos (magnetométricos - espectrométricos de rayos gamma) de varias regiones de la Argentina con el objeto de contribuir a la prospección geológico-minera del territorio nacional.

## *Línea de calibración para relevamientos...*

Una de estas regiones comprende el sector sur de la Patagonia, región en la que se ha tenido la necesidad de contar con una línea de calibración espectrométrica («calibration test strip») local, la cual fue establecida en el mes de marzo de 1998, y cuyos resultados se presentan en este trabajo.

Esta línea de calibración local ha sido utilizada para la determinación de factores de conversión de cuentas por segundo a contenidos aparentes en radioelementos («sensitivities») y de los coeficientes de atenuación por altura de los sistemas espectrométricos aerotransportados de rayos gamma que realizan relevamientos en la región.

Los factores de conversión (“sensitivities”) representan las mediciones del detector aerotransportado de rayos gamma en la unidad de tiempo (cuentas/seg) por unidad de concentración a nivel del terreno de los radioelementos detectados (K%, eU ppm y eTh ppm).

Estos factores se calculan experimentalmente para un rango de altitudes de vuelo (normalmente 60 m a 240 m) y quedan expresados como: cuentas/seg en la ventana de K por 1% K, cuentas/seg en la ventana de U por 1ppm de U y cuentas/seg en la ventana de Th por 1ppm de Th. Cabe mencionar que los límites de las ventanas energéticas de K, U y Th son los establecidos por la I.A.E.A. (1991), y que los contenidos de U y Th provienen en realidad de la medición de sus ‘hijos’ Bi214 y Tl208, respectivamente, por lo que es más apropiado expresar los contenidos de estos elementos como equivalentes de U y Th (eU y eTh).

Los coeficientes de atenuación por altura son utilizados para corregir las cuentas registradas en cada ventana de medición en función de las variaciones de las alturas de vuelo. Estos coeficientes son determinados experimentalmente para cada una de las ventanas de radioelementos realizando mediciones a diferentes altitudes sobre un área de concentraciones uniformes en radioelementos.

## **2. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO**

El sector estudiado se encuentra situado próximo a la localidad de Sarmiento (Chubut), en el dominio geográfico de los lagos Musters y Colhué Huapi. Este ámbito responde a las características apropiadas (IAEA, 1991; Grasty y Minty, 1995): terreno llano, proximidad a un espejo de agua dulce, área de suelos, zona no inundable, bajos contenidos en radioelementos, alta homogeneidad radioactiva, fácil acceso, fácil visualización desde una aeronave y sin restricciones de vuelo.

El eje longitudinal de la línea de calibración fue situado a lo largo de un tramo de 8 km del camino que saliendo al norte de Sarmiento conduce al paraje de Buen Pasto (Fig. 1). Los puntos inicial y final de la línea de calibración fueron referenciados geográficamente utilizando el Sistema de Posicionamiento Global (Datum: WGS84; RMS = 100 m), habiéndose obtenido los valores presentados en la Tabla 1.

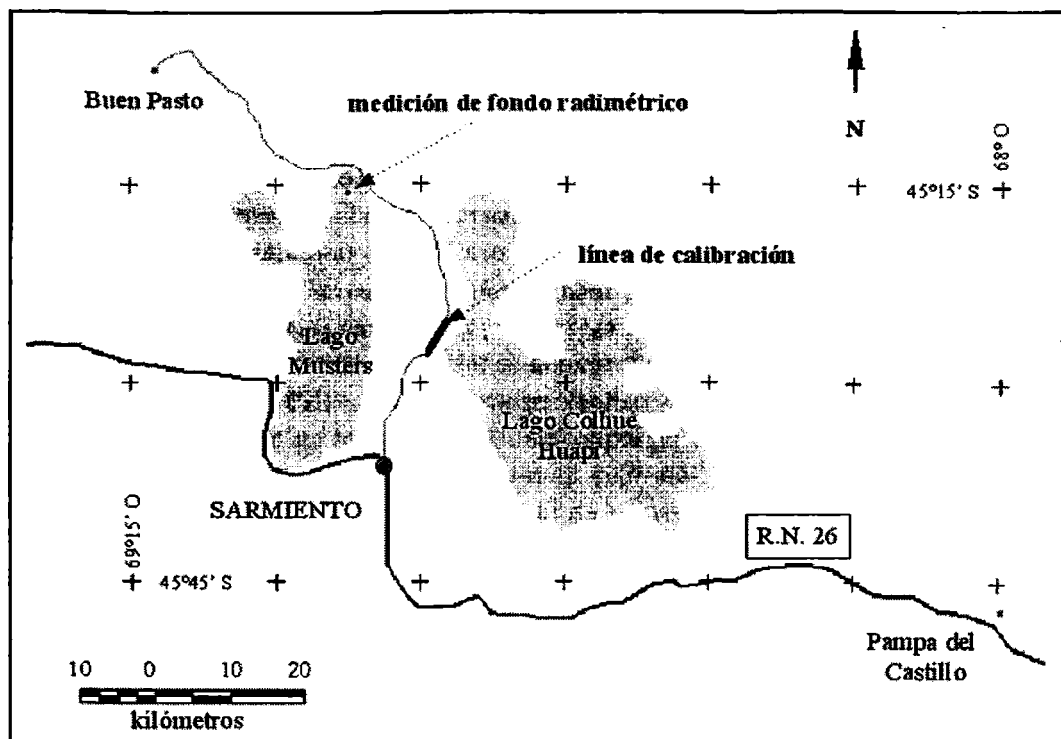


Figura 1: Ubicación del área de estudio

TABLA 1. Posicionamiento de la línea de calibración

Coordenadas	Punto inicial	Punto final
Latitud (WGS 84)	45° 28,952'	45° 25,074'
Longitud (WGS 84)	69° 02,037'	68° 58,727'
X (Proy. G.K., faja 2)	4.963.622	4.970.805
Y (Proy. G.K., faja 2)	2.497.346	2.501.661

### 3. MEDICIÓN ESPECTROMÉTRICA DE LA LÍNEA DE CALIBRACIÓN

#### 3.1. Equipos de medición

Las mediciones fueron realizadas con el espectrómetro de rayos gamma portátil Exploranium GR-320. Este equipo posee un detector cilíndrico de NaI de 7,6 cm de diámetro por 7,6 cm de altura y discrimina el espectro de radiación gamma en 256 canales, presentándose en la Tabla 2 las ventanas energéticas utilizadas para la medición espectrométrica

de gamma total, K, U y Th. De manera complementaria se empleó un cintilómetro Exploranium GR-110, para un conocimiento expeditivo de la radiación gamma total y el chequeo de homogeneidad radioactiva en los puntos de muestreo.

TABLA 2. Ventanas energéticas de medición

Elemento analizado	isótopo utilizado	pico energético (MeV)	ventana energética (MeV)
Potasio	<sup>40</sup> K	1,46	1,37 - 1,57
Uranio	<sup>214</sup> Bi	1,76	1,66 - 1,86
Torio	<sup>208</sup> Tl	2,62	2,41 - 2,81
conteo total			0,41 - 2,81

### 3.2. Determinación del fondo radimétrico

Como paso previo a la determinación de los contenidos en radioelementos en la línea de calibración propiamente dicha, es necesario conocer el fondo radimétrico del área. Para esto se eligió el espejo de agua dulce más próximo donde se asume que la radiactividad natural registrada proviene únicamente del ambiente, debido a que la concentración de nucleídos radioactivos en el agua es varios órdenes de magnitud menor que en cualquier tipo de terreno (Grasty *et al.*, 1988).

Los valores de fondo de gamma total y de las ventanas correspondientes a K, U y Th fueron determinados en el lago Musters en el punto de muestreo indicado en la Figura 1. Para tal determinación se calcularon las medias correspondientes a 10 registros de 2 minutos de tiempo de contaje para cada uno. En la Tabla 3 se encuentran calculados los valores asignados a los fondos para cuentas totales, K, U y Th, mientras que en la Figura 2 se presenta el espectro de rayos gamma promedio de las mediciones realizadas. Los valores obtenidos fueron sistemáticamente sustraídos de las mediciones radimétricas realizadas con posterioridad en la línea de calibración.

TABLA 3. Fondos radimétricos

	C.Totales (c/min)	Potasio (c/min)	Uranio (c/min)	Torio (c/min)
Promedio	287,7	18,1	9,2	8,6
Desvío std.	37,7	10,7	4,0	3,6
Coef. var.	13,1%	59,0%	44,0%	41,8%

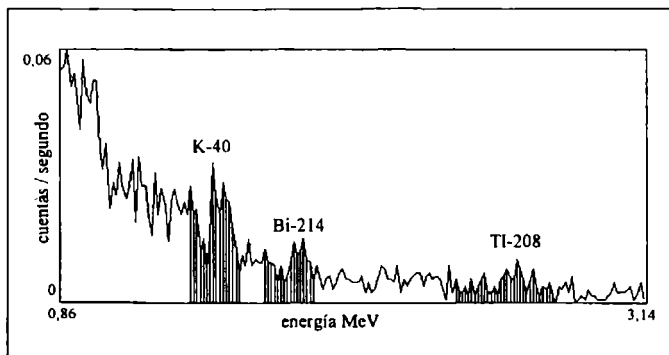


Figura 2: Espectro promedio medido sobre el lago Musters

### 3.3. Determinación del contenido en radioelementos de la línea de calibración

En una primera etapa se tomaron valores en perfiles transversales (5 registros en total cada 200 m) equidistantes 2 km a lo largo del eje longitudinal de 8 km de largo. En una segunda etapa se densificó el esquema previo con 2 mediciones adicionales cada 500 m a lo largo del camino tomado como referencia. En la Figura 3 se presenta la geometría del muestreo realizado.

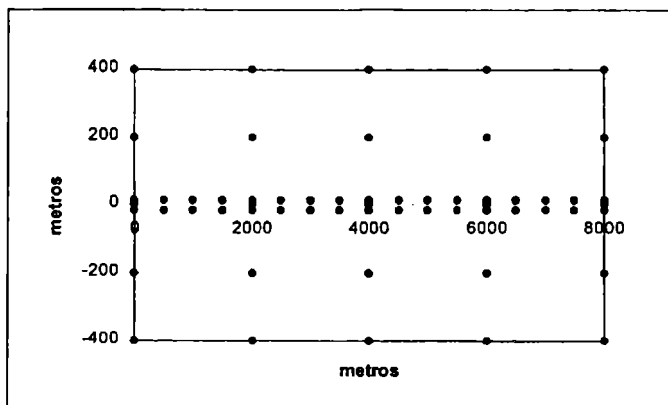


Figura 3: Esquema de muestreo de la línea de calibración

En todos los puntos los tiempos de lectura fueron de 2 minutos, se trabajó con el detector directamente apoyado sobre el terreno, y se realizó un chequeo cintilométrico previo para verificar la homogeneidad de la radiación gamma del sitio de muestreo. En la Figura 4 se presenta el espectro de rayos gamma promedio de la línea de calibración, indicándose las ventanas energéticas de medición y los picos correspondientes a K-40 (K), Bi-214 (U) y Tl-208 (Th).

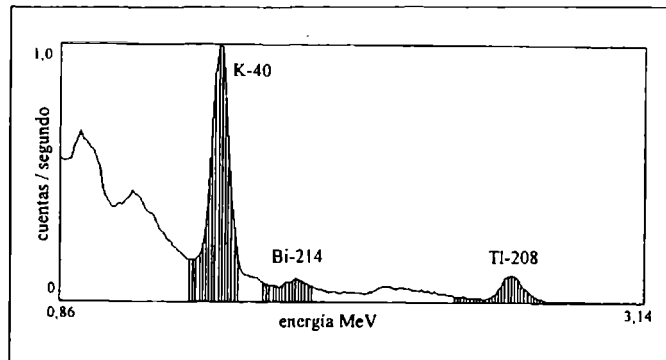


Figura 4: Espectro promedio de la línea de calibración

#### 4. ESTADÍSTICAS DE LAS MEDICIONES

En la Tabla 4 se encuentran calculados los promedios, desviaciones tipo y coeficientes de variación correspondientes a los contenidos de radioelementos en la línea de calibración. Asimismo se incluyen en esta tabla los valores recomendados para este tipo de levantamientos (IAEA, 1991; Grasty y Minty, 1995). Puede notarse que en términos de contenidos medios los tres radioelementos se encuentran en concentraciones del mismo orden que las recomendadas. Con respecto a la dispersión de valores, los coeficientes de variación para K y eTh son inferiores a los recomendados, mientras que el coeficiente de variación del eU registró un valor superior en un 2% al valor indicativo (27 % y 25%, respectivamente).

TABLA 4: Estadísticas de las líneas de calibración

	Valores Obtenidos (n = 59)		
	K	EU	ETh
Promedio	1,8 %	1,6 ppm	7,3 ppm
Desvío standard	0,1 %	0,4 ppm	0,7 ppm
Coef.Var.%	7,5	27,0	10,2
	Valores Recomendados		
	K	EU	ETh
Promedio	2,0 %	2,0 ppm	8,0 ppm
Desvío estándar	0,4 %	0,5 ppm	1,3 ppm
Coef.Var.%	20,0	25,0	15,6

#### 5. CONSIDERACIONES FINALES

Todos los datos espectrométricos y geográficos de la línea de calibración que aquí se presentan servirán, a partir de ahora, para futuros levantamientos espectrométricos aé-

reos a realizarse en la región sur-patagónica, incluyendo los relevamientos contratados por el SEGEMAR correspondientes al Macizo del Deseado (Santa Cruz) y al área Esquel - Trevelin (Chubut), en progreso al momento de la presentación de este trabajo.

Al presente, los autores están planificando el establecimiento de una línea de calibración espectrométrica, en una ubicación más central de la Argentina, y que sirva como «datum» de validez nacional.

#### **REFERENCIAS**

- Grasty, R. y Minty, B., 1995. A Guide to the Technical Specifications for Airborne Gamma-Ray Surveys; Australian Geological Survey Organization, Record 1995/60, Australia.
- Grasty, R., Wilkes, P. y Kooyman, Y. 1988. Background measurements in gamma-ray surveys. Geological Survey of Canada, paper 88-11, 31 pp, Canada.
- International Atomic Energy Agency, 1991. Airborne Gamma Ray Spectrometer Surveying. Technical Reports Series No. 323, 99 pp, Viena.



**PRONY'S METHOD APPLIED TO ANOMALIES' SEPARATION  
ON AN ANDEAN CORDILLERA SECTION**

**Beatriz Introcaso**

Grupo de Geofísica - Instituto de Física de Rosario - CONICET  
Fac. de Cs. Ex., Ing. y Agrim.- Universidad Nac. de Rosario, e-  
mail:beatriz@unrctu.edu.ar

**ABSTRACT**

Prony's method is applied in this paper to separate gravity anomalies on an E-W section near 22° S in Western South America. The method allows us to fit the coefficients in a linear combination of exponentials representing the gravity field power spectrum, to obtain an estimate of the causative masses and depths. For the profile under consideration the results agree with geological models of the area. Some possible difficulties of the method are mention.

**RESUMEN**

En este trabajo se aplica el método de Prony para la separación de anomalías gravimétricas en una sección E-W ubicada en las proximidades del paralelo 22° S en el oeste sudamericano. El método consiste en ajustar los coeficientes de una combinación lineal de exponenciales que representa el espectro de potencia de un gravimétrico para obtener las magnitudes de las masas y profundidades de fuentes equivalentes causantes. Para el perfil considerado se obtienen resultados adecuados a los modelos geológicos disponibles. Se advierte sobre las posibles dificultades del método.

**1. INTRODUCTION**

The aim of this work is to find the depths of shallow and deep masses causing gravity effects observed on an Andean Cordillera section. Separation of regional and residual fields is carried out using power spectrum techniques. Power spectrum  $P(\alpha)$  is defined as the square of the gravity field Fourier transform module. Its value for a field caused by masses  $m_0$  and  $m_1$  located at depths  $z_0$  and  $z_1$  respectively, can be calculated by means of (see Introcaso and Guspí, 1995):

$$P(\alpha) = 4\pi^2 G^2 (m_0^2 e^{-4\pi|\alpha|z_0} + m_1^2 e^{-4\pi|\alpha|z_1}) \quad (1)$$

where  $G$  is the Universal Gravity Constant, and  $\alpha$  is the frequency variable.

Prony's method is used to fit multiplicative constants and exponents in a linear combination of exponentials, to obtain - here - the values of the masses and the depths of the

sources causing the observed gravity.

## 2. THEORETICAL CONSIDERATIONS

Prony's method (see, for example, Kay and Marple, 1981) is a technique for modelling data of equally spaced samples by a linear combination of exponentials; it is not a spectral estimation technique in the usual sense, but a spectral interpretation can be provided.

Prony (1795) proposed a method for providing interpolated data points in the measurements by fitting an exponential model to the measured points and computing the interpolated values by evaluation of the exponential model at these points. For the case where only an approximate fit with a combination of exponentials to the data set is desired, a least squares estimation procedure is used. The solution involves an iterative process in which an arbitrary initial approximation of the unknown parameters is successively improved.

Prony's method solves two sequential sets of linear equations with an intermediate polynomial rooting step that concentrates the nonlinearity of the problem.

The method is based on the following property:

### *Property*

Let  $f(x)$  be:

$$f(x) = \sum_{k=1}^m C_k e^{\beta_k x} \quad (2)$$

and  $s \in \mathcal{R}^+$ . Then there exist constants  $A_1, A_2, \dots, A_m$  satisfying

$$f(x) = \sum_{k=1}^m A_k f(x+ks) \quad \forall x \in \mathcal{R} \quad (3)$$

### *Demonstration:*

Because of the way in which  $f(x)$  was defined, we have:

$$f(x+ks) = \sum_{i=1}^m C_i e^{\beta_i(x+ks)} = \sum_{i=1}^m C_i e^{\beta_i x} e^{\beta_i ks} \quad (4)$$

Calling:

$$B_j = e^{\beta_j s} \quad \forall j=1, \dots, m \quad (5)$$

it turns out:

$$f(x+ks) = \sum_{i=1}^m C_i B_i^k e^{\beta_i x} \quad (6)$$

The constants  $A_i$  we are looking for must satisfy:

$$\sum_{k=1}^m A_k \left( \sum_{i=1}^m C_i B_i^k e^{\beta_i x} \right) = \sum_{k=1}^m C_k e^{\beta_k x} \quad (7)$$

$$\sum_{k=1}^m A_k B_i^k = 1 \quad \forall i=1, \dots, m \quad (8)$$

which leads to the resolution of an  $m$  per  $m$  linear system on  $A_i$  :

*Prony's method applied to anomalies' separation ...*

$$A_1 B_1 + A_2 B_1^2 + \dots + A_m B_1^m = 1$$

$$A_1 B_2 + A_2 B_2^2 + \dots + A_m B_2^m = 1$$

$$A_1 B_m + A_2 B_m^2 + \dots + A_m B_m^m = 1$$

The coefficients make a Van der Monde matrix:

$$B_1 \quad B_1^2 \quad B_1^m$$

$$B_2 \quad B_2^2 \quad B_2^m$$

$$B_m \quad B_m^2 \quad B_m^m$$

in which  $B_i \neq B_j \forall i \neq j$ , guaranteeing the existence and uniqueness of the  $A_i$  we were looking for.

**Corollary**

$B_j$  are the roots of the polynomial equation:

$$\sum_{k=1}^m A_k Z^k = 1 \tag{9}$$

**Demonstration:**

It follows immediately from (8). Let us return to the particular case we are dealing with. We can assume the power spectrum values of the observed gravity field are given. They can be calculated from the gravity data using, for example, maximum entropy methods (Burg, 1967). Let these values be

$$P(0), P(1), \dots, P(n)$$

If we consider  $s = 1$ , the former property and (1) allow us to affirm that there exist  $A_1$  y  $A_2$  satisfying

$$P(0) = A_1 P(1) + A_2 P(2)$$

$$P(1) = A_1 P(2) + A_2 P(3)$$

$$P(n-2) = A_1 P(n-1) + A_2 P(n)$$

overdetermined system ( $n > 3$ ) that can be solved by means of least squares techniques:

$$A = (Q^T Q)^{-1} Q^T P$$

where

$$A = \begin{matrix} A_1 \\ A_2 \end{matrix}, \quad Q = \begin{matrix} P(1) & P(2) \\ P(2) & P(3) \\ \vdots & \vdots \\ P(n-1) & P(n) \end{matrix} \quad \text{and} \quad P = \begin{matrix} P(0) \\ P(1) \\ \vdots \\ P(n-2) \end{matrix}$$

### 3. DETERMINING THE VALUES

Following the corollary of the property, we can find  $B_1$  and  $B_2$  as the roots of the equation

$$A_1 Z + A_2 Z^2 = 1$$

obtaining then

$$z_0 = \frac{\log B_1}{-4\pi} \quad \text{and} \quad z_1 = \frac{\log B_2}{-4\pi}$$

Another way of obtaining these depths can be based on the fact that a linear combination of exponentials is the homogeneous solution to a constant coefficient linear difference equation (see Introcaso and Guspí, 1995).

Once these values are obtained, the masses magnitudes can be achieved by solving the linear system:

$$EC = P$$

where

$$E = \begin{matrix} a_{01} & a_{02} \\ a_{11} & a_{12} \\ \vdots & \vdots \\ a_{n1} & a_{n2} \end{matrix} \quad \text{and} \quad C = \begin{matrix} C_1 \\ C_2 \end{matrix}$$

being  $a_j = e^{-4\pi\alpha_j}$  and  $C_i = 4\pi^2 G^2 m_i^2$ .

Finally:

$$m_0 = \frac{\sqrt{C_1}}{2\pi G} \quad \text{and} \quad m_1 = \frac{\sqrt{C_2}}{2\pi G}$$

#### 4. APPLYING THE METHOD

Let us consider an East-West section located near 22° South latitude on the Argentine western (Fig. 1). From the gravity profile (Fig. 2) the power spectrum was calculated (Andersen, 1974). Prony's method applied to these values gave the following results:

Mass 1 of 18 unities at a depth of 6 km  
Mass 2 of 2800 unities at a depth of 72 km

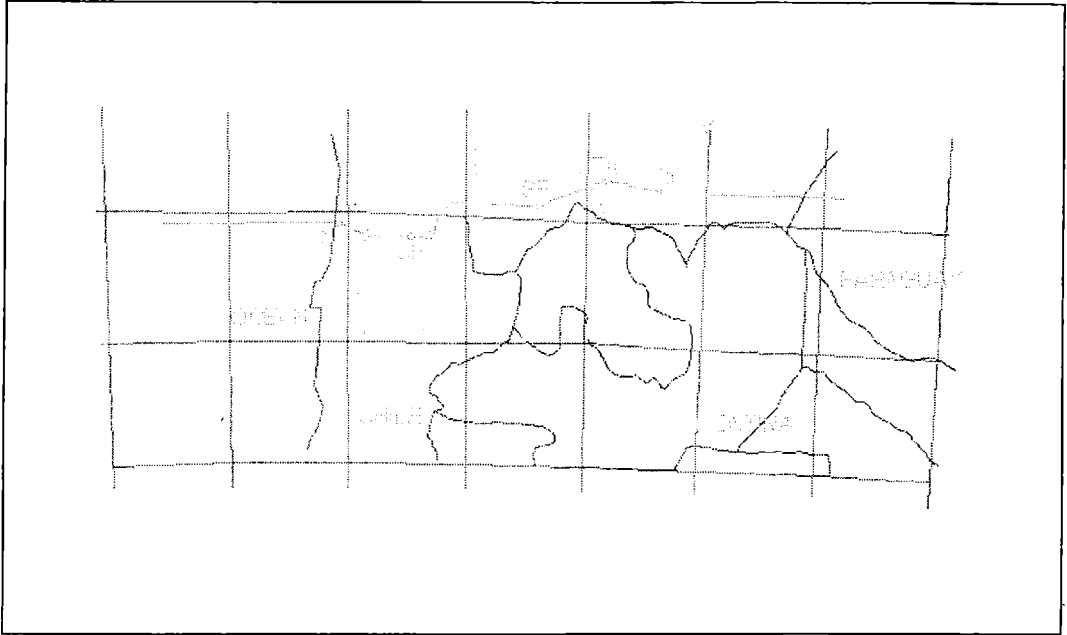


Figure 1. location of the studied section (Source: Abriata and Introcaso, 1990).

