



**Asociación Argentina de
Geofísicos y Geodestas**

GEOACTA



**VOLUMEN 29
2004**

ISSN 0326-7237

GEOACTA

Revista de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas

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

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

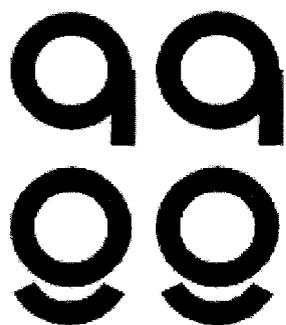
Comité Editorial Asesor (Editorial Advisory Board)

Ricardo Matano, Oregon State University, USA
Ernesto Hugo Berbery, University of Maryland, USA
Rudolph H. Wiens, Centre for Research in Earth and Space Sci., Canadá
Dr. Kenneth M. Creer, University of Edingburgh, Inglaterra
Miguel Pedro Auge, Universidad Nacional de La Plata, Argentina
Silvia Blanc, SENYD, Argentina
Manuel Catalán, Real Instituto y Observatorio de la Armada, España
Jorge Chernicoff, SEGEMAR, Argentina
Diana Cuadrado, IADO, Argentina
Juan José Curto, Observatorio y Jefe de la Sección de Geomagnetismo, España
Enrique D'Onofrio, SHN, Argentina
Gerardo M. E. Perillo, Universidad Nacional del Sur, Argentina
Walter Dragani, SHN, Argentina
Silvia Duhau, Universidad de Buenos Aires, Argentina
Julio Cesar Gianibelli, Universidad Nacional de La Plata, Argentina
Marta E. Ghidella, Instituto Antártico Argentino, Argentina
David López de Castro, Universidade Federal do Ceará, Brasil
Daniel Martínez, Universidad Nacional de Mar del Plata, Argentina
Oscar Orfeo, CECOAL, Argentina
Raul Perdomo, Universidad Nacional de La Plata, Argentina
Jorge Cisterna, Universidad Nacional de San Juan, Argentina
Sergio Vera, Universidad Nacional del Sur, Argentina
Beatriz Scian, Universidad Nacional del Sur, Argentina

GEOACTA es propiedad de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. Director: María Cintia Piccolo. © 2004 AAGG, derecho de autor número 351816. ISSN:0326-7237. Es una revista con periodicidad anual. Para uso impreso o reproducción del material publicado en la revista se deberá solicitar autorización a la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. Los trabajos se enviarán a las direcciones del editor, siguiendo las normas para los autores que se encuentran al final de este volumen. Instituto Argentino de Oceanografía, CC 804. B8000FWB Bahía Blanca, Argentina.

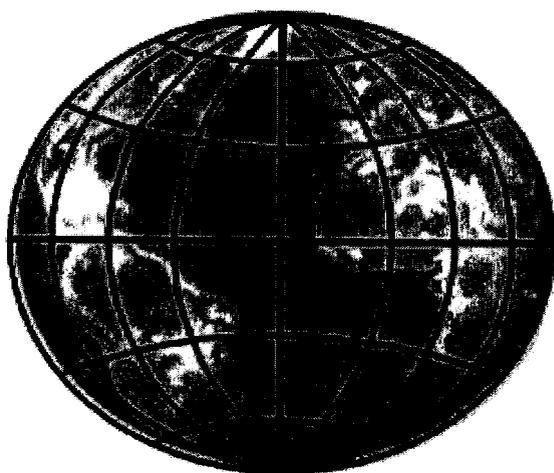
GEOACTA is property of the Argentine Association for Geophysics and Geodesy. Director: María Cintia Piccolo. © 2004 AAGG, royalties number 351816. ISSN:0326-7237. Is an journal published annually. For printed use and reproduction of papers published in this journal is required authorization in writing by the publisher. The manuscripts should be sent to the editor following the Instruction for Authors. The address of the editor is: Instituto Argentino de Oceanografía, CC 804. B8000FWB Bahía Blanca, Argentina.