From these values and using (1) we have compared the logarithmic graphs of the original spectrum and the calculate one (Fig. 3) obtaining a reasonable agreement. The gravity model existing for the zone (Abriata and Introcaso, 1990) shows a maximum crustal depth of 66 km below the Cordillera Principal (Fig. 4). We can see that the maximum depth we have obtained using Prony's method is fairly consistent with the maximum depth of the section. The shallow mass located at 6 km deep is so small comparing it with the deep one that can be neglected for modelling purposes.

Therefore, in this case, the method yields to acceptable results. However, it must be taken into account that the method cannot elude the potential field's ambiguities, and so it is advisable to compare the obtained results with other data existing for the zone. Besides, spectral filtering techniques are often limited because of the Discrete Fourier Transform approximations. At this respect, some work is being carried out to improve it (i.e., Sacchi and Ulrych, 1996).

*Prony's method applied to anomalies' separation ...*

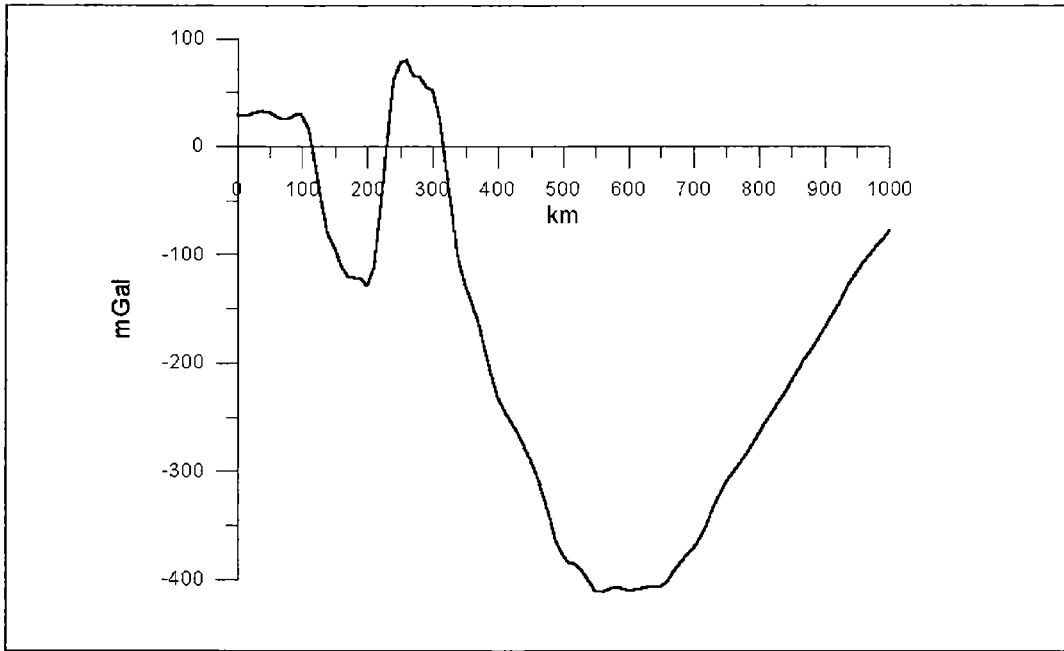


Figure 2. Gravity profile

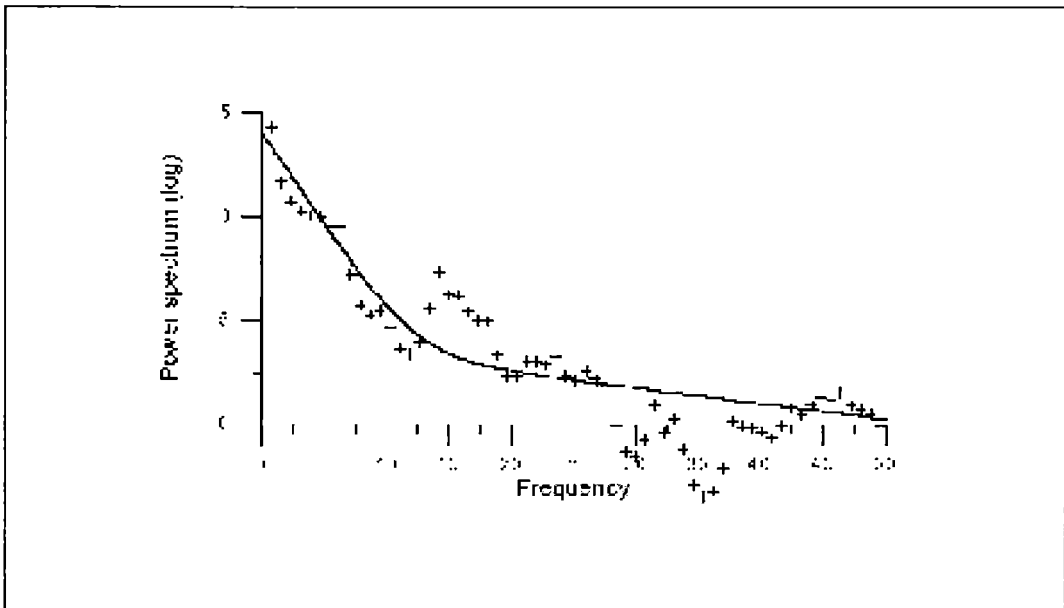


Figure 3. Logarithmic graph of the power spectrum: (a) calculated with maximum entropy method from the observed gravity data (symbols) and (b) calculated using (1) from the obtained results (solid line).



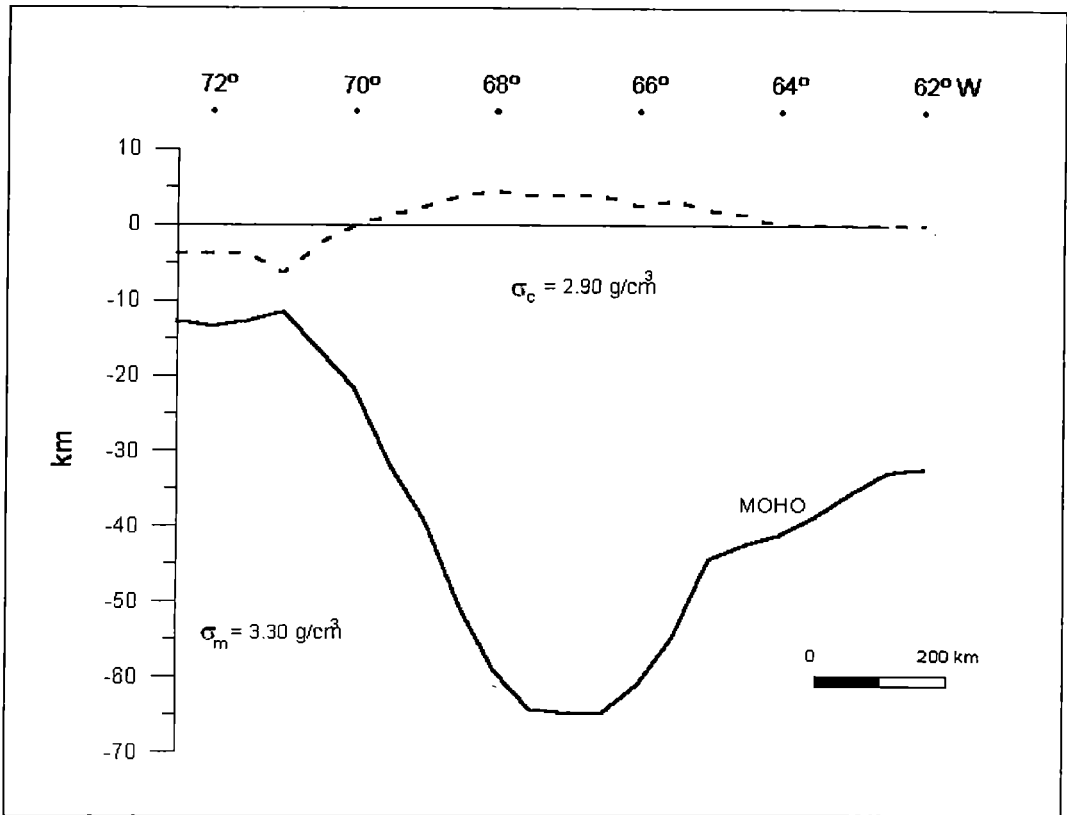


Figure 4. Crustal model obtained by inversion (Source: Abriata and Introcaso, 1990)

## 5. CONCLUSIONS

We have applied a method to fit the power spectrum of a gravity field on an Andean Cordillera section, in order to obtain the depths of the probable causative masses. The results obtained for this case are satisfactory. The depth of the bigger mass is consistent with the maximum crustal depth found from the gravimetrical model existing on the zone. However, it must be taken into account that the model assumed in the Prony's method is a set of exponentials of arbitrary amplitude, phase and frequency. Besides, noise affects the accuracy of the Prony estimations greatly in some situations (Van Blaricum and Mitra, 1978). The principal advantage of the method lies in its easy automatization, that makes possible to interact with gravity application programs and allows the rapid visualizing of the results.

## **Acknowledgements**

I would like to thank my director Fernando Guspí for all the suggestions he made to develop the idea of this work. I also thank my father Antonio Introcaso for the reading of the manuscript.

## **REFERENCES**

- Abriata, J. C. and Introcaso, A., 1990. Contribución gravimétrica al estudio de la transecta ubicada al Sur de Bolivia. *Revista del Instituto Geográfico Militar*. Año 5 N° 7, 8-19.
- Andersen, N., 1974. On the calculation of filter coefficients for maximum entropy spectral analysis. *Geophys.* 39, 69-72.
- Burg, J. P., 1967. Maximum entropy spectral analysis. In Proc. 37th. Meeting Society of Exploration Geophysics (Oklahoma).
- Introcaso, B. and Guspí, F., 1995. Mejoramiento de técnicas espectrales para la separación de anomalías gravimétricas regionales y residuales. *Mecánica Computacional* Vol. XV, 385-394.
- Kay, S. M. and Marple, S. L. Jr., 1981. *Spectrum Analysis - A Modern Perspective*. IEEE Vol. 69, 1380-1429.
- Prony, G. R. B., 1795. *Essai experimental et analytique*. París, J. de L'Ecole Polytechnique Vol. 1, 24-76.
- Sacchi, M. D. and Ulrych, T. J., 1996. Estimation of the Discrete Fourier Transform, a linear inversion approach. *Geophysics* 61, 1128-1136.
- Van Blaricum, M. L. and Mitra, R., 1978. Problems and solutions associated with Prony's method for processing transient data. *IEEE Trans Ant.Propagat.* Vol. AP-26, 174-182.

**RESIDUAL FLUXES OF MASS, SALT AND SUSPENDED SEDIMENT  
THROUGH A SECTION OF THE BAHIA BLANCA ESTUARY**

**Daniel E. Pérez<sup>1,2</sup> and Gerardo M. E Perillo<sup>1,3</sup>**

<sup>1</sup> Instituto Argentino de Oceanografía, CC 107, 8000 Bahía Blanca

<sup>2</sup> Depto. de Ingeniería, Universidad Nacional del Sur, Av. Alem 1253, 8000 Bahía Blanca

<sup>3</sup> Depto. de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca

**ABSTRACT**

Observations of currents, salinity, suspended load for a section of the Bahía Blanca estuary are presented and the residual fluxes of these variables are estimated. The variables were measured at two stations over a complete spring tidal cycle. Data are analyzed employing a proportional grid which provided the residual fluxes and the Euler and Lagrangean residual currents and Stokes drift. The cross-section is partly mixed but there is a significative amount of water entering the Principal Channel from the southern tidal flats during ebb.

**RESUMEN**

Se presentan observaciones de corrientes, salinidad, y sedimentos en suspensión para una sección del estuario de Bahía Blanca complementado con la estimación de los flujos residuales de dichas variables. Las mismas fueron obtenidas en dos estaciones durante un ciclo completo de marea de sicigias. Los datos fueron interpolados a una grilla proporcional que permite luego calcular los flujos residuales y flujos de Euler y Stokes. Los resultados muestran una sección de mezcla parcial con un significativo ingreso de agua proveniente de las planicies de marea durante el reflujó

**1. INTRODUCTION**

Bahía Blanca Estuary is situated in the south west of Buenos Aires province, Argentina (Fig. 1). The estuary is the second largest coastal system in the country formed by a series of NW-SE trending major tidal channels that separate extensive tidal flats, low marshes and islands. Along the northernmost channel, Principal Channel, a series of harbors cover a wide variety of economic (Puerto Galván, Ingeniero White, Puerto Rosales, etc) and military activities (Puerto Belgrano). The Principal Channel has been recently dredged to 45 feet depth, making Ingeniero White the deepest port in the country. Maintenance dredging is permanent by now.

Due to the presence of the tidal flats and the mesotidal conditions, the circulation in the estuary in general, and in the Principal Channel, in particular, is very complex. Industrial activity plus increasing urban development pose a threat of pollution. Therefore, knowledge of residual circulation becomes essential to determine the fate of

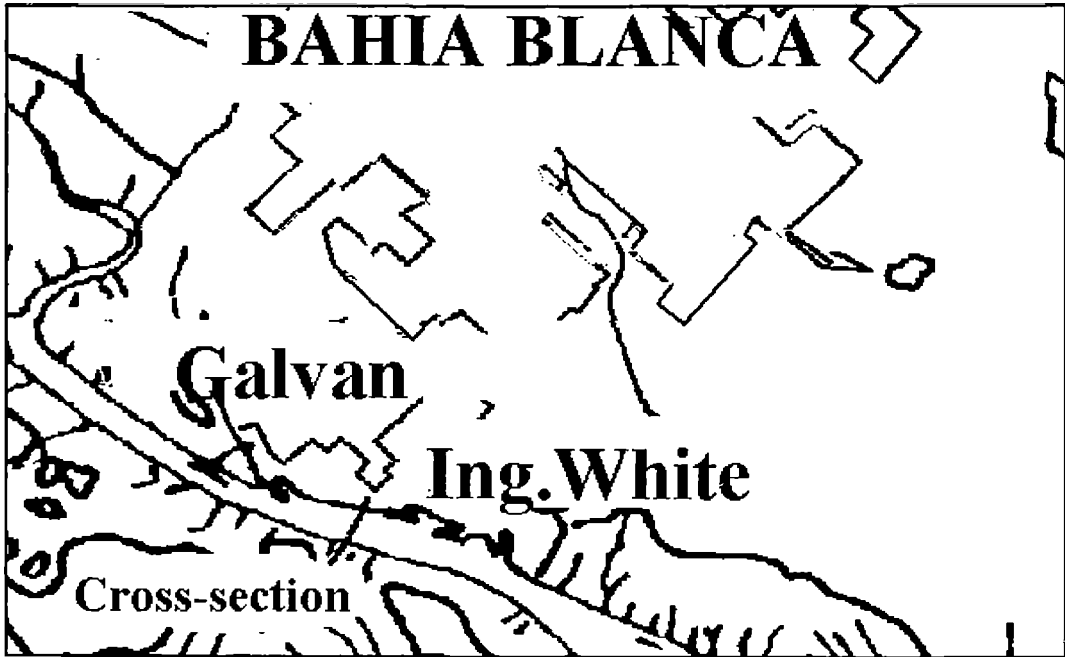


Figure 1. Location map of the inner Bahía Blanca estuary. The study was concentrated in the Principal Channel between Ing. White and Galván Harbors. The southern coast is a tidal flat.

any contaminant. Then, the present study is a contribution to the general understanding of the most active portion of the estuary

The head of the estuary has very little fresh water input. Only the Sauce Chico River enters the estuary near its head providing, on average, less than  $5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  water discharge. The southern coast is mostly formed by tidal flats with a dense network of tidal channels which connect the studied area with the southernmost part of the estuary, configuring an open system. This characteristic determines a non-linear system and residual (tidal averaged) fluxes reflect the general situation of this portion of the estuary.

The geomorphology and general circulation of the estuary has been described by Perillo and Piccolo (1999). Our study is directly related to a cross-section located near Ingeniero White harbor in a rectilinear portion of the Principal Channel. The area was studied from the geomorphological and sediment transport point of view by Perillo and Sequeira (1989), the general physical oceanographic conditions (Piccolo and Perillo, 1990) and from its geomorphologic and sedimentologic characteristics by Gómez *et al.* (1997). Therefore, the objective of this paper is to describe the behavior of the residual fluxes of salt, mass and suspended sediments in a specific cross-section of the Principal Channel to define the possible mechanisms that induce such deviation in the circulation.

## 2. METHODOLOGY

A field cruise was carried out on October 3, 1996 on a cross-section perpendicular to the channel, near Ingeniero White harbor (Fig. 1). Velocity, conductivity, temperature and suspended sediment concentration were measured at two stations, previously positioned by GPS (Fig 2) following the methodology devised by Perillo and Piccolo (1993) for one boat and one set of instruments. The shape of the cross-section was determined by an echosounder and the stations were marked with buoys and anchors. The normal seaward direction to the section had an azimuth of  $134^\circ$  as it is used to correct the current directions.

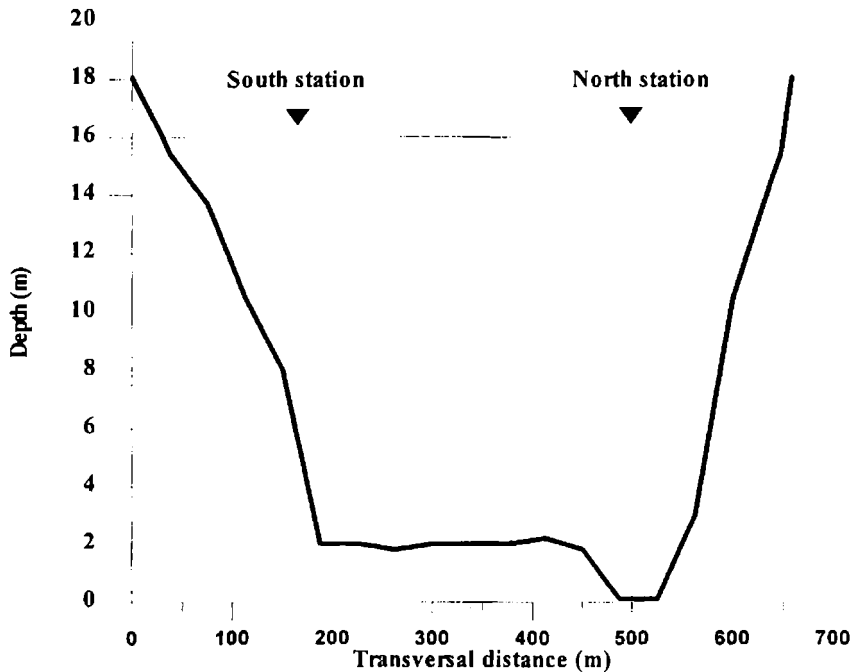


Figure 2. Profile of the cross-section studied. This section has been dredged and is under a heavy traffic. Average depth is 15.9 m and the corresponding surface length is 650 m.

Velocity profiles were obtained every 40 minutes alternating the two stations. They were measured using a Valeport currentmeter, at five levels at every station but following a logarithmic distribution. The different positions of the currentmeter were determined in function of the depth found at the station. Conductivity and temperature profiles were obtained at

every station with a Mini CTD InterOcean. The instrument was lowered and raised while data was logged every 10 s on a computer. Suspended sediments were measured by a Kahlsico optical nephelometer based on light transmittance in the water. Suspended sediments profiles were obtained at one-meter intervals at each station. Tidal height was registered by the tidal gauge from Dirección Nacional de Construcciones Portuarias y Vías Navegables (DNCPVN) (Fig. 3).

Data reduction also followed the methodology developed by Perillo and Piccolo (1993) to convert data sampled at irregular space and time intervals into a pseudosynoptic data array. The method is briefly described here. First, flow velocities are decomposed into a component parallel to the channel axis ( $u$ ) positive in the ebb direction and another normal to it ( $v$ ) positive to the right. Data at five non-dimensional levels  $\eta=0.1$  (0.2) ... (0.9) at 1 hour intervals were obtained by interpolation using the Stineman algorithm (Perillo and Piccolo, 1991).

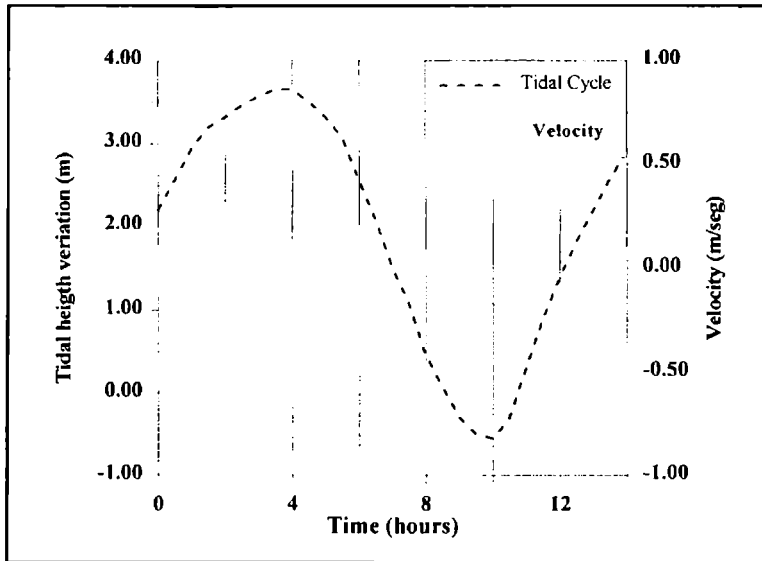


Figure 3. Tidal elevation at the DNCPVN gauge on the left and velocity measured at the cross-section on the right, versus time in hours from the beginning of the measurement period at 0800 h, October 3, 1990.

A similar procedure is followed for the other variables. Therefore, a set of five tridimensional matrices of five rows, three columns, and 13 time intervals are obtained after the reduction. To obtain the fluxes of water ( $Q$ ), salt ( $F$ ), and suspended sediment concentration ( $B$ ) data were further interpolated to a proportional grid with equal-area cells proposed by Perillo and Piccolo (1993). These authors (1998) demonstrated that this grid is the only possible that does not introduce fictitious errors due to the grid proper.

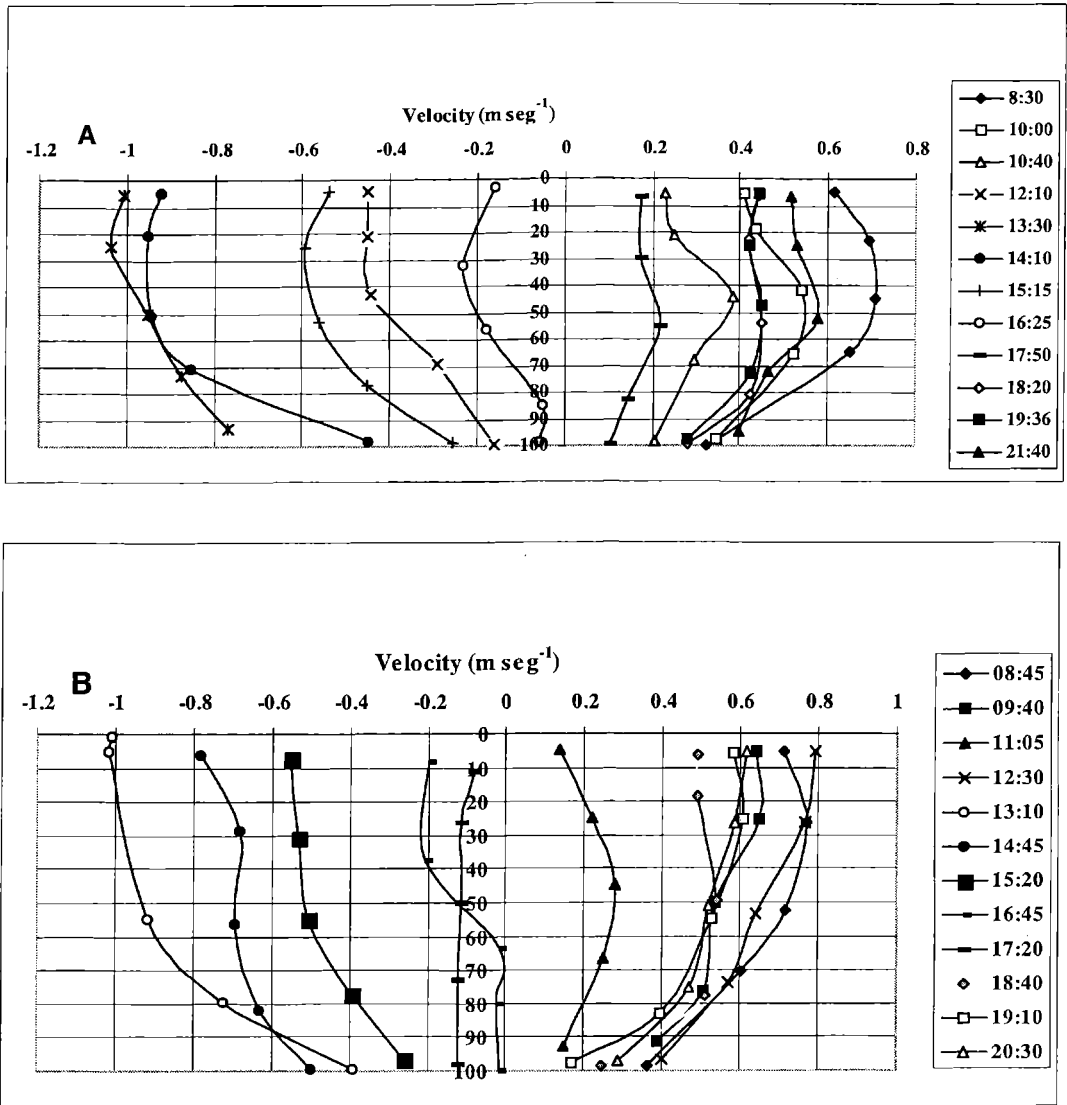


Figure 4. Velocity profiles measured on the a) North and b) South stations versus their relative depth. Positive velocities are ebb-oriented.

Integration over the total tidal cycle gave the net flow of the variables mentioned following the averaging method presented by Kjerfve (1979).

### 3. RESULTS

The cross-section studied has a rectangular shape with the bottom sloping slightly to

the north (Fig. 2). Both walls are steep, specially the northern one, due to dredging. The left side represents the south coast, which is continued by a tidal flat that permits the entrance of water from other parts of the estuary when flooded. The average depth for the section is 15.9 m and the corresponding cross-section width is 650 m, both considered at the Datum Plane level.

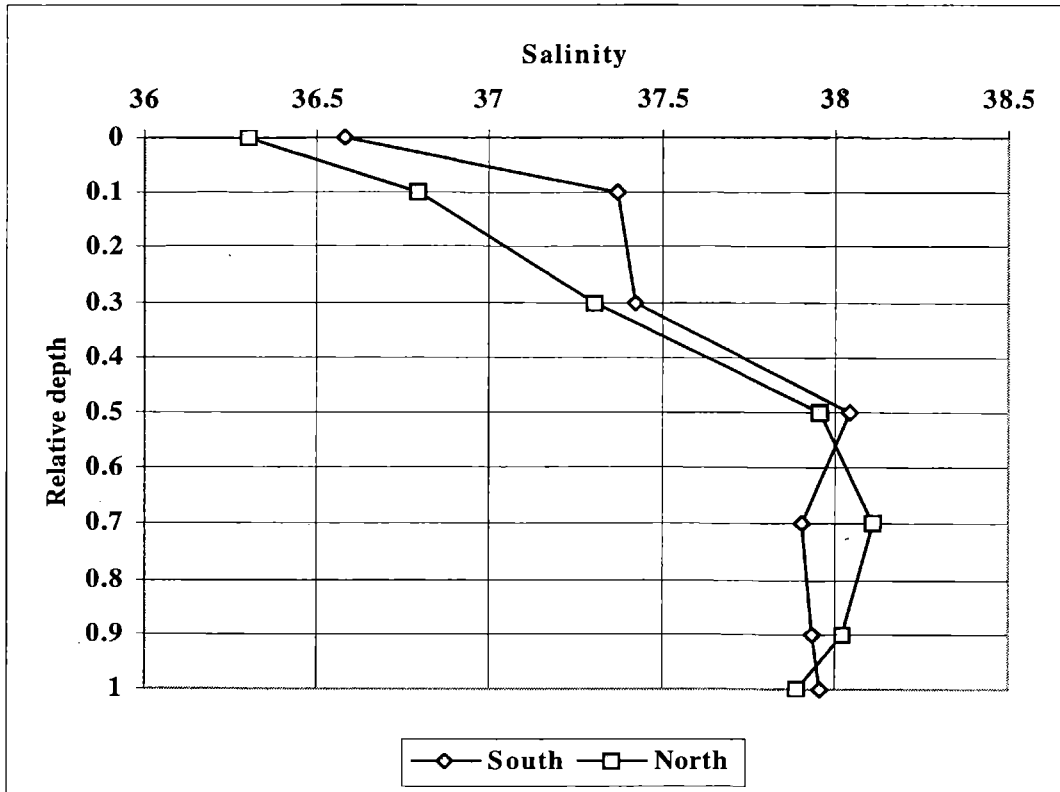


Figure 5. Salinity profiles averaged over the total tidal cycle. South station denotes a high value at relative depth 0.1 due to the high salt content water coming into the channel over the tidal flats.

Note the salinity range in analyzing the vertical structure of the water column.

During the study period tidal amplitude was 4.2 m corresponding to extreme spring conditions (Fig. 3). The cross-section averaged longitudinal current velocity ( $U$ ) was asymmetric in the velocity curve (Fig. 3). The flood lasted 5 hours while de ebb is 7 hours long. On the other hand, the flood had larger velocities. The maximum velocities measured during the ebb were  $0.69 \text{ m s}^{-1}$  and  $0.77 \text{ m s}^{-1}$  for North and South stations, respectively. Again the maximum velocities for the flood were  $1.04 \text{ m s}^{-1}$  and  $1.17 \text{ m s}^{-1}$  for North and South stations, respectively.



## *Residual fluxes of mass, salt and suspended sediment...*

Velocity profiles for each station (Fig. 4a,b) show a nearly logarithmic distribution but with some examples of acceleration and deceleration processes. Thus, maximum velocities occur normally at about 20-40 % below the surface.

On the other hand, average salinity profiles for each station are nearly vertical having as much as 1.8 of salinity stratification indicating a high degree of vertical mixing (Fig. 5) but resulting in partly-mixed conditions. Salinity values are higher than the values found on the continental shelf (Martos and Piccolo, 1988; Cuadrado *et al.* 1999). Obviously there is a concentration mechanism for salt in the middle reach of the estuary where the measurements were done. Piccolo and Perillo (1990) suggested that the higher salinity values may be due to the washing of the salt flat (Salitral de la Vidriera) at the head of the estuary during spring tides. The upper layer on the South Station shows higher salinity values may be due to the input of saltier water from the adjacent tidal flats.

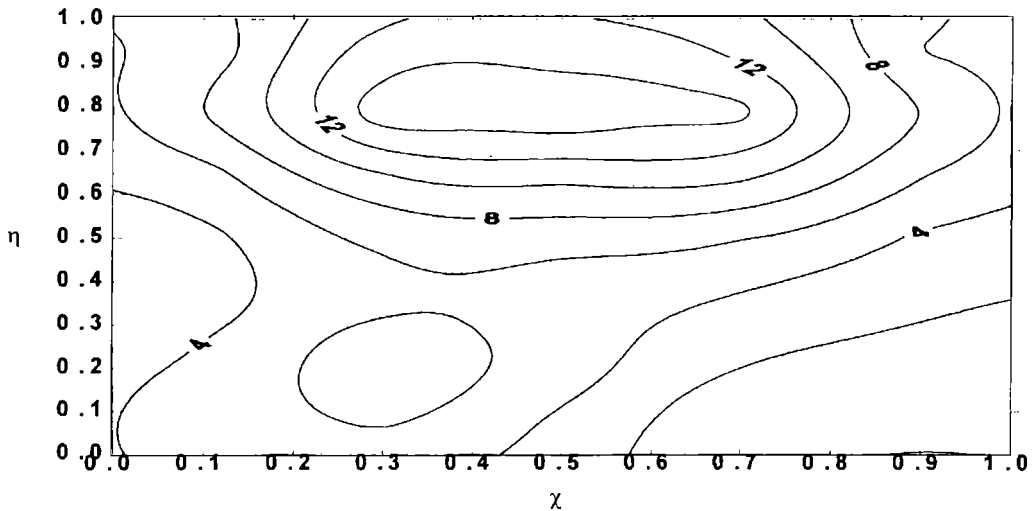


Figure 6. Mass residual flux on the cross-section. Vertical axis is the non-dimensional depth while horizontal axis is the non-dimensional width of the cross section.

The flux is seaward in all the section being higher on the center

### **3.1 Residual fluxes**

Estimation of the residual fluxes have been reported in the literature by many authors (Kjerfve *et al.*, 1981; Uncles *et al.*, 1985, Perillo and Piccolo, 1998). A brief description of the method of estimation is outlined here following Perillo and Piccolo (1998). The cross-section area for each time step was divided into 35 cells of equal

size. Each cell area ( $A_{ijk}$ ) is a function of the time. The time period used is  $k = 1$  hour. The values of the longitudinal velocities ( $U_{ijk}$ ), salinity ( $S_{ijk}$ ), and suspended sediment concentration ( $B_{ijk}$ ) were interpolated at the center of each grid cell for each time  $k$ . The total amount of mass ( $Q_{ijk}$ ) over each cell is

$$Q_{ijk} = \rho A_{ijk} U_{ijk} \quad (1a)$$

Salt ( $F$ ), and suspended sediment concentration ( $C$ ) fluxes going through each cell are calculated using,

$$F_{ijk} = Q_{ijk} S_{ijk} \quad (1b)$$

$$C_{ijk} = Q_{ijk} B_{ijk} \quad (1c)$$

The total residual flux of salt and suspended load averaged over the tidal cycle can be estimated by integrating the areas over the section and time. This operation leads to (Perillo and Piccolo, 1998)

$$\langle F_{vt} \rangle = \langle F_L \rangle + \langle F_{tp} \rangle + \langle F_{vs} \rangle + \langle F_{st} \rangle + \langle F^* \rangle \quad (2)$$

$$\langle C_{vt} \rangle = \langle C_L \rangle + \langle C_{tp} \rangle + \langle C_{vs} \rangle + \langle C_{st} \rangle + \langle C^* \rangle \quad (3)$$

The  $\langle \bullet \rangle$  means that the term is time averaged over the total tidal cycle. Whereas the terms with subscripts vt are the total number of columns and rows in which the area was divided, terms with subscript L are the rate of transport due to the residual flow of water over the section, with subscript tp are the rate of transport due to the tidal pumping, with subscript vs are due to the vertical shear dispersion, with subscript st are due to the traverse shear dispersion and with superscript \* are produced by interaction between vertical and traversal deviations from the mean cross-sectional averages.

## *Residual fluxes of mass, salt and suspended sediment...*

According to Uncles *et al.* (1985), mass residual fluxes are estimated from

$$\langle Q_{vt} \rangle = \langle Q_s \rangle + \langle Q_e \rangle \quad (4)$$

where

$$\langle Q_s \rangle = \langle A \rangle \langle \overline{U}_s \rangle \quad (5)$$

$$\langle Q_e \rangle = \langle A \rangle \langle \overline{U}_e \rangle \quad (6)$$

$$\langle Q_{vt} \rangle = \langle A \rangle \langle \overline{U}_{vt} \rangle \quad (7)$$

where  $\langle A \rangle$  is the tidal averaged cross-sectional area,  $\langle \overline{U}_s \rangle$  is the mass transport due to the Stokes drift,  $\langle \overline{U}_e \rangle$  is the Eulerian residual current averaged over the section, and  $\langle \overline{U}_{vt} \rangle$  is the sectionally averaged mass (water) transport residual current, also known as Lagrangean residual current.

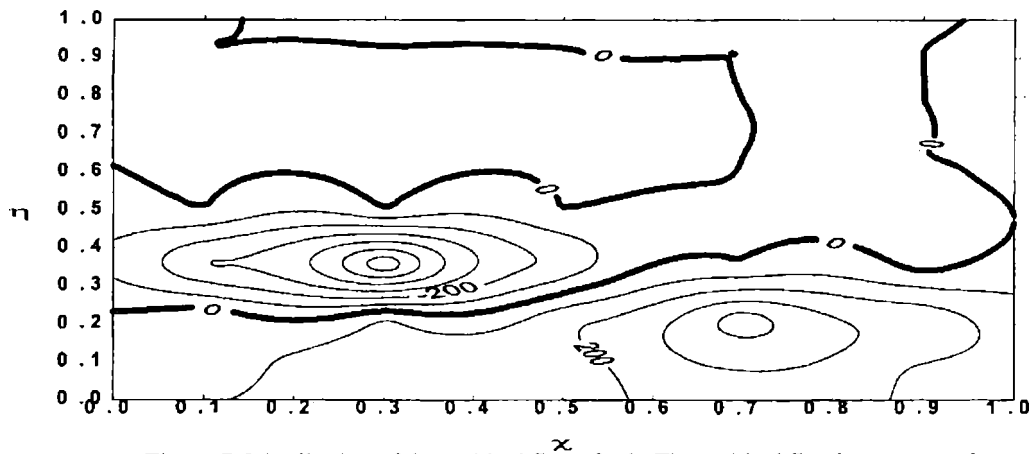


Figure 7. Distribution of the residual flux of salt. The residual flux is very complex developing three flux layers, two within the lower half of the section with reversing directions.

The calculations were done using a proportional grid (Perillo *et al.*, 1999). This kind of grid permits to divide the wet area into a number of equal-area cells at the times

measurements were made. The method interpolates the tidal depth automatically and calculates the averages of the tidal cycle. The grid is generated regarding the circulation within the area and using the velocity component which is normal to the area considered.

Figure 6 represents a bi-dimensional view of the mass residual fluxes in the cross-section studied. This kind of representation can be done because every averaged area in the section are equal. So the cross-section can be seen as rectangular non-dimensional representation. A seaward residual flux in the whole area is showed on the graph. The Lagrangean, Eulerian and Stokes fluxes are given in Table 1. Although, normally the Stokes terms are negative, in this case they are very small and may be within the error of the instrumentation

**Table 1.** Residual fluxes and velocities for water mass

Fluxes	Lagrangean	Eulerian	Stokes
$\langle Q \rangle$ ( $m^3 s^{-1}$ )	6.71	5	1.71
$\langle U \rangle$ ( $m s^{-1}$ )	0.034	0.025	0.009

Salt residual fluxes (Fig. 7) have a completely different pattern to the mass one (compare with Fig. 6). There is clearly a three layer structure and asymmetric with respect to the channel breadth. On the bottom layer and towards the north, the residual flux is seaward, whereas on the middle layer and concentrated to the southern part of the channel the fluxes are headward. Both layers are concentrated within the lower 50 % of the cross-section. The upper layer has flux values very small and vary from positive on the southern portion and negative in the middle and northern sector.

Suspended sediment residual flux has a distribution (Fig. 8) similar to the one observed by the salt flux. A three layer structure and asymmetric with respect to the channel axis. In both cases most of the residual transport occur within the lower half of the cross-section.

**Table 2.** Estimated residual fluxes for salt (F) and suspended sediments (C) as described in eqs. (2) and (3). Y is a dummy variable representing either F or C.

Fluxes	$\langle Y_{vt} \rangle$	$\langle Y_l \rangle$	$\langle Y_{tp} \rangle$	$\langle Y_{vs} \rangle$	$\langle Y_{st} \rangle$	$\langle Y^* \rangle$
F	-22650	4287	17.65	-160.23	-71	-12609
C	-45301	9786	6528	-41193	1483	-33220

The distribution in layers and the lateral variations are clearly evident in the estimated residual fluxes for both variables (Table 2). The total residual flux is headward, but most of the balance is due to both the vertical shear and the interactions that provides most of the landward flux

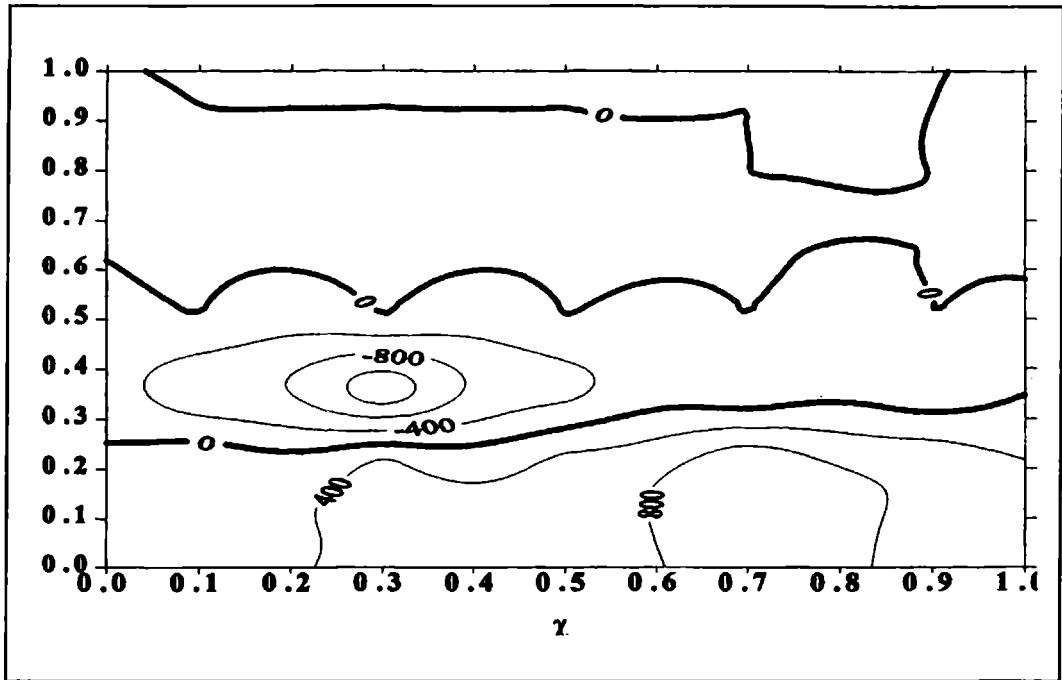


Figure 8. Residual fluxes for the suspended sediment transport at the cross-section. There is an apparent flow of suspended load from southern tidal flats (on the left).

#### 4. DISCUSSION

To illustrate the temporal occurrence of mixing at both stations, the relative contribution of the density gradient and the velocity shear to the bulk Richardson number ( $Ri$ ) throughout the tidal period was calculated following Dyer and New (1986). In the mixing diagrams the surface-to-bottom salinity difference ( $\Delta S$ ) is plotted against  $\bar{u}\bar{w}$ . According with the specified coordinates  $\bar{u}\bar{w} < 0$  represents flood conditions. An idealized mixing diagram would show an open anticlockwise hysteresis loop throughout the tidal cycle, in the absence of any mixing (Piccolo and Perillo, 1990). With mixing as well as advection more complicated diagrams occur depending on the degree of mixing and its extent upstream and downstream of the measurement position.

Figure 9 shows the mixing diagram for both stations. The limits of  $Ri < 2$  and  $20$  are presented for the appropriate water depth, assuming that the salinity stratification is directly proportional to the density stratification as was demonstrated by Piccolo and Perillo (1990) for the Bahía Blanca Estuary. Mixing ( $2 < Ri < 20$ ) and well-developed mixing ( $Ri < 2$ ) occurred all the time in the cross-section, being strongest when the currents reach the maximum intensity on the flood or ebb tides.

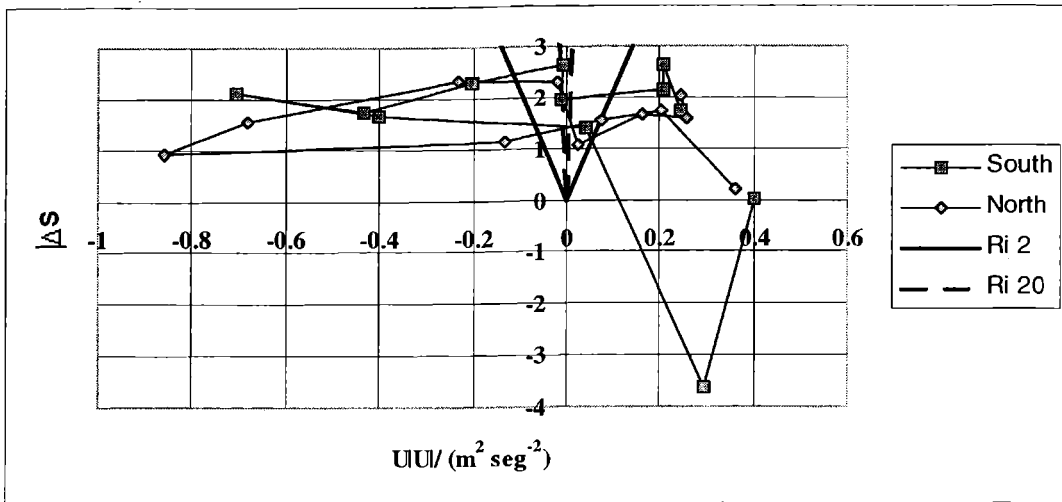


Figure 9. Mixing diagram at the two sections measured. South section present a negative gradient due to the high salt content water coming over the tidal flats. Conditions for stratification were not reached over the cycle measured.

When the  $S$  is analyzed, most of the tidal cycle, the gradient was between 1 and 2 salinity units. The gradient was between 2 and 3 at the end of the flooding and during high water slack. Whereas, during ebbing the gradient tended to become less than 1 and even below 0 on station south. The occurrence of such large inverse gradient demonstrate the input of saltier water on the surface. Since this happened during the mid ebb, it is obvious that the water must have come either from the inner estuary or from the adjacent tidal flats.