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



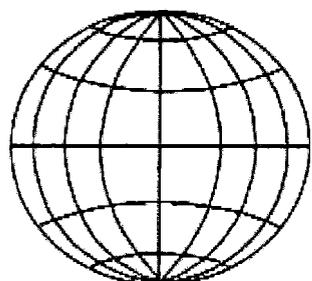
**Asociación Argentina de
Geofísicos y Geodestas**

GEOACTA



**VOLUMEN 29
BAHÍA BLANCA, ARGENTINA
2004**





GEOACTA

Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas

Volumen 29 - 2004

Exceso de gravedad en la Sierra Grande de San Luis obtenido a partir de ondulaciones del geoides. Estudio preliminar realizado sobre una sección transversal (centrada en 32°50' S) <i>Laura Cornaglia y Antonio Introcaso</i>	1
Mapeo de la relación magnetización-densidad en la región de la cuenca cuyana (Argentina) <i>Silvia Miranda</i>	11
Aplicación de fractales a muestras estratigráficas: consideraciones al aspecto metodológico. <i>Lidia B. Esper, Otón M. Grimolizzi y Marta I. Torres</i>	25
Relevamiento gravimétrico piloto de alta resolución: aplicación a la determinación del weathering. <i>M. Patricia Martínez, Mario E. Giménez, Francisco Ruiz Cobos, Antonio Introcaso y Juan La Vecchia</i>	37
Indicadores isostáticos geoidicos. Un ejemplo para la sierra de San Luis. <i>Carolina Crovetto y Antonio Introcaso</i>	49
Interpretación de anomalías magnéticas mediante el uso de la señal analítica: dos estudios de caso <i>Silvia Miranda</i>	57
Procesos hidrosedimentológicos y meteorológicos relacionados con la sedimentación de un puerto. <i>Gisela A. Federici, Diana G. Cuadrado y Eduardo A. Gómez</i>	69
Variaciones geomagnéticas atribuidas a la corriente anillo ecuatorial en períodos de tormenta magnética, a partir de registros en observatorios simétricos en latitud geomagnética. <i>María Andrea Van Zele</i>	81
Normas par los autores (Instructions for authors)	91

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

**EXCESO DE GRAVEDAD EN LA SIERRA GRANDE DE SAN LUIS
OBTENIDO A PARTIR DE ONDULACIONES DEL GEOIDE. ESTUDIO
PRELIMINAR REALIZADO SOBRE UNA SECCION TRANSVERSAL
(CENTRADA EN 32°50' S)**

Laura Cornaglia¹ y Antonio Introcaso²

Grupo de Geofísica - Instituto de Física Rosario (CONICET-UNR). Avda. Pellegrini 250. (2000) Rosario,
Santa Fe. Argentina. ¹cornagli@fceia.unr.edu.ar; ²geofisic@fceia.unr.edu.ar

RESUMEN

El propósito de este trabajo es demostrar que las ondulaciones del geoide constituyen otra herramienta para analizar las estructuras geológicas. Ellas reemplazan o complementan a los estudios que emplean gravimetría tradicional. El estudio se realizó sobre una sección de unos 135 km de longitud, que cruza transversalmente el eje de la Sierra Grande de San Luis, con 44 valores de gravedad localizada en aproximadamente 32°50' latitud sur.

Se realizó el cálculo bidimensional de las ondulaciones del geoide empleando el método de fuentes equivalentes utilizando a las anomalías de aire libre como dato de entrada. Esta ondulación 'real' obtenida se comparó con las provenientes de modelos compensados isostáticamente en las hipótesis propuestas por Pratt y Airy. También y con el fin de validar los resultados alcanzados por este camino, se calcularon, nuevamente en 2D, las anomalías simples de Bouguer y las anomalías pseudoisostáticas. Ambos resultados bidimensionales están señalando un exceso de gravedad para la sección analizada.

Palabras clave: Estructura geológica - gravedad - geoide - isostasia

ABSTRACT

The aim of this study is to show geoid undulations as another tool for analysing geological structures. It can replace or complement gravity traditional studies. We have analyzed a cross-section about 135 km long crossing Sierra Grande de San Luis, at about 32°50' South latitude with 44 gravity stations.