Salt and suspended sediment concentration fluxes described in Figs. 7 and 8 show patterns significantly different than the one for mass flux. The total mass residual flux is positive whereas both salt and suspended sediment fluxes are negative when the whole section is considered. Most of the ebb-oriented flux is concentrated in the deepest part of the channel over the North side, whereas the reverse fluxes are observed on the southern side (i.e., Fig. 9). A possible explanation is the contribution of saltier water coming into the channel over the tidal flats. High salt content water enter the Principal Channel even when the flood is still pumping sea water into the estuary. This effect can also be seen on Fig. 10 where there are much higher salt values near the surface as detected on the South station during the flood. It is remarkable that we did not detect the same effect in the north station. Near the north coast, the velocities are higher and evacuated more salt than the

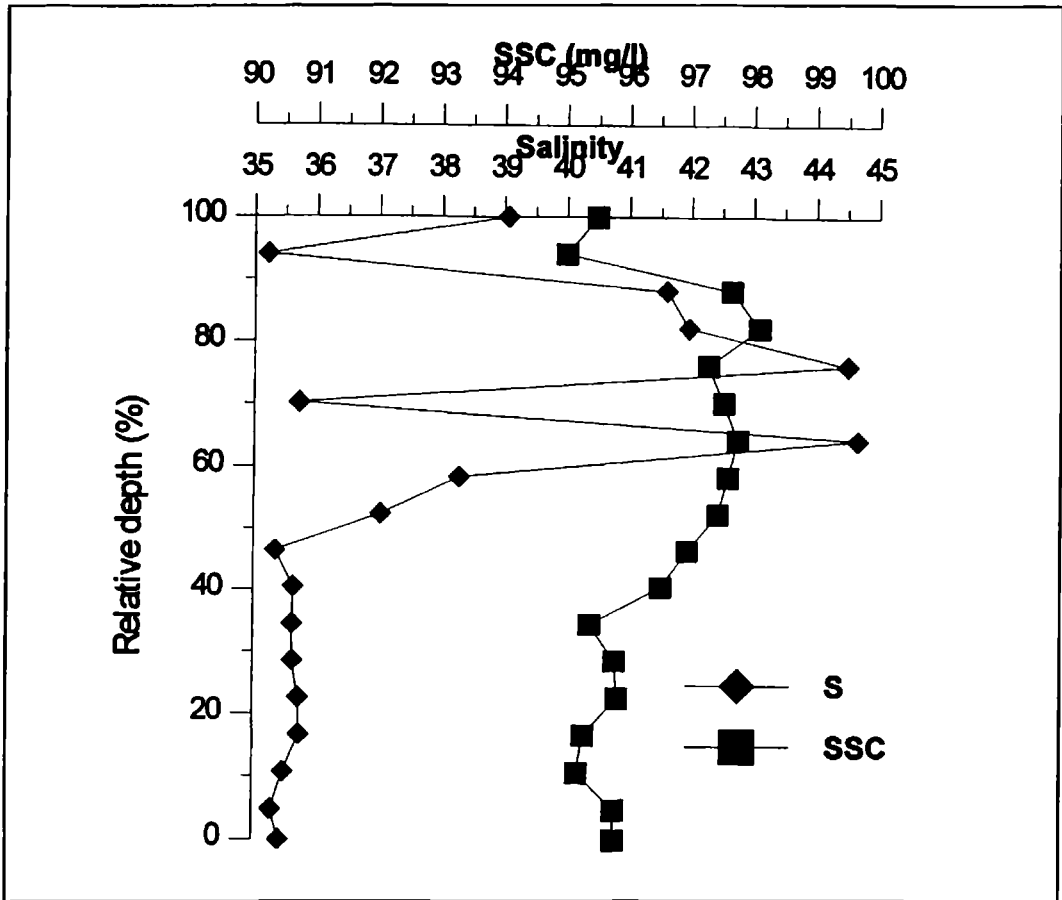


Figure 10. Salinity profile obtained at the South station at 9:35 when the tidal flats were submerged and began to pour water into the Principal Channel. This profile took place during the flood period

one entered during the tidal cycle. Salinity, has put in evidence the circulation system of this area, where the southern tidal flats have a significant influence.

The estimated Lagrangean flux was  $6.71 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  directly seaward, a value that should coincide approximately with the runoff inland of the cross-section. Unfortunately, fresh water input was not monitored during the experiment, however, weather conditions were average for the period and no precipitation occurred within 10 d before the study. According to Piccolo *et al.* (1990), the average discharge for the Sauce Chico river, only source of freshwater entering the estuary headward the section considered, is  $3.8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Lagrangean flow is twice as big as the fresh water input. A difference that can be explained by a surplus of the water entering over the tidal flats from the southern part

of the estuary.

The total residual flux for the suspended sediment across the area which is negative (Table 3). During the tidal cycle about five hundred kilograms of suspended sediments entered the head of the estuary. The distribution of the suspended sediment residual flux is shown in Fig 9. There is a concentration of transport headward the estuary near the south section. Also the nucleus of this area is about at 40% of the average height. On the other side, the northern coast, there is a concentration of transport near the bottom (about 10% of the average height), this time seaward. Again the influence of the tidal flats is present now in the suspended sediment transport. Water coming over the tidal flats carries extra amounts of suspended solids which are introduced into the Principal Channel estuary during the flood. Suspended sediment coming from other parts of the estuary over the tidal flats, induce a great distortion in the distribution of suspended sediments residual fluxes, even when there is a high degree of mixing in the area.

## **6. CONCLUSIONS**

A complete tidal cycle has been studied in one of the most active areas in Bahía Blanca Estuary. The data demonstrated that the cross-section behaves as partly mixed. The temperature and salinity profiles are nearly vertical and with only minimum stratification.

The total Lagrangean flux is higher than the possible fresh water input. Although fresh water input was not determined, averages values do not coincide with the Lagrangean flux, denoting an extra source of water which is the flux over the tidal flats all along the south coast of the channel. Tidal pumping effect is very small while the Euler response to it is quite large (four times greater).

Total salt balance results in salt incoming through the section. The distribution of the entering salt in the section considered has a particular shape, which responds to the extra salt flux incoming from the southern tidal flats. High salt content water is transported up during the flood. This explains the peak of incoming residual salt flux on the south coast of the channel.

The distribution of residual flow shows a concentration of incoming suspended sediments near the south coast at 40% of the average depth for the section. This is explained by the incoming flux over the tidal flats during the flood, which is pumped up through the cross-section studied. On the other hand the north coast reveals a positive (seaward) balance of suspended sediments.

The cross-section studied over a tidal cycle has shown the importance of the incoming water flux over the tidal flats, in water mass, salinity and suspended sediments. The effects of the particular conformation of the system makes necessary to consider the lateral effect of the tidal flats in the circulation of the estuary which exerts a significant influence. A possible way to study this input is defining a cross-section parallel to the



southern coast to explore the transversal dynamics on the flats.

## 7. REFERENCES

- Cuadrado, D.G., Piccolo, M.C. and Perillo, G.M.E., 1999. Hydrography of the inner shelf offshore Bahía Blanca Estuary. *Continental Shelf Research* (in press).
- Dyer, K.R. and New, A.L., 1986. Intermittency in estuarine mixing. In: Wolfe, D.A. (ed.) *Estuarine variability*. Academic Press, New York, pp. 321-339.
- Gómez, E.A., Ginsberg, S.S. and Perillo, G.M.E., 1997. Geomorfología y sedimentología de la zona interior del Canal Principal del Estuario de Bahía Blanca. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 3(2):55-61.
- Kjerfve, B., 1979, Measurements and analysis of water current, temperature, salinity and density. In: *Estuarine Hydrography and Sedimentation*. Dyer K.R. ed. Cambridge University Press, Cambridge, pp 186-226.
- Kjerfve, B.; Stevenson, L.H.; Proehl, J.A.; Chrzanowski, T.H. and Kitchens, W.M., 1981. Estimation of material fluxes in an estuarine cross-section: a critical analysis of spatial measurement density and errors. *Limnology and Oceanography* 26:325-335.
- Martos, P. and Piccolo, M.C., 1988. Hydrography of the argentine continental shelf between 38° and 42° S. *Continental Shelf Research* 8:1043-1056.
- Perillo, G.M.E. and Piccolo, M.C. 1991, An interpolation Method for Estuarine and Oceanographic Data. *Computers and Geosciences*, 17:813-820
- Perillo, G.M.E. and Piccolo, M.C., 1993. Methodology to study estuarine cross-section. *Revista Geofísica* 38:189-206.
- Perillo, G.M.E. and Piccolo, M.C., 1998. Importance of grid-cell area in the estimation of the Estuarine Residual Fluxes. *Estuaries*, 21:14-26
- Perillo, G.M.E. and Piccolo, M.C., 1999.- Bahía Blanca Estuary: a review of its geomorphologic and physical characteristics. In: Perillo, G.M.E., Piccolo, M.C. and Pino Quivira, M.(eds.) *Estuaries of South America: their geomorphology and dynamics*. Environmental Series, Springer-Verlag, Germany (in press)
- Perillo, G.M.E., Piccolo, M.C., Mosquera, J. and Aggio, S., 1999. Algorithm to calculate equal-area cells in irregular estuarine cross-sections. *Computers & Geosciences* (in press)
- Perillo, G.M.E. and Sequeira, M.E., 1989. Geomorphologic and sediment transport characteristics of the middle reach of the Bahía Blanca estuary, Argentina. *Journal of Geophysical Research-oceans* 94:14351-14362
- Piccolo, M.C. and Perillo, G.M.E., 1990. Physical characteristics of the Bahía Blanca estuary (Argentina). *Estuarine, Coastal and Shelf Sciences* 31:303-317.
- Piccolo M.C., Perillo G.M.E. and Arango, J.M., 1990. Hidrografía del Estuario del Sauce Chico (Bahía Blanca). *Geoacta* 17:12-23.
- Uncles, R.J., Elliott, R.C.A. and Weston, S.A. 1985. Dispersion of salt and suspended sediments in a partly mixed estuary. *Estuaries* 3:256-269.

## **ISOSTATIC STATE OF THE UPPER RHINE GRABEN**

**Silvia Miranda<sup>1</sup> and Antonio Introcaso<sup>2</sup>**

1 Dpto de Geofísica y Astronomía. FCEF. Universidad Nacional de San Juan  
Meglioli 1160 -S- (5400) Rivadavia. San Juan

2 Instituto de Física de Rosario. CONICET. Universidad Nacional de Rosario.  
Avda. Pellegrini 250. (2000) Rosario

### **ABSTRACT**

In any particular region isostatic anomalies point out the balance degree, establishing the excess or deficit of compensating masses. Nevertheless the distribution of these masses is not unique. Current isostatic models consider a simple dipolar mass configuration. The performance of predictive isostatic anomaly derived from an extensional crustal model, compensated in the Airy's system, is analyzed for a sedimentary basin with intracrustal anomalous masses, settled on an anomalous lithospheric mantle. The gravimetric analysis for two cross sections of the Upper Rhine graben, is based on all the geophysical information available for this region: seismic results (reflection and refraction) and a remarkable thermal anomaly derived from several geophysical studies. The calculated isostatic anomalies and predictive vertical movements indicate: i- that nowadays the state is close to the isostatic balance both at north and south of the Rhine graben; ii- the future vanishing of the thermal anomaly in the southern section will cause thermal subsidence; iii- in qualitative terms, simple dipolar isostatic models are adequate for the predictive vertical movability evaluations.

### **RESUMEN**

Las anomalías isostáticas para una región en particular señalan el grado de balance, estableciendo el excedente o defecto de masas de compensación pero no su distribución de manera unívoca. Los modelos isostáticos usuales consideran una configuración de masas de dipolo simple. Analizamos aquí la eficiencia predictiva de la anomalía isostática, calculada a partir de un modelo cortical distensivo compensado en el sistema de Airy, para una cuenca sedimentaria con masas anómalas intracorticales y emplazada sobre un manto litosférico también anómalo. El análisis gravimétrico, para dos secciones transversales al graben del Rhin Superior, se basa en la información geofísica existente para esa región: resultados sísmicos (reflexión y refracción) y una significativa anomalía termal inferida a partir de diversos estudios geofísicos. Las anomalías isostáticas y la movilidad vertical predictiva calculadas indican: i- el estado actual cercano al equilibrio isostático en el norte y sur del graben; ii- la futura desactivación de la anomalía calórica en la sección sur, provocará sin duda subsidencia térmica; iii- los modelos isostáticos de dipolo simple son cualitativamente adecuados para las evaluaciones de movilidad vertical predictiva.

## 1. INTRODUCTION

The principle of isostasy establishes an equilibrium between visible masses and not visible ones, so that uniform pressure exists at some compensation level. In this context, topographic signals (excesses) hypothetically determine both location and magnitude of compensating masses, after assuming a balance system, such as Airy's one, through the well understood case of the mountain masses (i. e. the Andes). Dealing with sedimentary basins of extensive origin, if isostasy holds, the gravity field on a  $m_b$  mass (assumed negative) is not a simple or monopole gravity effect ( $g_b$ ). It is a combined or dipole gravity effect of that mass and its deeper  $m_r$  antiroot (positive in this case). Referring to Figure 1-a-, we see that the total dipolar gravity field ( $g_T$ ) is:

$$g_T = g_b - g_r,$$

where  $g_r$  is the gravity effect of the antiroot, and  $g_T$  is usually negative.

The total vertical load  $q(x)$  can be obtained by integrating the product of  $g$  and all the density contrasts  $\Delta\alpha$  respect to  $z$ , within anomalous lithosphere as well as within the basin, compared with a column of normal lithosphere (unstretched and homogeneous), so that:

$$q(x) = \int_0^L \Delta\sigma(z) g dz, \quad (1)$$

where  $L$  denotes the lithosphere thickness up to compensation depth and  $g$  the mean acceleration of gravity. Therefore, we can obtain the degree of imbalance ( $q(x)=0$ ) or balance ( $q(x)=0$ ) of the masses, for any assumed isostatic system.

Following this analysis, the isostatic anomalies (IA) have been used to determine the isostatic level on a crustal scale, and moreover to predict future potential vertical motions for different orogenic structures. The isostatic correction ('IC' =  $-g_r$ ) is algebraically added to the Bouguer gravity anomaly (BA) constituting the isostatic anomaly (IA = BA  $\pm$  IC). After that, the amount of these vertical motions can be computed. Particularly, this methodology, applied to the case of Argentine sedimentary basins, was developed by Introcaso (1993), who assumed that only  $m_b$  and  $m_r$  masses are involved, at a compensation depth at normal Moho level.

The purpose of this paper is to investigate the case of both crust and lithospheric mantle being anomalous. We specifically analyze the isostatic level of the Upper Rhine graben for which intracrustal anomalous masses and hot lithosphere have been recognized. The study is carried out along two profiles perpendicular to the graben, which show strongly differentiated geological and geophysical characteristics. The results, supported by numerous geophysical data, make it possible to assess the efficiency of simple isostatic models compared with more complex ones.

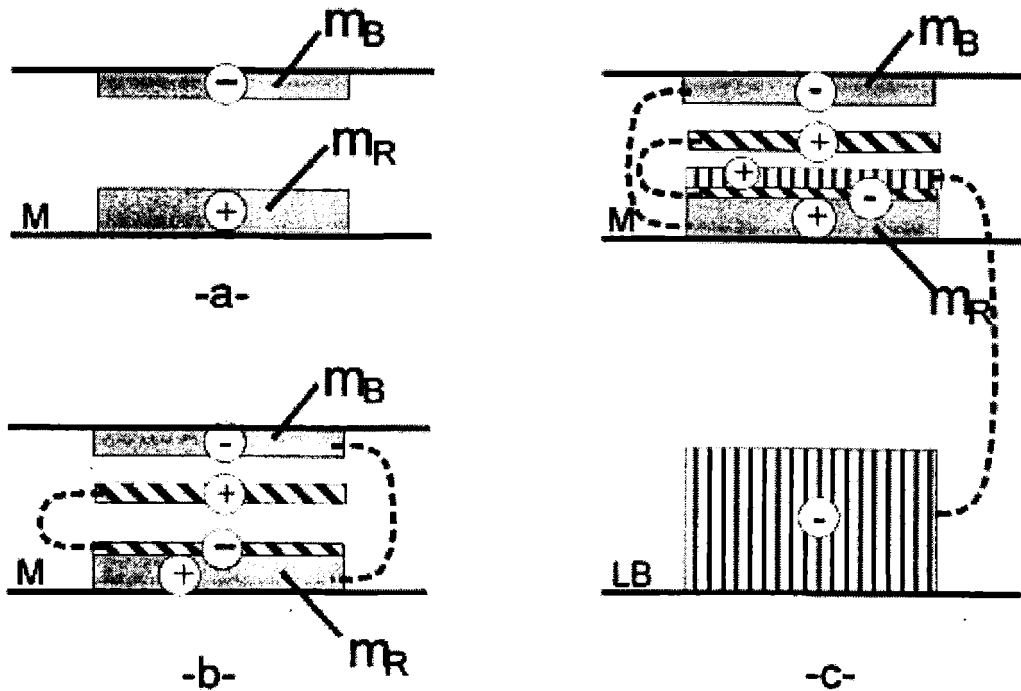


Figure 1. Theoretical isostatic dipolar models in the Airy's concept. Graphical representations sketch hypothetical subsurface masses with contrary sign antiroots. Compensation of masses is obtained by means of changing Moho depths. a- Simple dipolar model. b- double dipole due to mass excesses in crust; c- treble dipole involving anomalous masses located in crust and in lithospheric mantle.  $m_B$ : sedimentary infill (deficiency of mass);  $m_R$ : antiroot or compensating mass at Moho level; LB: lithospheric base.

## 2. MODELING SECTIONS

The Upper Rhine graben trending north-northeast between Basel (Switzerland) to Frankfurt (Germany) is about 300 km long, and  $40 \pm 5$  km average wide. The Rhine graben is the most pronounced surface expression of an extended continental rift system and a seismically active zone (Faber *et al.*, 1994) crossing the crust and upper mantle of Central Europe.

Subsidence in the Rhine graben started during the late Eocene and was accompanied by the uplifts of its borders, which exposed the crystalline basement in some sectors (Campos Enriquez *et al.*, 1992). The graben evolution has not been homogeneous in time and space: the subsidence has been stronger in the northern part contrasting with a faster uplift

## *Isostatic state of the upper rhine graben*

in the south. The evolution models proposed at present incorporate either symmetric homogeneous extension or asymmetric heterogeneous extension (McKenzie, 1978; Wernicke, 1985). Villemin *et al.* (1986) have proposed evolutionary models incorporating both mechanisms. It has been defined as a transtensional impactogen that was near to the Alpine collision orogen, formed on the subducting European plate in a peripheral-foreland setting (Sengör, 1993). We have considered two gravity profiles 'CE' and 'WK' oriented normal to the graben axis (Fig. 2) to be studied.

A contour map for the depth of the M-discontinuity (Fuchs, 1987) derived from seismic reflection and refraction experiments, indicates crustal thinning under the Rhine. The uplifted M reaches its shallowest depth of about 24 km in the southern graben apex (Zeis, 1990).

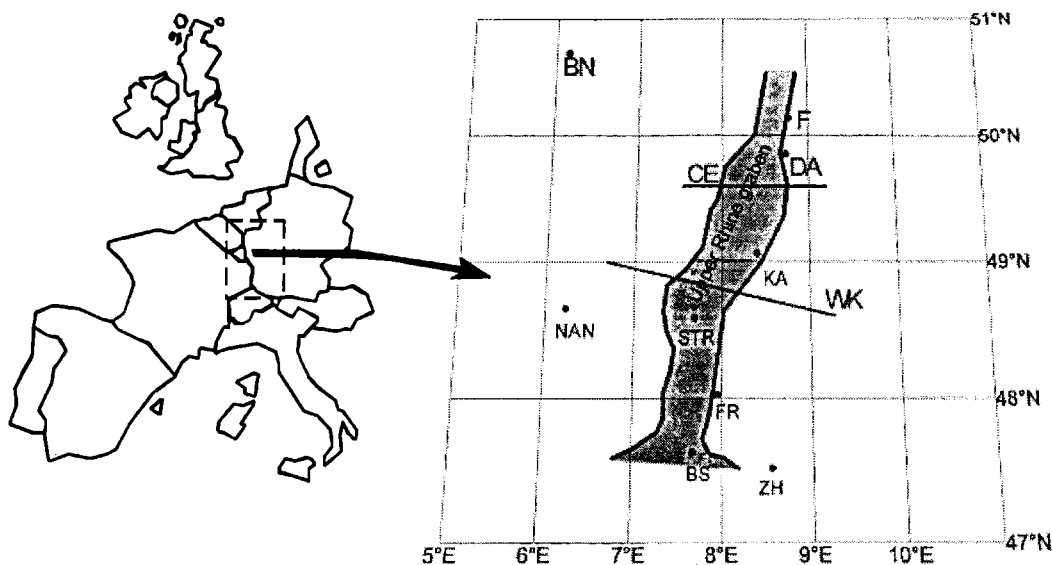


Figure 2: Map of the Upper Rhine graben. Position of gravity profiles CE (Campos Enriquez., 1992) and WK (Werner and Kahle, 1980) is shown. BN: Bonn, BS: Basel, F: Frankfurt, DA: Darmstadt, FR: Freiburg, KA: Karlsruhe, NAN: Nancy, STR: Strasbourg, ZH: Zurich

Heat flow data in the WK profile area report significant local anomalous values: 105-118 mW m<sup>-2</sup> (Morgan, 1982; Lysak, 1987). This lateral changes in temperature can contribute to the gravity field and to the isostatic balance. Compensation depths at the lithosphere base of the graben are suggested by Berbabé (1981) and Hellinger and Sclater (1983). Werner and Kahle (1980) calculated a kinematic model for temperature distribution underneath the

Rhine by modeling a thermal anomaly between 48° N and 49° N latitudes. According to this model the top of the asthenosphere reaches a depth of nearly 60 km under the graben axis and progressively dips down to normal levels of about 140 km, at distances greater than 100 km respect to the center. This model is supported by seismic studies and geomagnetic and magnetotelluric soundings (Fuchs, 1986; Hermance, 1982).

The geometry, depth and density of the complete sedimentary infill are well known at different cross sections (geological studies and seismic information; e.g. Campos Enriquez ., 1992). Heterogeneous crust has also been revealed (Kahle and Werner, 1980; Campos Enriquez ., 1992).

The spectral analysis of the observed Bouguer anomalies in each section (CE and WK), carried on to determine their probable source depths, has proved that the gravity responses in this area hold wavelength compatible with the following mean compensation depths: - for the area of section CE, an intermediate interface ( $z_1 \approx 33$  km) and a shallow interface ( $z_2 \approx 3$  km); - for the region of section WK, a deep interface ( $z_1 \approx 70$  km), an intermediate interface ( $z_2 \approx 23$  km) and a shallow interface ( $z_3 \approx 6$  km). By comparing our results with the available information previously described, we have decided that the deeper interface may be due to the lithospheric anomalous mantle, the intermediate interface may be due to the anomalous lower crust and the Moho discontinuity, and the shallow interface could be related to the sediment thickness.

### 3. SIMPLE ISOSTATIC DIPOLE

The observed gravity data digitized at an interval of 5 km, thickness and density of the sedimentary infill (derived from seismic velocities) were taken from Campos Enriquez . (1992) for the section CE and from Kahle and Werner (1980) for the section WK.