An equivalent sources technique was used to compute bidimensional geoid undulations using free-air gravity anomaly as input data. Then we have compared these with isostatic compensated geoidal models in both Pratt's and Airy's hypothesis. To confirm these results we have calculated bidimensional simple Bouguer's and pseudoisostatic gravity anomalies too. Both bidimensional results show a gravity excess in this cross-section.

Keywords: Geological structure - gravity - geoid - isostasy

INTRODUCCION

Este trabajo aspira a proporcionar nuevos elementos que contribuyan a la interpretación geofísica de la Sierra Grande de San Luis, localizada al noreste de dicha provincia. Se

obtuvieron así resultados que permiten señalar tentativamente el defecto del espesor de la corteza terrestre y del estado isostático de la sierra.

Dado que se realizó un análisis bidimensional de esta morfoestructura, los resultados

serán considerados preliminares y serán complementados y ajustados una vez realizado el cálculo tridimensional. Sin embargo, se destaca que la utilización de las ondulaciones geóidicas podrá ser válida como complemento de las anomalías gravimétricas en la interpretación geofísica de la estructura geológica.

AREA DE ESTUDIO

La sección de análisis se extiende aproximadamente entre 32°45' y 32°50' latitud sur y desde 65° hasta 66°30' longitud oeste (Fig. 1). Esta sección atraviesa a la Sierra Grande de San Luis. Esta Sierra pertenece a la unidad definida por Stelzner (Ramos, 1999) denominada 'Sierras Pampeanas'. Tal como expresa Ramos (1999) esta unidad "comprende una serie de sierras formadas por esquistos cristalinos o metamórficos que emergieron de las pampas circundantes. Actualmente esta unidad se divide en dos provincias de características diferentes, las Sierras Pampeanas Occidentales y las Sierras Pampeanas Orientales". Mientras el sector oriental de la Sierra de San Luis forma parte de la provincia geológica de las Sierras Pampeanas Orientales, el sector occidental pertenece a las Sierras Pampeanas Occidentales.

Durante la Orogenia Andina esta Sierra se elevó a través de fallas inversas submeridianas ubicadas en su borde occidental (Costa-Cortés, 1993) y su geología comprende un basamento que está compuesto de rocas metamórficas, cuerpos ígneos y complejos ultramáficos (Costa, 1987).

DATOS EMPLEADOS

Los datos provienen tanto del Instituto Geográfico Militar (IGM) como del Instituto de Física Rosario (IFIR).

Se emplearon también los datos gravimétricos y altimétricos relevados a principio de

1997 por el Grupo de Geofísica del IFIR con la colaboración de las Universidades Nacionales de San Juan y San Luis (Ramé-Introcaso, 1997). Se desea destacar que estos últimos valores relevados en 1997 corresponden a un proyecto de investigación en desarrollo por el doctorando G. Ramé y distinto de este estudio.

CALCULOS EFECTUADOS

Tal como fuera expresado anteriormente, fueron calculadas las ondulaciones bidimensionales del geode y las anomalías pseudo-isostáticas como 'modelo' de validación. A continuación describiremos las expresiones utilizadas.

Gravedad. Anomalías

Los valores de gravedad están referidos al IGSN 71 (International Gravity Standardization Net 1971). Para el cálculo de las ondulaciones geóidicas se emplearon como dato de entrada las anomalías de aire libre observadas obtenidas mediante las expresiones siguientes:

(1) Anomalía de aire libre 'observada'

$$AAL = g_{Obs.} - (\gamma_{(1984)} - 0.3086 \cdot H [m]) \quad (1)$$

Siendo:

$g_{Obs.}$ = gravedad observada [mGal]

$\gamma_{(1984)}$ = expresión de la gravedad normal propuesta por el Sistema Geodésico Mundial en 1984 que incluye el efecto de la atmósfera [mGal]

$0.3086 \cdot H$ = corrección por altura calculada con el gradiente normal de gravedad (0.3086 mGal/m) y H [m], altura sobre el nivel medio del mar

(2) Anomalía de aire libre calculada a partir de un modelo compensado

$$AAL = g_{VTop.} - g_{VRaiz.} \quad (2)$$

Siendo:

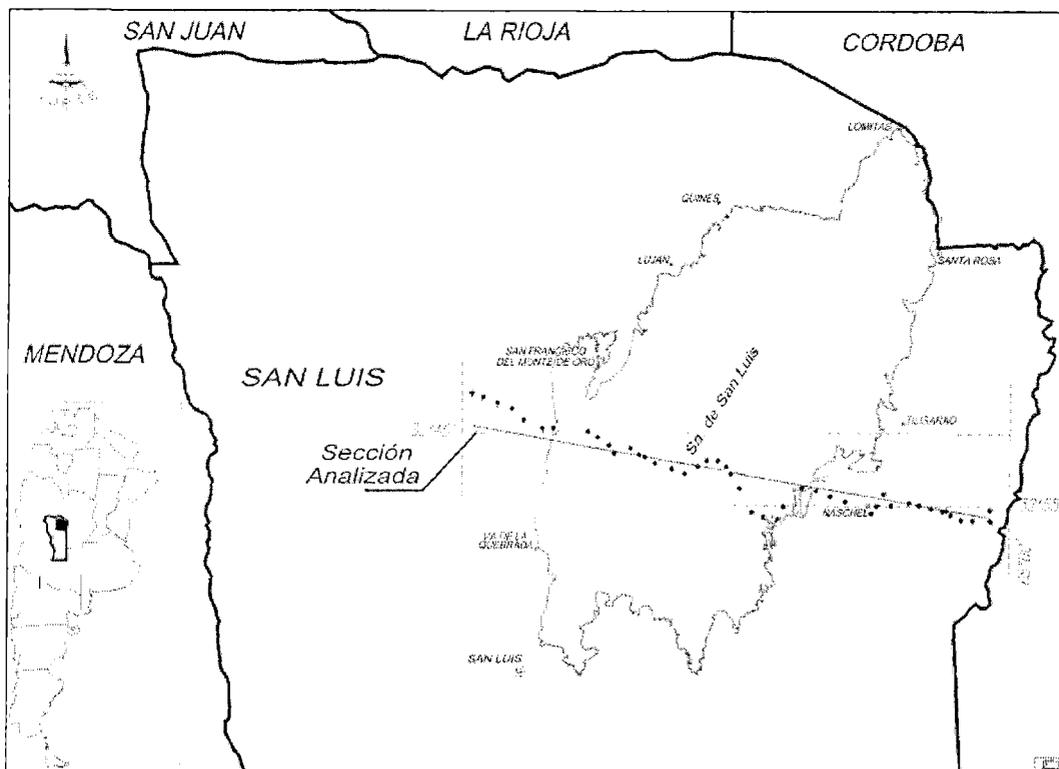


Figura 1. Ubicación geográfica de la sección analizada.

g_{Vtop} : Efecto gravimétrico vertical de la masa topográfica obtenido a lo largo del relieve de la sección.

$g_{Vraíz}$: Efecto gravimétrico vertical de la masa de la raíz cortical compensada para los mismos puntos del relieve.

Siguiendo la metodología tradicional, es decir, empleando las anomalías de Bouguer, las expresiones empleadas son las que a continuación se detallan:

Anomalía simple de Bouguer:

$$AB = AAL - (0.1118 \cdot H [m]) \quad (3)$$

Anomalía pseudoisostática, denominada así por su carácter bidimensional

$$AI = AB + CI \quad (4)$$

Siendo:

CI: Corrección isostática (sujeta al modelo de compensación elegido)

Se asumieron dos hipótesis isostáticas: Pratt y Airy (Fig. 2). Siguiendo a Introcaso (1997) entre muchos otros, la hipótesis de Pratt considera una superficie de compensación a una profundidad constante sobre la cual las masas que están sobre ella son iguales, por lo tanto para obtener tal igualdad la densidad deberá variar con la altura. En cambio, en la hipótesis de Airy se mantiene la densidad cortical invariable y se modifican las profundidades en función de las altitudes de los bloques topográficos emergentes, de manera que los mismos se mantengan en equilibrio hidrostático.