By modeling the simple isostatic dipole, we have computed the predictive antiroot in the Airy's concept at Moho level, from the geometry and effective density of the sedimentary infill, according to:

$$\Delta R' = \frac{\sigma_{cs} - \sigma_s}{\sigma_m - \sigma_{ci}} \cdot h_s, \quad (2)$$

where  $\Delta R'$  is the antiroot in km,  $h_s$  is the thickness of sedimentary infill in km,  $\sigma_s$  is the effective density of sedimentary infill ( $\sigma_s = 2.24$  g/cm<sup>3</sup>),  $\sigma_{cs}$  is the upper crust density ( $\sigma_{cs} = 2.67$  g/cm<sup>3</sup>),  $\sigma_{ci}$  is the lower crust density ( $\sigma_{ci} = 2.9$  g/cm<sup>3</sup>) and  $\sigma_m$  is the upper mantle density ( $\sigma_m = 3.3$  g/cm<sup>3</sup>).

The 2D gravity effect of the antiroot defined according to (2) was computed

## *Isostatic state of the upper rhine graben*

(Rasmussen and Pedersen, 1979) using  $\Delta\sigma = 0.4 \text{ g/cm}^3$  the lower crust-upper mantle density contrast (Campos Enriquez ., 1992) and  $T = 30 \text{ km}$  the reference crust (Zeis ., 1990). The IA calculated isostatic anomalies on profiles are shown in Figures 3 and 4. There, we can see that:

- Section CE (see Fig. 3a): the BA observed Bouguer anomaly is negative over the graben (-33 mGal minimum). The removal of the gravity effect of sedimentary infill from the observed gravity anomaly makes it positive (+20 mGal maximum). Strictly speaking, nearly compensation state would be inferred from the slightly positive IA anomaly on the deepest part of the graben. However, anomalies ranging within  $\pm 10 \text{ mGal}$  have usually been considered as indicators of isostatic compensation (Woollard, 1969). The pressure analysis would indicate a slight energy excess ( $\Delta P = +76.5 \text{ bar}$ ), therefore future subsidence in this region should be expected.

- Section WK (see Fig. 4a): the observed BA on the graben axis reaches -25 mGal which is reduced to -3.5 mGal when the infill gravity effect, thinner than in the previous section CE, is removed. The isostatic anomaly is negative adopting reduced values on the graben (-7 mGal). The slight undercompensation process inferred from  $IA < 0$  has also been indicated by the slight deficiency in pressures ( $\Delta P = -4.4 \text{ bar}$ ).

### **4. MULTIPLE ISOSTATIC DIPOLE**

Following the idea of the previous case, when anomalous crustal or subcrustal masses exist, they could be taken into account to evaluate the balance state of masses by requiring that pressures in vertical columns should be the same at the compensation level. Dipolar schema for this case (equivalent dipoles) are graphically shown in Figures 1b and 1c. Besides, the isostatic condition can be written in terms of the density distribution in the crust like this:

$$\int_0^z \Delta\sigma(z) dz = 0,$$

where  $g$  must be the same, and then the isostatic anomaly is zero ( $IA = 0$ ). Furthermore, Bouguer anomaly generally indicates the effect of disturbing masses below the high reference surface. If they were considered to compute a predicted antiroot, an improved isostatic anomaly  $AI'$  would be obtained, although at first, it must not be so different to those calculated from a simple dipolar model. Knowledge of velocities and seismic depths, heat flow data, MT sounding, among others, combined with regional gravity values, contribute to consider other sources involved in compensation, above or below  $M$ , and besides it contributes to a better interpretation of the structure and evolution of studied orogenic system.

Thus, to determine the ‘new’ isostatic anomalies, we consider the following masses:

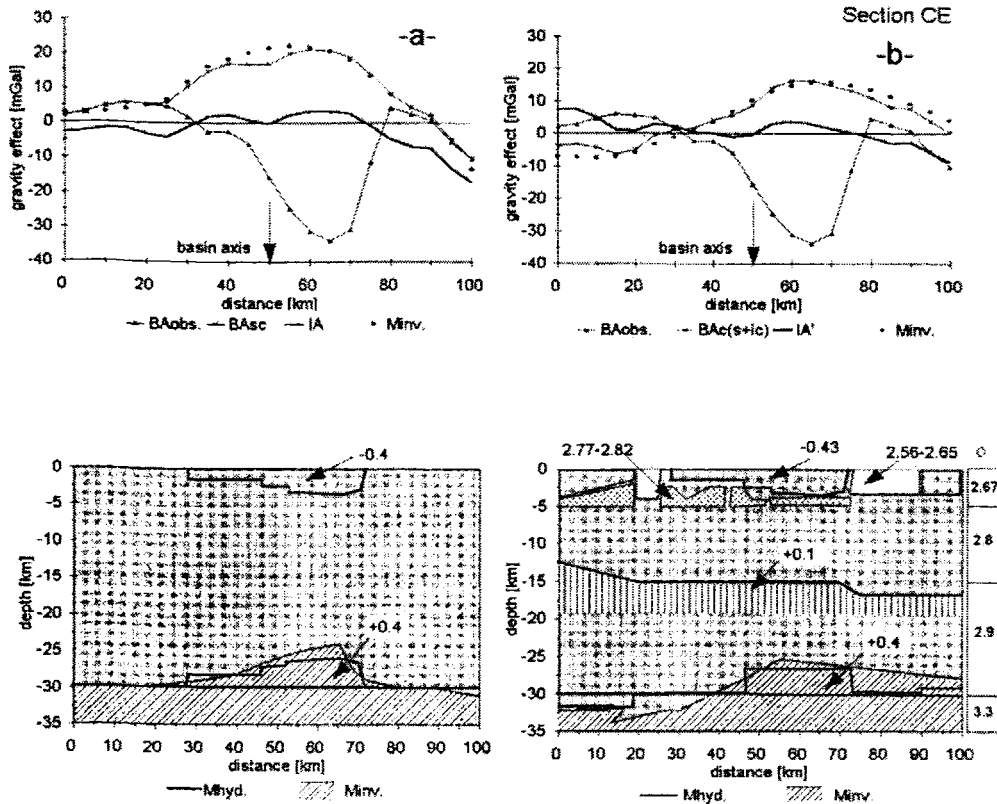


Figure 3: Isostatic analysis considering an extensive crustal model compensated in the Airy’s system, of the gravity section CE crossing the northern part of the Upper Rhine. -a- Simple dipolar isostatic model. -b- Multiple dipolar isostatic model. BAobs.: Observed Bouguer gravity anomalies; BAsc= BAAobs. + gravity effect of the sedimentary basin infill; BAsc(s+ic)= BAsc + gravity effects of the minor subsedimentary bodies (see inset at the bottom plot -b-) + gravity effect of the anomalous middle crust; IA: isostatic anomaly for a simple model of Airy; IA’: isostatic anomaly for an improved isostatic model by considering the anomalous middle crust.  $M_{hyd}$ : hydrostatical Moho undulations;  $M_{inv}$ : resulting crustal model derived from the 2D gravity anomalies inversion (BAsc in the case -a-; BAsc(s+ic) in the case -b-). This profile reveals a present nearly balanced isostatic state at Moho level. All consigned masses and densities (in  $g/cm^3$ ) are the ones informed by Campos Enriquez., 1992.



## Isostatic state of the upper rhine graben

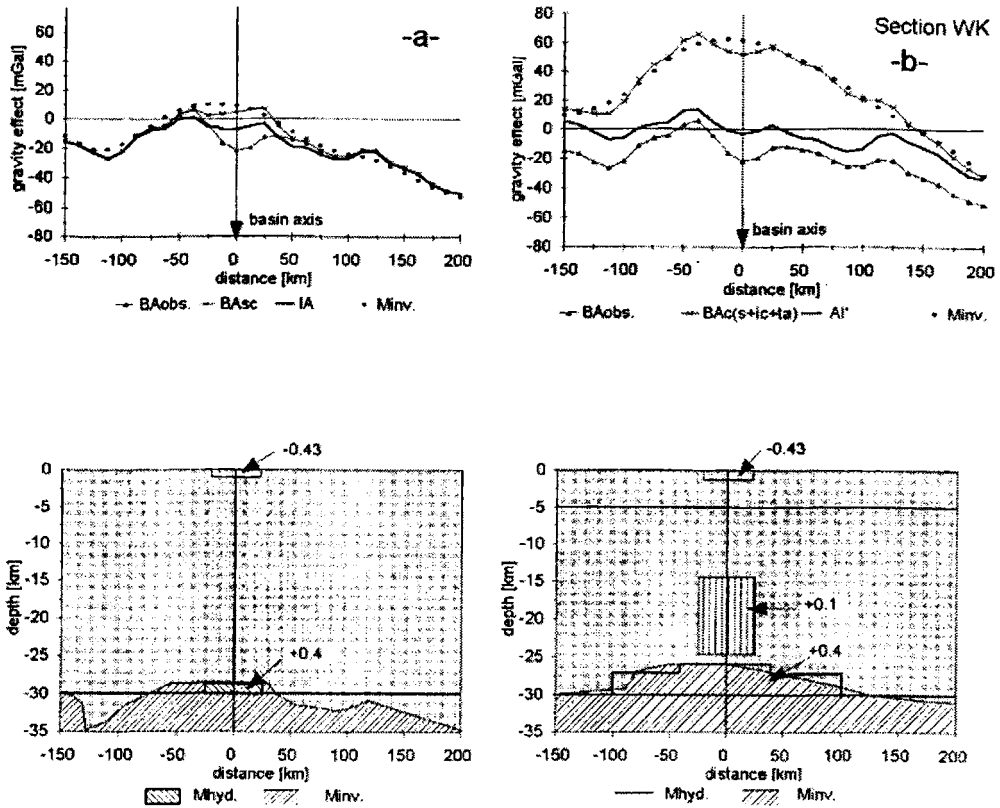


Figure 4: Isostatic analysis considering an extensive crustal model compensated in the Airy's system, of the gravity section WK crossing the southern part of the Upper Rhine. -a- Simple dipolar isostatic model. -b- Multiple dipolar isostatic model. BAobs.: Observed Bouguer gravity anomalies; BASc= Baobs. + gravity effect of the sedimentary basin infill; BAc(s+ic+ta)= BASc + gravity effects of the minor subsedimentary bodies (see inset at the bottom -b-) + gravity effect of the anomalous middle crust + gravity effect of the thermal anomaly sketched in plot -c-; IA: isostatic anomaly for a simple model of Airy; IA': isostatic anomaly for an improved isostatic model by considering the anomalous middle crust (see the text) and lithospheric mantle heating.  $M_{hyd.}$ : hydrostatical Moho undulations;  $M_{inv.}$ : resulting crustal model derived from the 2D gravity anomalies inversion (BASc in the case -a-; BAc(s+ic+ta) in the case -b-). This profile reveals a present nearly balanced isostatic state at lithospheric base level. All consigned masses and densities (in  $g/cm^3$ ) are the ones informed by Werner and Kahle (1980) and Campos Enriquez. (1992).

- Section CE. The sedimentary infill (3.4 km maximum thickness) and a difference in crust thickness to both sides of the graben, which is located at intermedium crustal levels. It has been proposed using the travel times derived from reflection seismic findings (Campos Enriquez ., 1992).

- Section WK. In this case, implicated masses were: the sedimentary infill (1.5 km maximum thickness), anomalous lower crust and an asthenospheric upwelling beneath the graben axis. Denser lower crust ( $\Delta\sigma = +0.12 \text{ g/cm}^3$ ) have been postulated by Kahle and Werner (1980) and Werner . (1982), based on seismic refraction data. By modeling the lithospheric thinning beneath the graben axis, we have considered the Werner and Kahle's kinematic model (1980). To do so we have assumed  $\Delta\sigma = -0.034 \text{ g/cm}^3$  density deficit ( $\Delta\sigma = \sigma_0 \alpha \Delta T$ ) with  $\alpha = 3 \times 10^{-5} \text{ 1/}^\circ\text{C}$  thermal volume expansion coefficient,  $\Delta T = 350 \text{ }^\circ\text{C}$  lateral temperature differences, and  $\sigma_0 = 3.3 \text{ g/cm}^3$  density for  $T = 0^\circ\text{C}$ . Figure 5 shows this thermal anomaly.

By calculating the predicted hydrostatic Moho we have postulated that pressures should be the same according to equation (1), at Moho level for the section CE and at the lithospheric base for the section WK. In this approach every balanced column involves all the masses previously described.

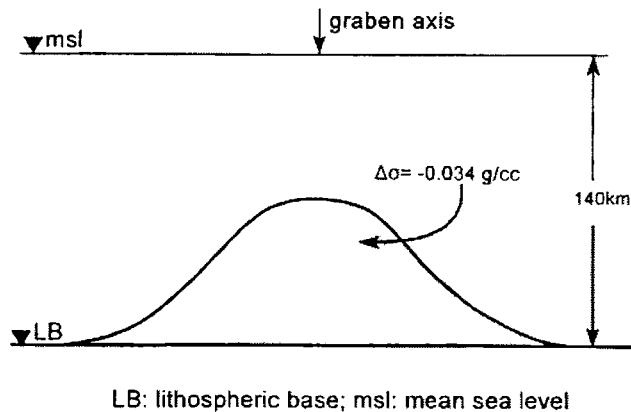


Figure 5: Scheme of the lithospheric thermal anomaly modeled for the section WK (after Werner and Kahle,1980). (without scale).

The (IA) resulting isostatic anomalies in both sections (Figs. 3b and 4b) show a clear agreement with the computed ones from our simplest former model. The deficiency of masses inferred from the negative isostatic anomalies to both sides of the graben have been partially

## *Isostatic state of the upper rhine graben*

removed due to a lack of control.  $IA < 0$  on the eastern side of the section WK, may be at most caused by downbending of the crust in the Alpine foreland due to topographic loading of the Alps (Kooi ., 1992). Also in this section, exposed granites to both sides to the graben (Sengör, 1993), can contribute to explain these mass deficiencies.

The obtained results (see Figs. 3 and 4) determine that the more complicated models (or multiple dipole) provide isostatic anomalies ( $AI'$ ) no so different from the calculated ones ( $AI$ ) for the simplified models. Thus, we inferred that a simple Airy's model (or simple dipole) is suitable for establishing the compensation degree for this extensive sedimentary basin.

The close fitting between the Moho undulations ( $M_{inv.}$ ), derived from the 2D Bouguer gravity inversion (Figs. 3 and 4), and the respective hydrostatic Moho depths ( $M_{hyd.}$ ) clearly supports the reduced subsidence in present predicted by  $IA = 0$ . Therefore, nowadays the Upper Rhine graben is almost in a compensation state. On the other hand, if we predictively approach, in some future time the thermal anomaly would be totally absent. So, at that moment this region should be subsided 1.8 km to hold the compensation in the section WK.

## **5. CONCLUSIONS**

When quantifying the isostatic anomalies computed with a system inspired on the Airy's isostasy, the isostatic state of the Upper Rhine graben was analyzed. The study was carried out on two cross sections located at different latitudes. Isostatic anomalies and a gravity inversion crustal model of both sections, were calculated by means of: a- a simple dipole model and b- a multiple dipole model. They have showed similar resulting anomalies.

In the former (a-), the isostatic correction was computed postulating the same pressure at Moho level. Total loading involved the infill graben and its antirroot.

For the latter (b-), anomalous masses both in middle crust and in lithospheric mantle were added. The last one was considered only for the section WK. Spectral analysis of the observed gravity anomalies combined with other geophysical findings were taken to define this improved model. Compensation states at Moho level for the section CE and at lithospheric base for the section WK were considered.

In sum, the present study of the Upper Rhine graben indicates:

1- a compensation state close to the mass balance; 2- simple crustal models suitable to evaluate the isostatic state; 3- as a consequence of the extinction of the thermal anomaly, the basin should be subsided 1.8 km on the southernmost section WK, to regain the balance in future time.

**REFERENCES**

- Berbabé, Y., 1981. A new method of computation of the isostatic anomaly and its application to the Rhine graben, *Phys. of the Earth and Plan. Inter.*, 27, 151-157.
- Campos Enriquez, J. O., P. Hubral, F. Wenzel, E. Lueschen and L. Meir, 1992. Gravity and magnetic constraints on deep and intermediate crustal structure and evolution models for the Rhine graben, *Tectonophysics*, 206, 113-135.
- Faber, S.; P. Bonjer; W. Brüstle and N. Deichmann, 1994. Seismicity and structural complexity of the Dinkelberg block, southern Rhine-graben, *Geophys. J. Int.*, 116, 393-408.
- Fuchs, K., 1986. Reflections from the subcrustal lithosphere. In: *Reflection seismology: the continental crust*, M. Barazangi-L.Brown (Ed.), *Geodynamics Series V14*, 67-76.
- Fuchs, K.; P. Bonjer; D. Gajewski; E. Lüschen; C. Prodehl; K. J. Sandmeier; F. Wenzel and H. Wilhelm, 1987. Crustal evolution of the Rhinegraben area. 1. Exploring the lower crust in the Rhinegraben rift by unified geophysical experiments. In: *Sedimentary basins within the Dead Sea and other rift zones*, Z. Ben-Avraham (Ed.), *Tectonophysics*, 141, 261-275.
- Hellinger, S. J. and J. G. Sclater, 1983. Some comments on two-layers extensional models for the evolution of sedimentary basins, *Jour. of Geophys. Res.*, V 88, N° B10, 8251-8269.
- Hermance, 1982. Magnetotelluric and geomagnetic deep-sounding studies in rifts and adjacent areas: constraints on physical processes in the crust and upper mantle. In: G. Palmason (Ed.), *Continental and Oceanic Rifts*, AGU, 169-192.
- Introcaso, A., 1993. Predicción del movimiento vertical de una cuenca sedimentaria utilizando el método gravimétrico, XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas I*, 1-4.
- Kahle, H. G. and D. Werner, 1980. A geophysical study of the Rhinegraben - II. Gravity anomalies and geothermal implications, *Geophys. Jour. Roy. Ast. Soc.*, 62, 631-647.
- Lysak, S. V., 1987. Terrestrial heat flow of continental rifts, *Tectonophysics*, 143, 31-41.
- Kooi, H.; S. Cloetingh and J. Burrus, 1992. Lithospheric necking and regional isostasy at extensional basins 1. Subsidence and gravity modeling with an application to the Gulf of Lions margin (SE France), *Jour. Geophys. Res.*, V97, N° B12, 17533-17571.
- McKenzie, D. P., 1979. Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth and Planet. Science Lett.*, 40, 25-32.
- Morgan, P., 1982. Heat flow in rift zones. In: G. Palmason (Editor), *Continental and Oceanic Rifts*, AGU, 107-122.
- Rasmussen, R. and L. B. Pederson, 1979. End corrections in Potential field modelling, *Geophys. Prospec.*, V27, N° 4, 749-760.
- Sengör, A. M. C., 1993. Sedimentation and Tectonics of fossil rifts. In *Tectonics of sedimentary basins*, C. Busby and R. Ingersoll, (Ed.), Chap. 2, 53-117.
- Villemin, T.; F. Alvarez and J. Angelier, 1986. The Rhinegraben: extension, subsidence and shoulder uplift, *Tectonophysics*, 128, 47-59.
- Werner, D. and H.G. Kahle, 1980. A geophysical study of the Rhinegraben - I. Kinematics and

## *Isostatic state of the upper rhine graben*

geothermics, *Geophys. Jour. Roy. Ast. Soc.*, 6, 617-629.

Werner, D., H. G. Kahle, J. Ansorge and St. Mueller, 1982. Mass displacements and geothermics within the upper mantle of the Rhine-graben rift system: a model to interpret data from gravimetry and seismology. In: *Continental and Oceanic Rifts*, G. Palmason (Ed.), AGU, 283-292.

Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere, *Can. Jour. Earth Sciences*, 22, 108-125.

Woollard, G.P., 1969. Regional variations in gravity. In: *The Earth's Crust and Upper Mantle*, Pembroke J. Hart (Ed.), *Geophys. Monogr., A.G.U.*, 13, 320-341.

Zeis, St.; D. Gajewski and C. Prodehl, 1990. Crustal structure of southern Rhinegraben from reinterpretation of seismic refraction data, *Tectonophysics*, 176, 59-86.

**VALIDACIÓN DE LAS ALTURAS GEOPOTENCIALES DE 1000 hPa  
OBTENIDAS DEL MODELO DE DIAGNÓSTICO DEL SERVICIO  
METEOROLÓGICO NACIONAL**

**Rosa Hilda Compagnucci \* y Diego Christian Araneo \*\***

**\* UBA/CONICET \*\* UBA**

Dpto. de Cs. de la Atmósfera, FCEyN. Ciudad Universitaria, Pabellón 2 - 2° Piso.

e-mail: rhc@ulises.ic.fcen.uba.ar

**RESUMEN**

Se realiza un análisis espacial objetivo de datos diarios de alturas geopotenciales del nivel de 1000 hPa sobre la región del Cono Sur, calculados a partir del modelo de diagnóstico del Servicio Meteorológico Nacional Argentino, correspondientes a los meses de Enero y Julio del período 1990-95; a fin de arribar a una evaluación de su confiabilidad en estudios con escala de tiempo superior a la sinóptica. Para ello se emplea el Análisis de Componentes Principales no-rotadas con matriz de entrada en modo-T, técnica que se repite para diferentes enrejados; comparando estos resultados con los obtenidos previamente por Compagnucci y Salles (1996), bajo la misma metodología, para un período distinto y con datos observados desde estaciones meteorológicas de superficie. El modelo ajusta razonablemente la configuración de los sistemas que se presentan en el área, mostrando asimismo la influencia del relieve. Sin embargo, la inclusión de la región oceánica en el análisis podría estar forzando una estructura similar a la del flujo básico, perdiéndose además la variabilidad estacional de los campos resultantes. Este comportamiento se vería reflejado en la mayor varianza explicada por el campo medio al incluir observaciones marítimas, con lo cual, las inferencias estadísticas extraídas a partir de datos del modelo deberían contemplar este hecho, que tendería a subestimar la varianza explicada por perturbaciones de mayor frecuencia.

**ABSTRACT**

An objective spatial analysis has been performed from 1000 hPa-geopotential heights daily data obtained from the Meteorological National Service diagnostic model output for the southern cone region and correspond to the months of January and July from the period 1990-95. It aims to evaluate the diagnostic model reliability in time scales longer than synoptic scale for future weather researches. Unrotated Principal Component Analysis with T-mode input matrix has been applied to different grid-point distributions in order to compare the results to those previously obtained by Compagnucci and Salles (1996) with the same methodology applied to observed data from surface meteorological stations though for a different period. The model reasonably fits the synoptic systems features present over the area. However, the inclusion of the oceanic region in the analysis could possibly force to a structure similar to of the resulting fields. This behavior can be observed in the major variance explained by the mean field when including sea observations. For this reason, eventual statistics inferences drawn from the diagnostic model output ought to take into consideration this fact giving that it would tend to underestimate the concomitant variance of higher frequency perturbations.

## **1. INTRODUCCIÓN**

Desde hace algunos años, los modelos numéricos de predicción han comenzado a ser empleados en el diagnóstico de las variables significativas del tiempo, con especial atención en factores tales como alturas geopotenciales, viento y temperatura, correspondientes a distintos niveles de presión. En virtud de ello, los estudios en el ámbito de la climatología-sinóptica y la climatología-dinámica del Hemisferio Sur (HS), que tradicionalmente se encontraban restringidos por la carencia de información sobre regiones oceánicas, se han visto, de esta forma, incrementados notablemente en estas dos últimas décadas gracias a la posibilidad de acceder a tales bancos de datos. Es así que se cuenta actualmente con un gran número de trabajos referidos a éstos temas, como los de Trenberth (1979); Trenberth (1980); Mo and White (1985); Trenberth and Mo (1985); Trenberth (1991); Berbery, Nogués-Paegle and Horel (1992); Berbery and Vera (1996); y muchos otros, que infieren características del comportamiento de la circulación en el HS a partir de los análisis del European Centre for Medium Range Weather Forecast (ECMWF).

La información del ECMWF fue evaluada en base a su consistencia interna por Trenberth (1992), ya que como el mismo autor mencionase, para hacer uso óptimo de ella es necesario conocer los problemas que puedan existir y los efectos que los cambios introducidos en el modelo puedan tener en el análisis. En su estudio, las secuencias diarias obtenidas a partir de estos registros mostraron algunos comportamientos no realistas de los sistemas, principalmente en el HS sobre áreas tropicales y polares.

Hoy en día, se cuenta con un archivo de datos formado por los resultados del modelo de diagnóstico del Servicio Meteorológico Nacional Argentino (SMNA), el cual reúne una vasta información que abarca el período comprendido desde el año 1990 hasta la actualidad. Este conjunto conforma un total de 800 puntos equiespaciados distribuidos sobre el sector limitado entre (7,65S ; 95,96W), (11,48S ; 41,47W), (50,61S ; 0,22E), y (34,25S ; 136,56W). Los cálculos se efectúan empleando una técnica de interpolación bilineal haciendo uso de información suministrada por estaciones meteorológicas, imágenes satelitales y datos estadísticos. De esta forma, pueden obtenerse de él, los análisis de las alturas geopotenciales correspondientes a varios niveles de presión, y otros factores de interés, en un enrejado regular que se extiende sobre la región del Cono Sur, la Península Antártica y gran parte de los océanos adyacentes.

Los campos diarios derivados de estos cómputos resultan, ante la apreciación subjetiva de los mismos, en buena conformidad con los analizados en forma manual y realizados sólo en base a datos de estaciones de observación e imágenes satelitales. Esto es, el modelo de diagnóstico constituye una herramienta sumamente provechosa y eficaz en la elaboración de estudios efectuados sobre escala sinóptica de tiempo. En consecuencia, podría esperarse a priori que sus resultados conformaran un conjunto de datos de singular importancia en lo referido a investigaciones de carácter climático-sinópticas en la región. Pero antes de su utilización en tal sentido se hace necesario comparar la información procedente del mismo,

que constituye una aproximación a la situación “real”, con aquella registrada por estaciones meteorológicas.

El objetivo principal del presente trabajo consiste en contrastar los datos del modelo de diagnóstico del SMNA con los medidos en forma directa desde estaciones de superficie, efectuando un análisis espacial objetivo de los mismos a fin de arribar a una evaluación de su confiabilidad en estudios con escala de tiempo superior a la sinóptica.

Previamente, Compagnucci y Salles (1996) (C y S) estudiaron mediante el análisis de Componentes Principales (Cps.) los campos sinópticos diarios de superficie del período 1972 a 1983; definidos en base a los registros de la presión a nivel del mar efectuados por 81 estaciones de observación distribuidas en una red irregular que abarcaba parte del territorio continental y algunos puntos de la Península Antártica y mares adyacentes.

En nuestro estudio se practica la misma metodología utilizada por C y S pero con datos provenientes del modelo de diagnóstico, con el fin de emplear los resultados obtenidos por estos autores como referencia del comportamiento de la circulación definida a partir de la información de observaciones auténticas.

## 2. DATOS Y METODOLOGÍA

Se analizaron las alturas geopotenciales diarias de las 1200 UTC para el nivel de 1000 hPa correspondientes a los meses de Enero y Julio del período comprendido entre los años 1990 a 1995 y 1990 a 1994 respectivamente, resultantes del modelo de

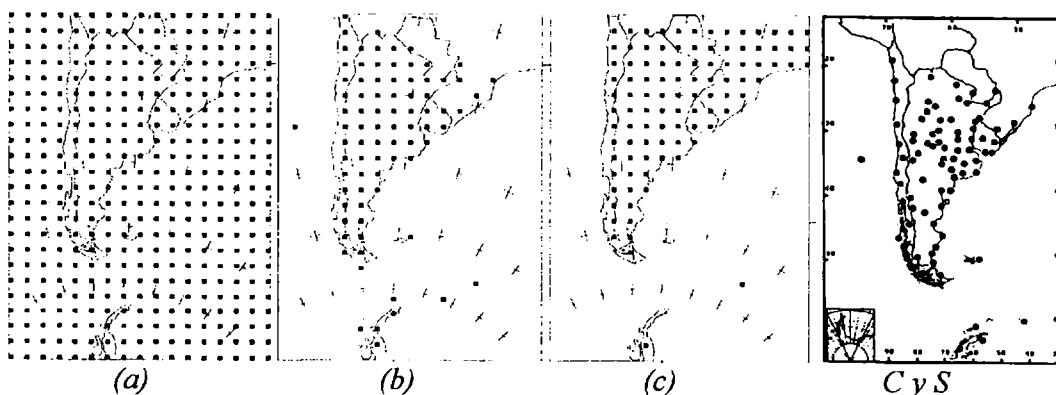


Figura 1. Esquema de los enrejados utilizados en cada experimento: (a) 391 puntos, (b) 81 puntos, (c) 99 puntos; y la red de estaciones empleada por Compagnucci y Salles (1996).



diagnóstico del SMNA. Estas muestras, que conforman un total de 173 días de Enero y 149 días de Julio, se estudiaron en forma separada a fin de encontrar, si fuere posible, variaciones estacionales entre los patrones derivados de ellas.

Como nuestro objetivo se focalizó en comparar los campos típicos obtenidos mediante el empleo de estos datos con los obtenidos por C y S en su anterior trabajo utilizando registros observacionales, hemos limitado el área total de cobertura del modelo (de 32 x 25 puntos) a un sector semejante al empleado por dichos autores. De esta forma, del enrejado original de 800 puntos, sólo hemos tomado un sector de 17 x 23 puntos (i.e.: un total de 391 datos).

Con las muestras formadas por los meses mencionados se realizaron tres experiencias: la primera analizando el total de puntos disponibles (i.e.: 391 datos, enrejado (a)); la segunda restringiendo la cantidad de puntos al total de estaciones utilizadas por C y S (i.e.: 81 datos) distribuidos de manera similar (enrejado (b)); y la tercera tomando 99 puntos esparcidos sólo sobre el área continental, un punto sobre la Península Antártica y otro cercano a las Is. Georgias del Sur (enrejado (c)). La Figura 1 muestra la red correspondiente a cada experiencia y la distribución de estaciones utilizada por C y S en su informe precedente.

Como fuera mencionado en la sección anterior, la metodología aplicada para el estudio de los campos patrones ha sido el Análisis de Componentes Principales (ACP) no rotadas con matriz de entrada en modo-T (i.e.: correlación entre las variables temporales). Para ello, se disponen los datos formando una estructura matricial en la cual cada fila corresponde a un punto del enrejado y cada columna a un día particular. O sea, recorriendo una fila obtenemos la serie temporal correspondiente al punto de enrejado que ella representa y de una columna puede obtenerse la información para conformar el mapa del día correspondiente a la misma. Llamamos a esta matriz  $\mathbf{X}$ :  $m \times n$ , de forma que  $m$  representa el número de puntos espaciales utilizados y  $n$  el número de días. A partir de ella se construye la matriz  $\mathbf{X}_s$  estandarizando las columnas de  $\mathbf{X}$  de modo que cada una posea media nula y varianza unitaria. En el modo-T,  $\mathbf{X}_s$  posee una matriz asociada  $\mathbf{R}$ :  $n \times n$ , que contiene las correlaciones entre sus columnas (variables estandarizadas), que en nuestro caso representan los días utilizados. Con  $\mathbf{R}$  se realiza el ACP mediante su diagonalización a través del cálculo de sus autovalores y autovectores correspondientes. De esta forma obtenemos tres conjuntos de números derivados del análisis:

- los autovalores  $\lambda_j$ ,  $j = 1, \dots, r$  con  $r \leq \min\{m, n\}$  y la matriz diagonal  $\mathbf{D}$ :  $n \times n$  formada por los autovalores de  $\mathbf{R}$  ordenados en forma decreciente;
- la matriz  $\mathbf{F}$ :  $n \times n$  de factores de carga (o, en inglés, *factor loadings*), calculada como  $\mathbf{F} = \mathbf{U}\mathbf{D}^{1/2}$ , donde  $\mathbf{U}$  es la matriz formada por los autovectores de  $\mathbf{R}$  encolumnados según el orden de sus autovalores respectivos en la matriz  $\mathbf{D}$ , y  $\mathbf{D}^{1/2}$  es la matriz cuyos elementos son las raíces cuadradas de los elementos de  $\mathbf{D}$ ;
- la matriz  $\mathbf{Z}_s$ :  $m \times n$  de componentes de puntajes estandarizados (o, en inglés, *factor scores*), calculada como  $\mathbf{Z}_s = \mathbf{X}_s\mathbf{U}\mathbf{D}^{-1/2}$ , donde  $\mathbf{D}^{-1/2}$  es la inversa de  $\mathbf{D}^{1/2}$ ; de esta forma, la varianza de cada CP resulta unitaria.

En consecuencia, las nuevas variables estandarizadas o Componentes de Puntaje (FS) representadas por cada una de las columnas de  $Z_s$  (Componentes Principales), pueden analizarse como un mapa o patrón espacial, con una serie temporal de Factores de Carga asociada (FL), dada por cada una de las columnas de  $F$ , que representan la correlación entre las variables originales (el mapa de cada día particular) y la CP correspondiente (un mapa tipo). La suma de los cuadrados de los FL en cada columna de  $F$  es igual al autovalor respectivo.

La distribución espacial de los FS puede ser interpretada en su fase positiva o negativa, o sea, cada modelo representará dos configuraciones sinópticas distintas según el signo de los FL. Así, para FL positivos, el campo patrón correspondiente tendrá los mismos signos que los de la variable original estandarizada; y para FL negativos, estos signos serán opuestos. En otras palabras, los días en los que el FL aparezca como positivo, un FS positivo (negativo) representará alta presión (baja presión); y, contrariamente, los días en los que el FL aparezca como negativo, un FS positivo (negativo) representará baja presión (alta presión).

En virtud de lo expuesto, la razón entre la suma de los cuadrados de los FL positivos (negativos) para cada CP y la suma de los autovalores, indica la porción de varianza total acumulada por el respectivo tipo sinóptico (o su inverso, *mutatis mutandis*).

A diferencia del ACP en modo-T, utilizado en este trabajo, en el modo-S (una variante del método) la variable introducida no es temporal sino espacial. De esta manera, las componentes principales dejan de ser campos sinópticos para pasar a ser series temporales con un campo de correlaciones asociado. Este modo es inaplicable a la hora de tipificar estructuras sinópticas de presión, como mostrase Huth (1993) al probar el ACP oblicuamente rotadas para clasificar los tipos de circulación de altura sobre el continente europeo. Mayor información acerca de las diferencias y propiedades de ambos procedimientos, puede encontrarse en el trabajo de Vargas and Compagnucci (1982) en el cual se utilizó una muestra simple de modelos conocidos (plasmode meteorológico) con el fin de comprobar en qué medida los resultados obtenidos del modo-S o del modo-T permiten describir en forma más deseable las distintas características de los datos de estrada.

La formulación matemática, propiedades e información adicional sobre esta metodología puede hallarse en Green (1978), que se ha empleado como referencia.

### **3. ANÁLISIS DE RESULTADOS**

En la Figura 2 se reproducen los 5 primeros patrones encontrados por C y S en su investigación previa ordenados en forma decreciente de varianzas explicadas. En ellos pueden reconocerse las configuraciones sinópticas más frecuentes de presión de superficie sobre el área en estudio.

El modelo A está dado por la primer CP y representa la mayor porción de varianza explicada. Con altas presiones sobre la región sombreada, este modelo sinóptico distingue vien-

tos del Este al sur de 40°S con una varianza casi nula a lo largo del año, resultado que concuerda con las características climáticas conocidas ya que dicha zona se encuentra dominada por vientos del sector Oeste la mayor parte del tiempo. Por lo tanto, la primer CP tiene sólo una única configuración sinóptica reconocible con bajas presiones sobre esta fracción del mapa. Consecuentemente, pueden notarse sobre los océanos Pacífico y Atlántico, sendos centros de alta presión ajustándose a los anticiclones semipermanentes; y en Enero la aparición de un núcleo de baja presión sobre el sector noroccidental del país correspondiente a la “Depresión del NO argentino” (DNOA) estudiada por Lichtenstein (1980). Obsérvese, por otra parte, el movimiento estacional de los sistemas, los cuales acusan un desplazamiento al Norte en Julio y al Sur en Enero como era de esperarse teniendo en cuenta los forzantes astronómicos actuantes sobre la circulación global.

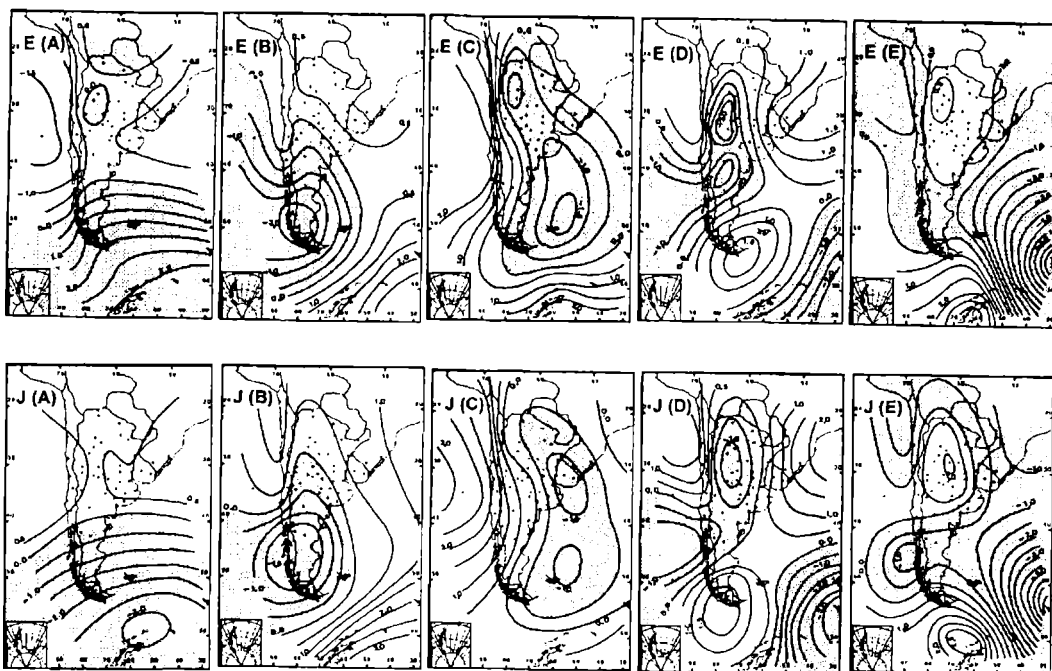


Figura 2. Reproducción de los patrones correspondientes a las primeras cinco CPs. (modelos A a E) tomados del trabajo de Compagnucci y Salles para los meses de Enero (arriba) y Julio (abajo). Las líneas se dibujan cada 0,5 unidades. Los sectores sombreados corresponden a valores negativos.

El modelo B involucra la segunda CP y representa la segunda mayor varianza explicada. Su estructura sinóptica correspondiente exhibe una perturbación con alta o baja presión al Sur continental (región sombreada). Los efectos de la Cordillera de los Andes se manifiestan sobre la misma al Norte de 38°S donde su altura supera los ~5000-6000 metros; con

una cuña, o una vaguada -según correspondiere-, sobre la región centromeridional de Chile. El núcleo de la perturbación se desplaza merionalmente situándose en  $\sim 45^{\circ}\text{S}$  durante Julio y en  $\sim 50^{\circ}\text{S}$  durante Enero mostrando un consecuente movimiento estacional.

El modelo C está dado por la tercer CP. Su conformación sinóptica comprende una perturbación extendida en sentido NNO-SSE con un fuerte gradiente meridional sobre la porción occidental del continente. Este sistema involucra dos núcleos acoplados: uno al NE de las Islas Malvinas, el cual permanece fijo a lo largo del año; y otro sobre el flanco noroccidental argentino en Enero, y sobre Uruguay y el Río de la Plata en Julio. Cuando esta perturbación se conforma de bajas presiones, puede ser identificada mediante un sistema frontal frío con una gran inyección de aire subpolar sobre Chile y el Oeste argentino hacia bajas latitudes. Adicionalmente, su núcleo meridional en invierno puede identificarse con la formación de una depresión sobre el Río de la Plata y Uruguay, zona ciclogénica documentada por Necco (1982a) y Gan and Rao (1991). En verano, el mencionado centro podría encontrarse relacionado con la DNOA. En su fase positiva, la zona sombreada responde a un anticiclón dinámico con fuerte flujo de aire hacia el Sur sobre el Oeste continental.

En el modelo D, la situación sinóptica con bajas presiones sobre las regiones sombreadas representa la mayor porción de varianza explicada por este patrón. De esta forma, el tipo sinóptico correspondiente muestra un sistema de baja presión sobre el NO argentino, el cual puede asociarse a la DNOA, forzado por el pasaje de un sistema frontal a través del área. Conjuntamente, éste se encuentra conectado con otras dos depresiones y una cuña en sentido SO-NE formando un collado. Compagnucci (1992) mostró que esta estructura explicaba mayor varianza durante los eventos ENSO. Su forma inversa, con altas presiones sobre la región sombreada, puede asociarse a una situación postfrontal.

La caracterización sinóptica exhibida por el modelo E, representa una perturbación madura de baja (o alta) presión en el sector SE (sombreado) con sistemas opuestos sobre el continente y la Península Antártica. Este patrón explica la menor varianza significativa de la descomposición.

### **3.1. Enrejado completo de 391 puntos.**

Los patrones de las 5 primeras CPs. obtenidas mediante el análisis del enrejado completo de  $17 \times 23$  puntos tomados del modelo de diagnóstico del SMNA se muestran en la Figura 3. Las iniciales "E" indican los correspondientes a los meses de Enero y las iniciales "J" a los de Julio, seguidas del número de CP.

En los tipos resultantes de las primeras componentes pueden reconocerse los patrones principales mostrados en el trabajo de C y S, aunque los sistemas sinópticos representados se hallan deformados y desplazados con respecto a su ubicación en este último. Además, los modelos de Julio corresponden en su orden a los obtenidos por estos autores, aunque notablemente deformados, mientras que los de Enero se reordenan de modo que el E3 se identifica con el patrón E de C y S, el E4 con el C y el E5 con el D. Este cambio de orden en las

componentes se debe a la redistribución de varianzas explicadas por cada una de ellas. La Tabla siguiente muestra estas varianzas para cada patrón en cada experimento y reproduce las halladas por C y S. Nótese el significativo aumento de la varianza correspondiente a la primer CP, al tomar el enrejado de 391 puntos, y la consecuente disminución de las restantes, produciendo un número menor de patrones significativos.

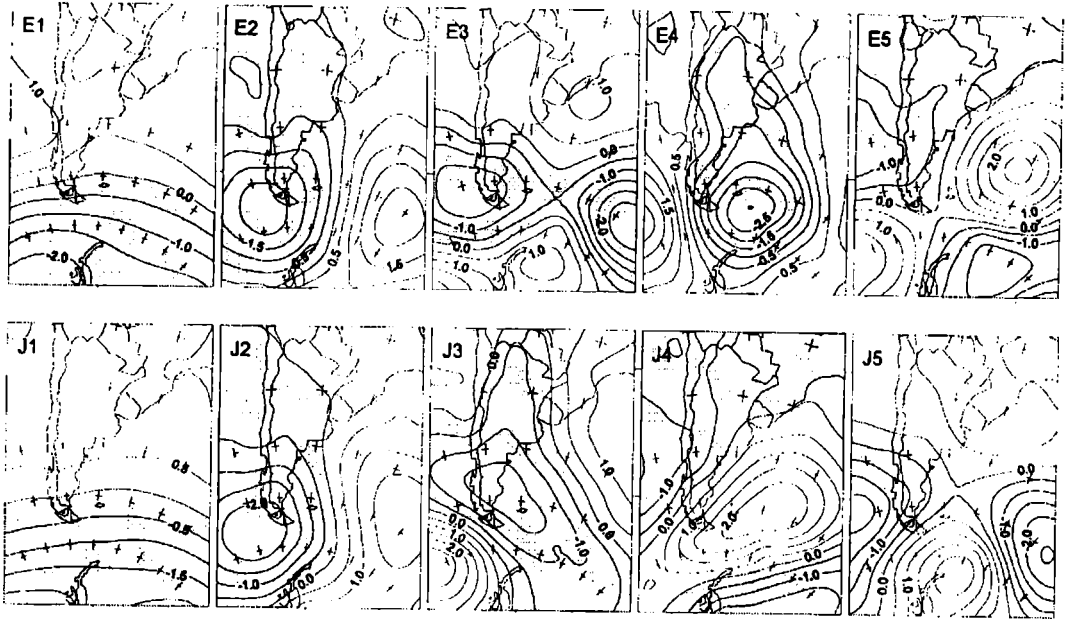


Figura 3. Patrones correspondientes a las primeras cinco CPs. obtenidos mediante el análisis de la red completa (enrejado (a) de  $17 \times 23$  puntos tomados del modelo de diagnóstico del SMNA, para los meses de Enero (arriba: E1 a E5) y Julio (abajo: J1 a J5). Las líneas se dibujan cada 0,5 unidades.

Los sectores sombreados corresponden a valores negativos.

Las diferencias encontradas podrían deberse al hecho de que las muestras comparadas corresponden a períodos distintos ya que, como fuera mencionado anteriormente, C y S utilizaron datos de los años 1972 a 1983; mientras nuestro estudio se realizó con información del modelo correspondiente al período 1990-95. Sin embargo, tales disimilitudes entre ambos resultados también podrían ser debidas exclusivamente a desajustes en los cómputos del modelo de diagnóstico.

Otras diferencias notorias pueden observarse en la gráfica de los primeros patrones de la Figura 3, en las cuales los sistemas reconocidos no presentan el clásico movimiento climático estacional hacia altas latitudes en verano y bajas latitudes en invierno como lo hacían en el estudio previo de C y S. Además, algunas características climático-sinópticas de la región, tales como la depresión termo-orográfica del noroeste argentino y la ciclogénesis invernal sobre el Río de la Plata, tampoco aparecen en estos modelos. Estas características respon-

den a forzantes astronómicos y no dependen del período analizado, con lo cual la hipótesis en la que atribuimos tales diferencias al hecho de que las muestras corresponden a etapas de tiempo distintas resulta, en tal sentido, de dudosa aceptación. El modelo sería, por lo tanto, responsable de los desajustes originados sobre estas características climáticas, aunque aún no pueda atribuírsele además, alguna incumbencia con la deformación de los sistemas o el cambio de varianzas.

**TABLA 1.** Varianzas explicadas por cada Componente Principal para cada experimento y reproducción de las halladas por C y S en su estudio precedente.

CPs.	C y S (1996)		(a) 391 puntos		(b) 81 puntos		(c) 99 puntos	
	Enero	Julio	Enero	Julio	Enero	Julio	Enero	Julio
1	64.7	56.9	78.20	69.27	77.99	69.49	60.05	50.22
2	12.1	15.8	6.02	9.57	9.08	13.02	14.15	21.05
3	5.7	7.4	3.46	4.73	3.05	4.09	7.91	10.59
4	3.6	5.5	2.75	3.50	2.15	3.65	3.69	5.33
5	3.5	3.3	1.94	3.23	1.98	2.71	2.95	2.94

### 3.2. Enrejado de 81 puntos similar al utilizado por C y S.

La Figura 4 muestra los patrones correspondientes a las primeras 5 CP en las que se utilizaron puntos del enrejado del modelo simulando la distribución de estaciones del trabajo de C y S. La forma de los sistemas sinópticos reconocidos en cada tipo cambia notablemente con respecto a nuestra experiencia anterior semejándose mucho más a los encontrados por C y S en su análisis previo. Este resultado aclara, en primera instancia, la hipótesis formulada anteriormente en la cual se atribuía al modelo la deformación de los sistemas.

Por otra parte, podemos en este caso observar el mismo desplazamiento estacional de las perturbaciones hallado por C y S y citado en la bibliografía climatológica clásica.

Tales características (i.e.: la forma de los sistemas representados y su desplazamiento estacional) dependen, en consecuencia, de los puntos del modelo que son tomados para el análisis. En tal sentido, el modelo ajustaría los rasgos sinópticos encontrados al emplear estaciones de observación auténticas casi perfectamente, si sólo fueren tomados aquellos puntos que mantienen una distribución similar a la red de observación (i.e.: eliminando los puntos sobre las regiones en las cuales el modelo no recibe información de estaciones reales).

No obstante, las varianzas explicadas por cada CP casi no acusan variación alguna respecto de nuestra experiencia anterior y aún continúan sobrestimando la correspondiente al primer patrón y subestimando las restantes con referencia a las halladas por C y S (ver Tabla). Esta situación es responsable del cambio de orden de

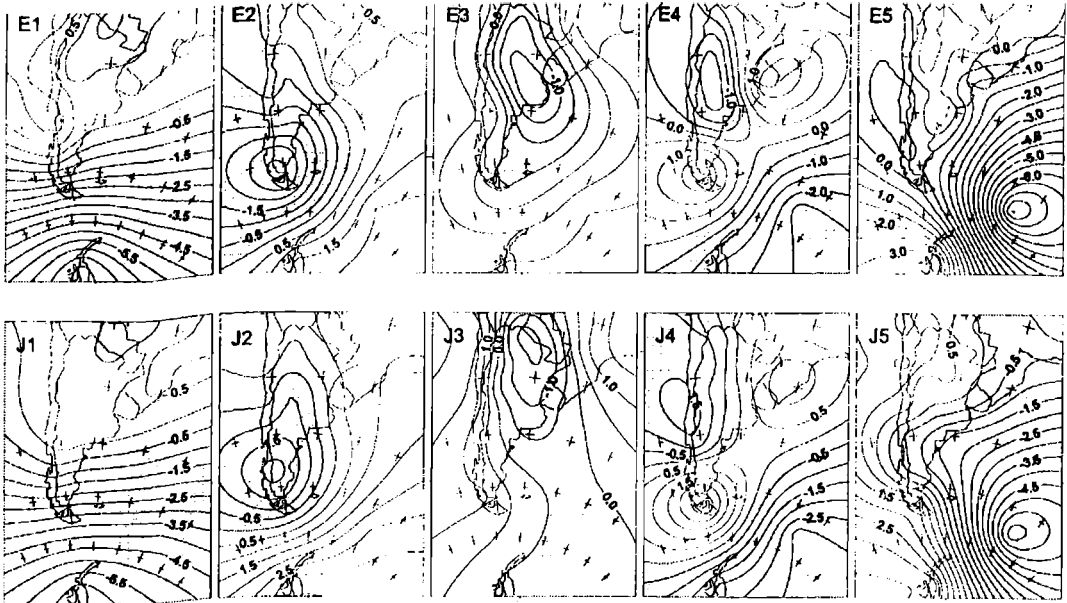


Figura 4. Ídem Fig. 3 pero para la red correspondiente al enrejado (b) de 81 puntos tomados en forma similar a la distribución de estaciones empleada por C y S.

los modelos a partir de la tercer componente provocando que el patrón E4 corresponda al tipo E de C y S. Por lo tanto, cabe preguntarse nuevamente si tales diferencias son intrínsecas de los períodos estudiados o dependen de la forma en que los puntos de enrejado del modelo son tomados para el análisis.

### **3.3. Enrejado de 99 puntos tomando mayoría de área continental.**

Los patrones correspondientes a las primeras 5 CP para el caso en que sólo se tomaron 99 puntos del enrejado del modelo distribuidos mayoritariamente sobre regiones continentales se muestran en la Figura 5.

La forma de los sistemas representados no difiere de las encontradas en nuestra experiencia anterior. Algunas discrepancias observadas se deben exclusivamente a la falta de datos de referencia sobre ciertas regiones marítimas. Por otra parte, las características climático-estacionales halladas por C y S continúan advirtiéndose en estos modelos hasta con mayor notoriedad.

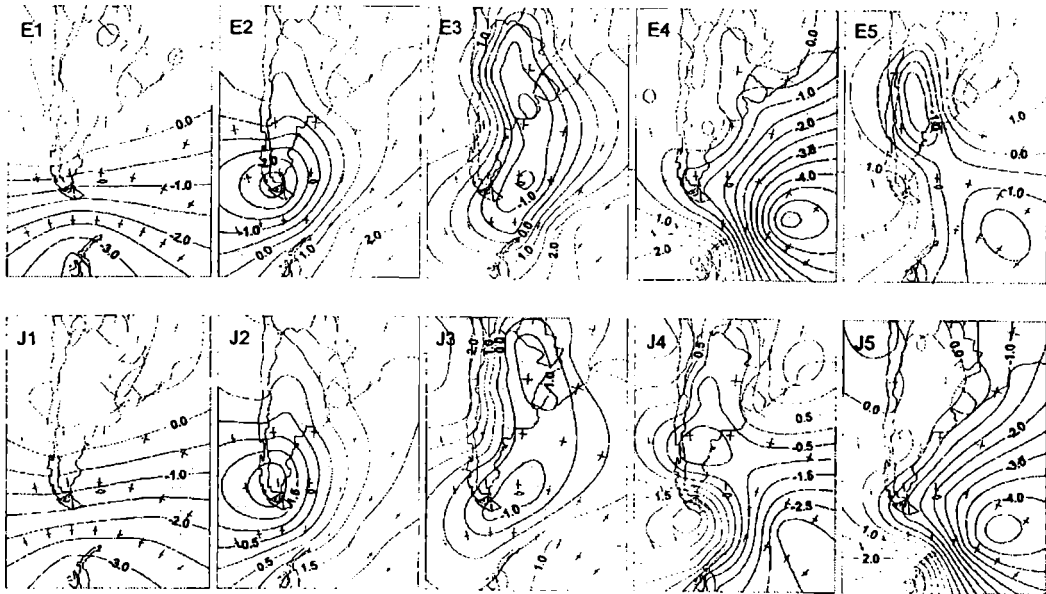


Figura 5. Ídem Fig. 3 pero para la red correspondiente al enrejado (c) de 99 puntos tomados mayoritariamente sobre el sector continental.

En este caso, la particularidad más destacada responde al hecho de que los modelos respectivos mantienen el mismo orden que en el trabajo de C y S. Esta característica, no encontrada en nuestras pruebas anteriores, se debe a la similitud entre las varianzas correspondientes a cada CP en este caso y las mostradas por C y S en su análisis (ver Tabla). En consecuencia, podríamos, a priori, poner en duda la hipótesis de que las diferencias entre las varianzas para nuestros dos primeros ensayos y las calculadas por C y S responden al hecho de que las muestras corresponden a períodos distintos. Tales disimilitudes, por lo tanto, podrían obedecer a la forma en que fueron tomados los puntos del enrejado para el análisis respectivo.

La Figura 6 muestra la gráfica de las series temporales de los FL durante los Eneiros y Julios, para cada una de nuestras tres experiencias, correspondientes a la primer CP (i.e.: la correlación existente entre el mapa de cada día y el del primer modelo).

En ambos casos es notorio el dominio casi constante de la primer componente al tomar el enrejado completo, sobre los otros dos ensayos en los que sólo eran tomados algunos puntos. Conjuntamente, las menores correlaciones en casi todo momento corresponden al caso en que sólo se tomaron puntos distribuidos sobre dominios mayormente continentales eliminando casi todos los “puntos marítimos” del enrejado.

Consecuentemente, parecería ser que el flujo básico, representado por esta componen-



te, esta siendo forzado casi constantemente (i.e.: día a día), al incluir todos los puntos del enrejado, pero su influencia disminuye gradualmente al eliminar información correspondiente a regiones oceánicas.

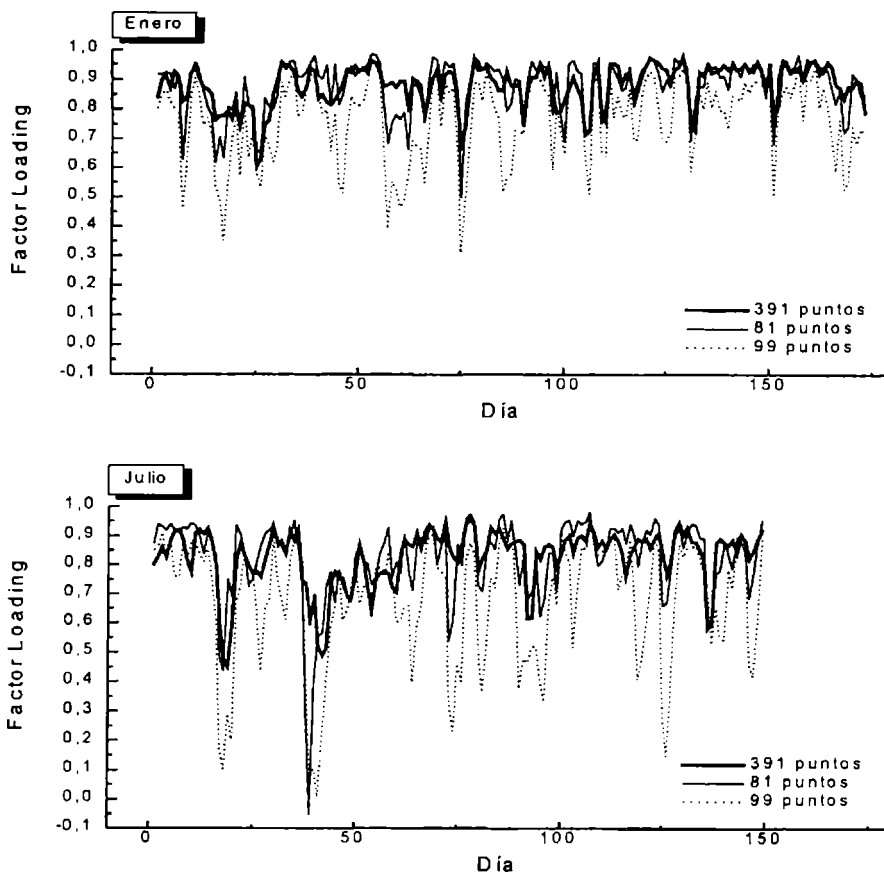


Figura 6. Gráfica de las series temporales de los FL durante los Eneiros (arriba) y Julios (abajo), para las tres experiencias: (a) 391 datos (línea gruesa), (b) 81 datos (línea fina) y (c) 99 datos (línea cortada), correspondientes a la primer CP.

#### 4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los datos del modelo de diagnóstico para 1000 hPa ajustan razonablemente a la configuración de los sistemas que se presentan en el área, mostrando asimismo la influencia del relieve. La variabilidad de su frecuencia se ve parcialmente reflejada en los cambios de las varianzas. Es de esperar que los datos del modelo para niveles superiores ajusten aún mejor a las situaciones reales ya que con la altura progresivamente van desapareciendo las posi-

bles perturbaciones ocasionadas por una modelización orográfica no totalmente realista.

Los modelos resultantes del ACP cuya forma se ajusta mejor a los rasgos climático-sinópticos característicos de la región, observados desde estaciones auténticas, corresponden al caso en el cual se emplearon sólo los puntos del modelo distribuidos sobre un área semejante al de la red de observaciones utilizada por C y S (i.e.: el enrejado de 81 puntos correspondiente a nuestra experiencia (*b*)). Al incluir datos del modelo de diagnóstico sobre zonas marítimas los patrones cambian, deformando aún los sistemas ubicados sobre regiones continentales.

Las varianzas explicadas acusan notoria dependencia con las dimensiones del área bajo estudio como encontraran previamente Yarnal y White (1987) al emplear la técnica de correlación de Kirchhofer para clasificar campos diarios de presión a nivel del mar sobre un sector de los Estados Unidos. La forma de los sistemas representados por las CPs. también se ven afectados aunque en menor medida.

Previamente C. E. Buell (1975), utilizando funciones matemáticas de relativamente poca complejidad para dar valor a los puntos de enrejado en un sector y empleando el modo-S de análisis, observó grandes cambios en los patrones de correlación (Factor Loadings) al cambiar el tamaño del área. Posteriormente Legates (1993) sostuvo que los efectos de las dimensiones del dominio no son relevantes en los resultados del modo-S. Tal contradicción había sido dirimida por Compagnucci y Ruiz (1992) quienes encontraron que el modo-S es mucho más sensible que el modo-T a cambios en el tamaño del área a través de su equivalente: el aumento en la densidad de puntos de enrejado para un sector del mismo. Los resultados del presente estudio muestran, sin embargo, dependencia evidente en el modo-T con tales variaciones en la extensión de las regiones cubiertas por puntos de la red de datos. O sea, cuando 81 puntos se esparcen no sólo sobre el continente sino también sobre áreas oceánicas, las varianzas explicadas por los modelos dados por las CPs. difieren del caso en que se considera una similar cantidad de puntos (99), pero esparcidos mayoritariamente sobre el sector continental.

Este efecto, más que ser producto de la dependencia de los resultados en el modo-T con la extensión del área bajo estudio, sería causado por la inclusión de la región oceánica, sobre la cual, el resultado del diagnóstico dado por el modelo estaría “forzando” una estructura similar a la del flujo básico.

Tal hipótesis se ve confirmada por el aumento de la varianza explicada por la primer CP que representa dicha configuración, cuando se agregan puntos sobre zonas marítimas. Conjuntamente, el cambio de área (como superficie cubierta y cantidad de datos) entre las redes de 391 y 81 puntos es mucho mayor que entre las redes de 81 y 99 puntos; sin embargo en el primer caso las varianzas explicadas, sobre todo por la primer CP, son comparables, mientras que en el segundo caso las diferencias entre estos parámetros son notorias. Este efecto continúa indicando que la presencia de datos sobre la región marítima, con el input del “forzado hacia el flujo básico” debido a la falta de información “auténtica” o de estaciones meteorológicas, es la que produce el sesgo en los resultados hacia esta situación con respec-

to a los obtenidos por C y S.

Las derivaciones obtenidas mediante el examen de las series temporales de los FL (autovectores normalizados por varianzas), confirman la hipótesis. El modelo de diagnóstico utiliza la información climática (flujo básico de superficie) para corregir la extrapolación en puntos de enrejado. Como consecuencia se enmascaran las perturbaciones transitorias, apareciendo como menos importantes.

Las varianzas, al utilizar los datos del modelo, serán útiles para comparaciones entre períodos como diferencias relativas, pero se debe considerar que la frecuencia de las perturbaciones representadas por los modelos dados por las CPs. de orden igual o superior a la segunda, se encuentran subestimadas como consecuencia de lo expuesto anteriormente. A su vez, los patrones descubiertos sobre sectores continentales serán un reflejo suficientemente ajustado a las condiciones generales.

## **Agradecimientos**

A las autoridades del Servicio Meteorológico Nacional Argentino (FAA) por facilitar los datos para la realización del presente estudio. A Eduardo Agosta por su colaboración técnica. Este trabajo ha contado con apoyo del subsidio correspondiente al proyecto EX058 de la UBA.

## **REFERENCIAS**

- Berbery E. H., Nogués-Paegle J. and Horell J. D., 1992. Wavelike Southern Hemisphere extratropical teleconnections. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 49, 155-177; corrigendum, vol. 49, 2347.
- Berbery E. H. and Vera C., 1996. Characteristics of the Southern Hemisphere Winter Storm Track with filtered and unfiltered data. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 53, 468-481.
- Buell, C. E., 1975. The topography of the empirical orthogonal functions. Preprints Fourth Conf. on Prob. and Stats. in Atmos. Sci., Tallahassee, Fl., Am. Met. Soc., 188-193.
- Compagnucci, R. H. and Ruiz, N. E., 1992. On the interpretation of Principal Component Analysis as applied to meteorological data. *Proceedings Fifth International Meeting on Statistical Climatology*, 22-26 June 1992, Toronto, Atmospheric Environmental Service of Canada, pp. 241-244.
- Compagnucci, R. H., 1992. Are southern South American winters circulations normal during ENSO events, in Ortlieb, L. and Macharé, J. (eds). *Proceedings Paleo ENSO Records International Symposium*, Lima, ORSTOM-CONCYTE, pp. 41-46.
- Compagnucci, R. H. and Salles, M. A., 1996. Surface pressure patterns during the year over Southern South America. *International Journal of Climatology*, vol. 17, 635-653.
- Gan, M. A. and Rao V. B., 1991. Surface cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*, vol. 119, 1293-1302.
- Green, P. E., 1978. *Analyzing multivariate data*. The Dryden Press, Illinois, USA. pp. 519.
- Huth, R., 1993. An example of using obliquely rotated principal components to detect circulation types over Europe. *Meteorol. Zeitschrift*, N. F. 2, 285-293.
- Legates, D. R., 1993. The effect of domain shape on principal components analyses: A reply. *International*

*Rosa H. Compagnucci y Diego C. Araneo*

Journal of Climatology, vol. 13, 219-228.

Lichtenstein, E. R., 1980. La depresión del Noroeste argentino. Tesis Doctoral, UBA, 120 pp.

Mo, K. C. and White, G. H., 1985. Teleconnections in the Southern Hemisphere. Monthly Weather Review, vol. 113, 22-37.

Necco, G. V., 1982a. Comportamiento de Vórtices Ciclónicos en el Área Sudamericana durante el FGGE: Ciclogénesis. Meteorológica, vol. 13, N°1, 7-19.

Trenberth, K. E., 1979. Interannual variability of the 500 mb zonal mean flow in the Southern Hemisphere. Monthly Weather Review, vol. 104, 1515-1524.

Trenberth, K. E., 1980. Planetary waves at 500 mb in the Southern Hemisphere. Monthly Weather Review, vol. 108, 1378-1389.

Trenberth, K. E. and Mo, K. C., 1985. Blocking in the Southern Hemisphere. Monthly Weather Review, vol. 113, 3-21.

Trenberth, K. E., 1991. Storm Tracks in the Southern Hemisphere. Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 48, N° 19, 2159-2178.

Trenberth, K. E., 1992. Global analysis from ECMWF and Atlas of 1000 to 10 mb circulation statistics. NCAR Tech. Note NCAR/TN-373+STR, 191 pp.

Vargas, W. y Compagnucci, R. H., 1982. Factibilidad de Análisis de Campos de Presión en América del Sur mediante el uso de Autovectores y Autovalores, Parte I: Estudio de sensibilidad mediante muestra simulada. Cuarto Congreso de Meteorología, 13-17 de Sep. Buenos Aires, Argentina.

Yarnal, B. and White, D. A., 1987. Subjectivity in a computer-assisted synoptic climatology I: Classification results. International Journal of Climatology, vol. 7, 119-128.

**SEA LEVEL VARIATIONS OF BOTH THE SOUTH CHINA SEA AND THE  
MALACCA STRAITS DUE TO THE NORTHEAST AND THE  
SOUTHWEST MONSOON WINDS**

**Alejandro L. Camerlengo<sup>1</sup>, M. Nasir Saadon<sup>1</sup> y Tetsuo Yanagi<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Faculty of Applied Sciences And Technology, Universiti Kolej Terengganu  
Mengabang Telipot, 21030 Kuala Terengganu, Malaysia

<sup>2</sup> Dept Civil and Ocean Engineering, Ehime University, Matsuyama 790, Japan

**ABSTRACT**

Monthly sea level variations in Peninsular Malaysia and Sabah are studied. Previous results are confirmed. However, due to the fact that this is the first study involving such a large number of stations, a clearer understanding of the dynamics of mean sea level variations at selected port of Peninsular Malaysia and Sabah is attained. It is shown that Johor Bahru may be identified as having an east coast pattern.

**RESUMEN**

El promedio mensual del nivel del mar en la península malaya y Sabah es motivo de estudio. Una mejor interpretación de la dinámica de la variación del nivel medio del mar se obtiene al estudiarse registros (prolongados) de análisis de mareas de varias estaciones portuarias. Lo novedoso de nuestro trabajo es que se demuestra que Johor Bahru responde al régimen de la costa este.

**1. INTRODUCTION**

The current pattern of the South China Sea (SCS) is influenced, primarily, by the wind system. Therefore, the mean sea level is principally affected by the monsoon wind system. Other factors, such as atmospheric pressure variations, sea surface temperature variations may also contribute to the sea level rise. Because of the fact that these other factors play a secondary role in the sea level rise, they will not be considered in the present study.

The North-east (NE) monsoon wind affect the SCS from November to February, whereas the South-west (SW) monsoon affect the SCS from May to September (Nasir and Camerlengo, 1996). During the transitional periods between both monsoon seasons, the wind system is light and variable (Nasir and Marghany, 1996).

Yanagi *et al.* (1996) has studied the variation of the mean sea level in Peninsular Malaysia due to both the effects of the NE and the SW monsoon winds at Kuantan, Johor Bahru and Port Klang. Their study represents the first attempt to comprehend

seasonal and interannual variations of the throughflow (from the Pacific Ocean to the Indian Ocean) in the Malacca Straits.

Our aim is to better understand sea level variations all along Peninsular Malaysia and Sabah. No similar undertaking, other than Yanagi *et al.* (1996), has been done before. Because of the fact that a larger number of stations are analyzed in our study, in comparison to Yanagi *et al.* (1996), a clearer understanding of the dynamics involved in the sea level variation (in response to both the NE and the SW monsoon winds) emerges. For this purpose, monthly mean tidal records of 12 selected ports in Peninsular Malaysia and Sabah are analyzed.

## 2. DATA

Monthly (mean) sea level of Langkawi, Lumut, Port Klang, Tanjung Keling, Kukup, Johor Bahru, Tanjung Sedili, Kuantan, Chendering, Geting, Kota Kinabalu and Tawau are analyzed. The location of the stations as well as the years of monthly records are given in Figure 1. This data has been obtained from the "Tidal Observation Record", published by the Department of Survey and Mapping, Malaysia.

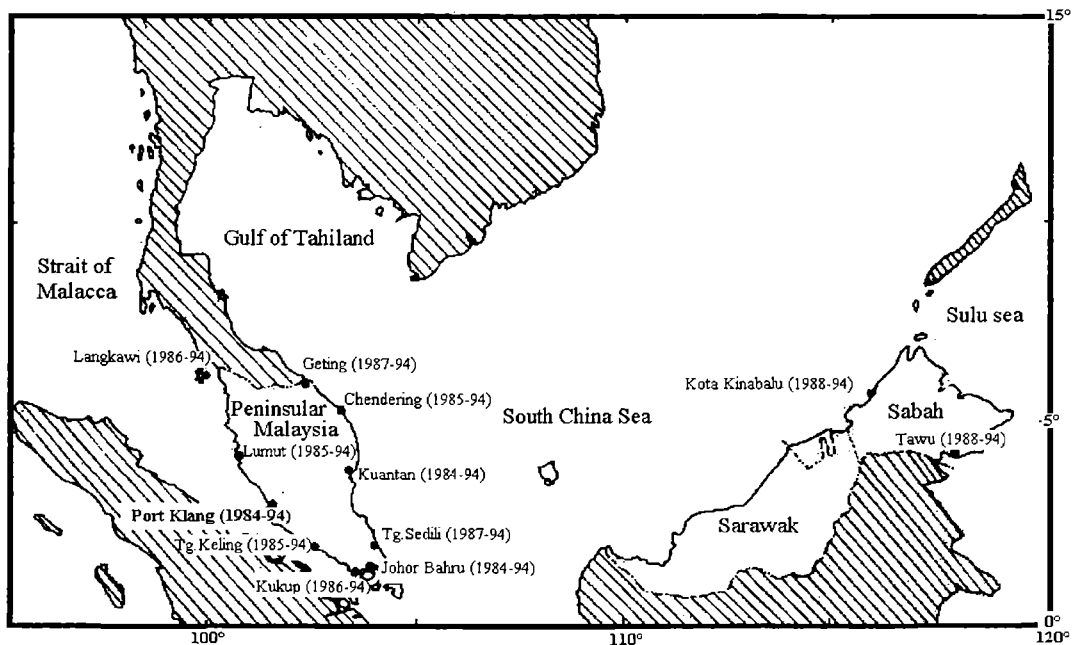


Figure 1. Location of stations being analyzed.  
The years of tidal records are indicated in parenthesis.

### 3. RESULTS AND DISCUSSION

The average monthly mean sea level variation, for each station, is analyzed (Figs. 2, 3 and 4). The stations being analyzed as well as their respective years of records are illustrated in Figure 1. The selected ports at the west coast exhibit two maximums and a minimum (Fig. 2). The first maximum, occurring either in May or June (depending on the latitude of the particular station being considered), may be attributed to the onset of the SW monsoon. The width of the Straits of Malacca increases north of Kukup. As well as the bottom topography. Therefore, the piling up of water (POW) increases, at the west coast, in a northward direction from Kukup.

Because of the NE monsoon winds, stations at the west coast exhibit a lowering of the sea level, between January and March. Due to the fact of the disruption of the Titiwangsa mountain range, NE monsoon winds, at the west coast, are less stronger than SW monsoon winds. Therefore, the lowering of the sea level (LOSL) in winter is lesser than the POW, at the west coast, in summer. However, the magnitude of the LOSL is approximately similar all along the west coast during the winter season. The relative minimum observed in September all along the west coast may be attributed to the relaxation of the SW monsoon winds.

Stations at the east coast exhibit a minimum between June and August, and a maximum between November and December (Fig. 3). The maximum may be attributed to the POW due to the NE monsoon winds, while the

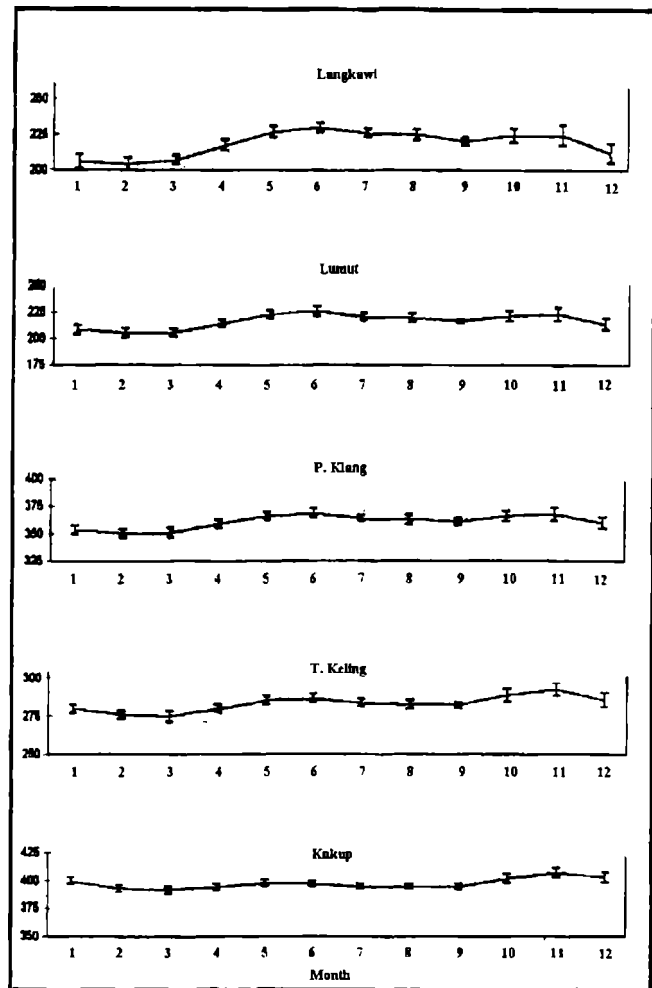


Figure 2. Monthly mean sea level variation (and its errors) at selected ports of the west coast of Peninsular Malaysia.

minimum may be attributed to the LOSL due to the SW monsoon winds. Because of the fact that NE monsoon winds are stronger than SW monsoon winds, at the east coast, the POW in winter is greater (in magnitude) than the LOSL in summer.

A maximum occurring in October and November may be attributed to downwelling due to the SW monsoon winds. On the other hand, the minimum occurring in March may be explained by upwelling due to the NE monsoon winds (Fig. 4). On the other hand, the maximum detected in September in Tawau may be explained by the POW due to the SW monsoon winds. A decrease of the sea level occurs during the winter season. This may be attributed to the NE monsoon wind effects. Due to the fact that a larger volume of water is involved both in the downwelling and the upwelling processes in Kota Kinabalu, sea level differences are bound to be greater in Kota Kinabalu than in Tawau.

During the NE monsoon season, due to Ekman transport, some of the water mass is deviated into the Gulf of Thailand. By continuity, and due to coastal geometry, this water mass flows in a counterclockwise rotation (Fig. 5). During the SW monsoon season, the reverse is also true (Fig. 6). The POW, during the NE monsoon season, both in Geting and in Terengganu are greater than in all other stations of the east coast. This may be attributed to the fact that both stations are nearer to the outflow of water (of the Gulf of Thailand) that moves southwards along Peninsular Malaysia's east coast.

Because of the fact that SW monsoon winds are weaker than NE monsoon winds at the east coast, sea level differences between east coast stations are almost non-

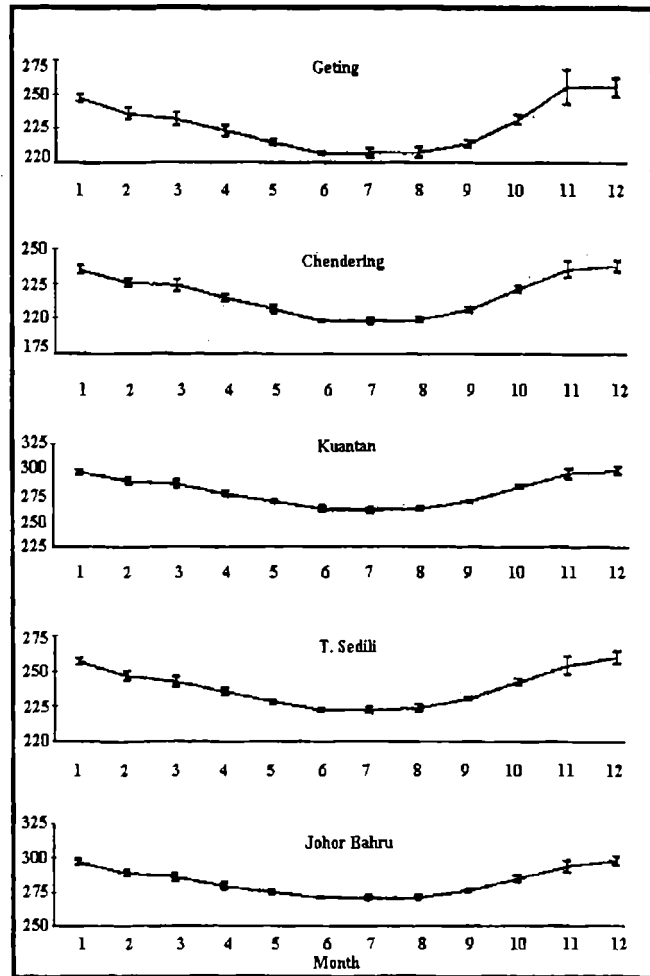


Figure 3. Monthly mean sea level variation (and its errors) at selected ports of the east coast of Peninsular Malaysia.



## Sea level variations of both the south

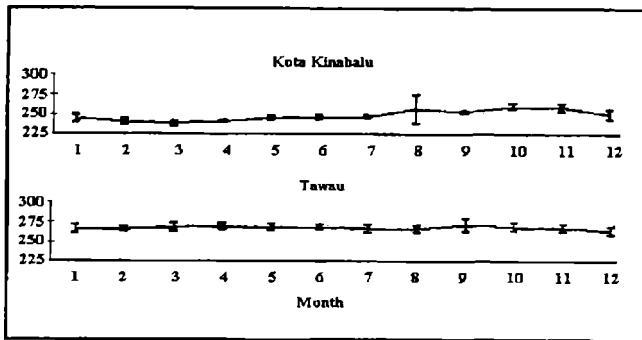


Figure 4. Monthly mean sea level variation (and its errors) at selected ports of Sabah.

around. However, because of the fact that Johor Bahru is located in a bay, its extremes (maximum and minimum) are lesser (in magnitude) than all other east coast stations.

During the SW monsoon POW occurs in Tawau as well as in the west coast of Peninsular Malaysia. A larger volume of water is affected (by the SW monsoon winds) in the Malacca Straits (north of Kukup) as compared to Tawau. Therefore, the POW is greater for all stations of Peninsular Malaysia's west coast (north of Kukup) than in Tawau. However, the POW in Tawau is similar to the POW in Kukup.

The magnitude of the POW at the west coast of Peninsular Malaysia, north of Kukup, from February to June, is greater than the magnitude of the downwelling in Kota Kinabalu. However, from July to October the opposite is true. Namely, downwelling in Kota Kinabalu is greater in magnitude than the POW at the west coast.

Predominance of downwelling in Kota Kinabalu, over the POW in Kukup, occurs during the whole SW monsoon season. In November, however, upwelling in Kota Kinabalu has approximately the same magnitude as the northward travelling coastal Kelvin wave in Kukup. Downwelling (upwelling) in Kota Kinabalu is much larger than the POW (LOSL) in Tawau. This may be attributed to the fact that the volume of water (being affected by the Ekman transport) in the South China Sea is far greater than the one affected by the POW in Tawau.

LOSL (POW) all along the east coast of Peninsular Malaysia is greater, in magnitude, than downwelling (upwelling) in Kota Kinabalu during the summer (winter) season.

existent during the summer season. However, the POW in winter is greater than the LOSL in summer. At the west coast an almost similar situation takes place. SW monsoon winds are stronger than NE monsoon winds. Thus, the POW in summer is greater than the LOSL in winter. Sea level variations in Johor Bahru exhibit an east coast pattern all year

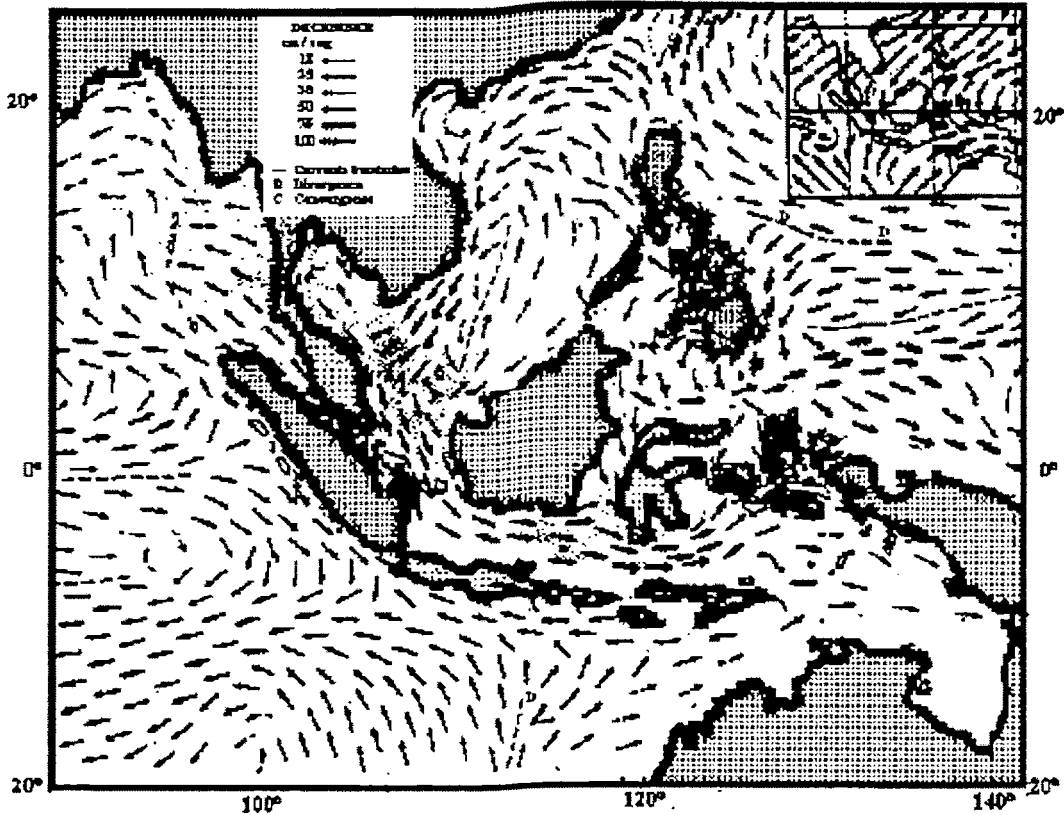


Figure 5. Wyrtki's (1961) surface currents for December.

#### 4. CONCLUSIONS

Monthly sea level variations in Peninsular Malaysia and Sabah are studied. Our results basically confirm Yanagi *et al.* (1996) findings. However, because of the fact that a larger number of stations are analyzed, a clearer picture of the situation emerges. Namely, that Johor Bahru may be identified as having an east coast pattern.

We feel that further investigations are needed to understand the role of the double passage of the ITCZ in the dynamics of the mean sea level variations. For example, maximum rainfall occurs in the northern (southern) part of the east coast in November (December). Maximum POW occurs in Genting and Chendering in November. This same maximum occurs in Kuantan and Tanjung Sedili in December. A better understanding of the interrelation between these

## Sea level variations of both the south

two phenomena (POW and the ITCZ passage) is very much needed.

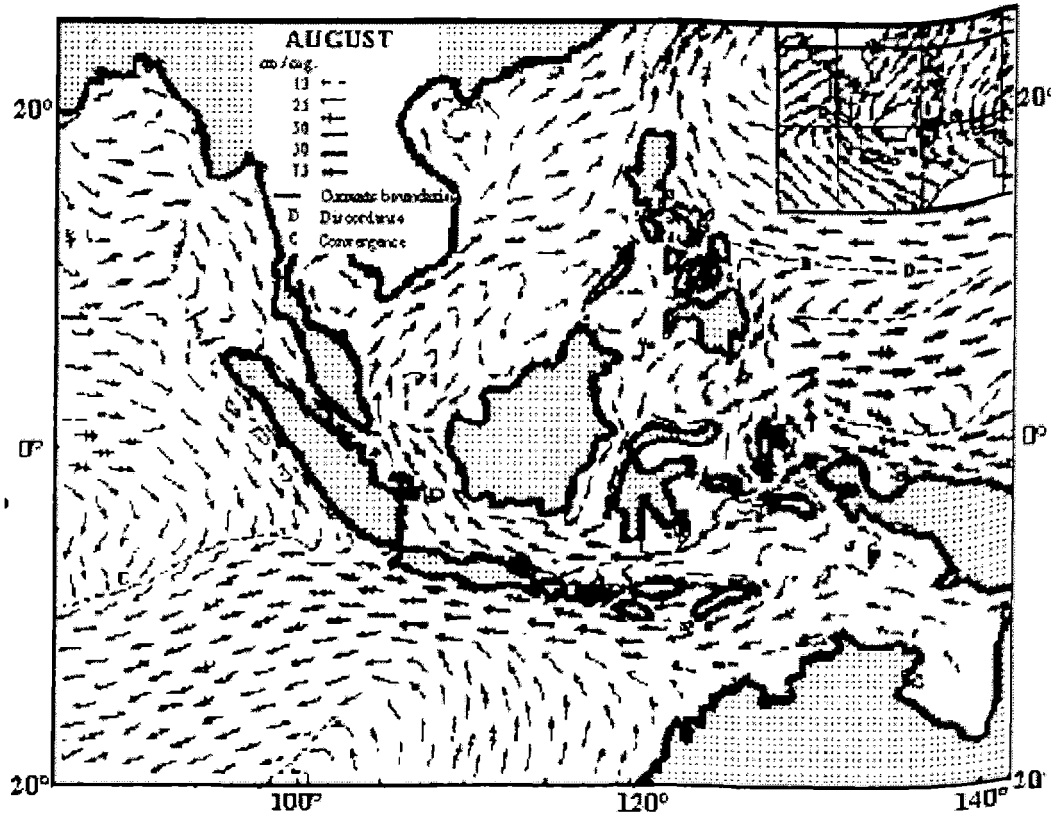


Figure 6. Wyrтки's (1961) surface current for August.

## Acknowledgments

This study was supported in its entirety by a short grant of Universiti Pertanian Malaysia. The authors gratefully acknowledge this support. Data to carry out this investigation was provided by the Department of Survey and Mapping of Malaysia. Our thanks are also extended to them.

**REFERENCES**

Camerlengo, A. L., M. Rosni O., M. Nasir S, 1996a: Monthly Distribution of Precipitation in Peninsular Malaysia. Submitted for publication to the Malaysian Journal of Tropical Geography

Camerlengo, A. L., M. Nasir S and M. Hisham R., 1996b: Monthly Distribution of precipitation in Sabah and Sarawak. Submitted for publication to the Journal of Phys. Sci.

Camerlengo, A. L., M. Hisham R. and M. Nasir Saadon, 1996c: On the Passage of the Intertropical Convergence Zone in Peninsular Malaysia. Submitted for publication to the Malaysian Journal of Phys.

Department of Survey and Mapping, Malaysia (1984- 1994). Tidal Observation Records. Nasir, M. S. and A. L. Camerlengo, 1996: Response of the Ocean Mixed Layer, off the East Coast of Peninsular Malaysia, during the NE and SW monsoons. Accepted for publication in *GEOACTA*.

\*

Nasir, M. S. and M. M. Marghany, 1996: Surface circulation off Kuala Terengganu in the Transitional Period between the NE and SW monsoons. *Pertanika J. Sci and Tech.*, 4(1), 141-148.

Yanagi, T., N. Shiaraki, A. Rahman, A. Camerlengo and M. Nasir S., 1996. Seasonal and Year-to-Year Variations in Throughflow of Straits of Malacca. Umi to Sora (Sea and Sky), Japan. In press.

Wyrski, K., 1961. *Physical Oceanography of the Southeast Asian Waters*. Report vol. 2. University of California. La Jolla, USA, 195 pp.





## **Normas para los autores**

1. Los trabajos deben ser enviados al Editor de GEOACTA, CC. 107 – 8000 Bahía Blanca, Argentina.
2. La presentación de los manuscritos será en castellano o inglés. En ambos casos se hará un resumen en los dos idiomas, sin indentación, colocando en primer lugar el que correspondiera al texto.
3. Se enviarán tres copias del manuscrito, junto con la dirección completa de los autores. La versión final se entregará en diskette 3.5” con procesador Microsoft Word o Word Perfect.
4. Se utilizará papel Carta (21,59 x 27,94). Los márgenes superior, inferior, derecho e izquierdo serán iguales a 4 cm. La letra será Times New Roman, 11 puntos. El resumen, el abstract y las referencias y las leyendas de las figuras se escribirán en 10 puntos. El título del trabajo debe ir en mayúscula y en negrilla, los autores y dirección en mayúscula y minúscula, todo irá centrado. Los autores se escribirán en negrilla. Dentro del texto los títulos irán numerados y en mayúsculas, y los subtítulos en mayúscula y minúscula, en ambos casos en negrilla y sobre el margen izquierdo. Los títulos deben ir separados por un solo espacio y no se debe dejar espacios entre párrafos.
5. Las figuras y tablas no excederán los límites de una caja de 15cm x 11cm. Se entregarán en copias listas para su reproducción. En el texto y en las leyendas deben ser mencionadas como Fig. n. Las fotos deberán ser claras y de buen contraste. Las figuras y fotos en colores serán publicadas siempre que el autor asuma los gastos que estas demanden. Se sugiere establecer el lugar donde serán insertados en el texto.
6. Las referencias se detallan en orden alfabético de acuerdo al ejemplo:

### **REFERENCIAS**

- Gomez, R.A., 1990. La dinámica costera de la localidad de Monte Hermoso. Geoacta, vol. 3, 133-140.
- Lowell Wine, R., 1966. Statistics for Scientist and Engineers. Prentice-Hall, U.K. pp 671.
- Hart, B.S., 1995. Delta fornt estuaries. En: Geomorphology and Sedimentology or Estuaries. Perillo G.M.E. (Ed). Elsevier, Amsterdam, 207-226.

## GEOACTA, 23, 1998

Análisis preliminar del balance sedimentario de la playa de PehuenCo, provincia de Buenos Aires, Argentina <i>Jorge Caló, Elba Fernández, Angel Marcos y Héctor Aldacour</i>	1
Diferencias térmicas urbano-rural en la ciudad de Formosa, Argentina <i>Ricardo Merlo y María Cintia Piccolo</i>	13
Comportamiento flexural de la corteza que contiene a la cuenca de Ischigualasto Villa Unión (Provincias de San Juan y La Rioja, Argentina). <i>Francisco Ruiz y Antonio Introcaso</i>	20
Espectrometría de rayos gamma, área lago Musters, Provincia de Chubut. <i>Luis E. López y Carlos J. Chernicoff</i>	34
Prony's method applied to anomalies' separation on an Andean cordillera section. <i>Beatriz Introcaso</i>	41
Residual fluxes of mass, salt, temperature and suspended sediment through a section of Bahía Blanca. <i>Daniel E. Perez y Gerardo M.E. Perillo</i>	51
Isostatic state of the upper rhine graben. <i>Silvia Miranda and Antonio Introcaso</i>	66
Validación de las alturas geopotenciales de 1000 hPa obtenidas del modelo de diagnóstico del Servicio Meteorológico Nacional. <i>Rosa Hilda Campagnucci y Diego Christian Araneo</i>	78
Sea level variations of both the South China Sea and the Malacca Straits due to the Northeast and the Southwest Monsoons. <i>Alejandro L. Camerlengo, M. Nasir Saadon and Tetsuo Yanagi</i>	93