En consecuencia, en la hipótesis de Pratt se calculan las densidades de compensación y en la de Airy, las raíces compensadoras.

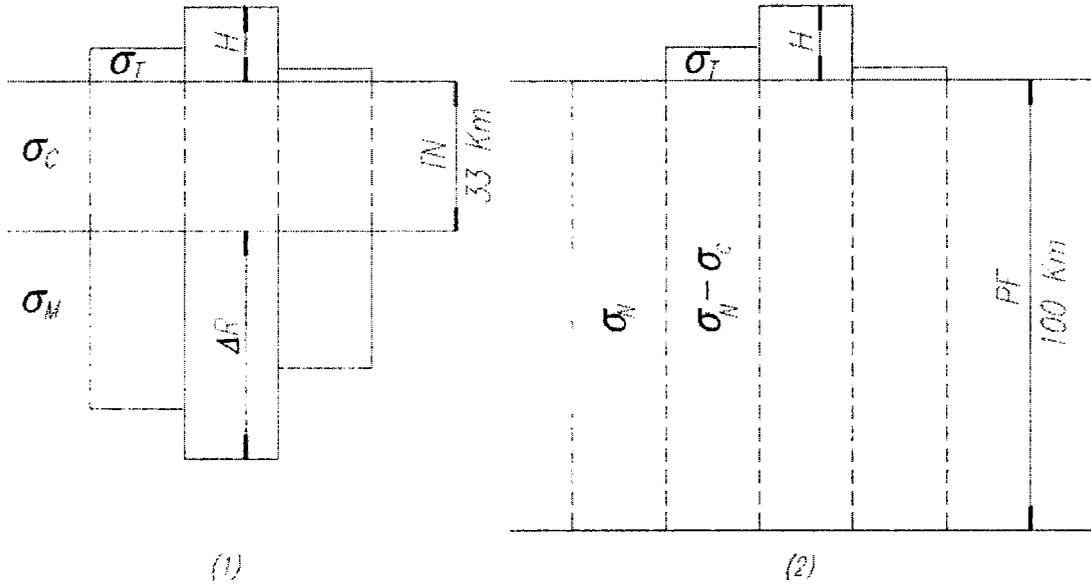


Figura 2. Modelos de compensación en la hipótesis de Airy (1) y Pratt (2) (Fuente: Turcotte and Schubert, 1982).

(1) Hipótesis de Airy.

Usualmente se utiliza la expresión:

$$\Delta R = \frac{\sigma_T}{\sigma_C - \sigma_M} \cdot H \quad (5)$$

Siendo:

ΔR : Raíz continental [km]

σ_T : Densidad de la masa topográfica que emerge por sobre el nivel medio del mar (NMM) (2,67 g/cm³)

σ_C : Densidad de la corteza por debajo del NMM (2,90 g/cm³)

σ_M : Densidad del manto superior (3.30 g/cm³)

H: Altura sobre el nivel medio del mar [km]

El espesor de la corteza T_N se asume igual a 33 km. (Wollard 1969, Introcaso *et al.* 1992)

(2) Hipótesis de Pratt

En este modelo se calculan las densidades de compensación (σ_c) de cada uno de los bloques considerados, utilizando:

$$\sigma_c = \frac{H}{PF} \cdot \sigma_T \quad (6)$$

Siendo:

H: Altura sobre el nivel medio del mar [km]

PF: Profundidad de compensación (asumida igual a 100 km como es usual)

σ_T : Densidad de la masa topográfica que emerge por sobre el NMM (2,67 g/cm³)

Notemos que σ_c es el déficit de densidad que compensa en cada columna los excesos de masa por sobre el nivel del mar.

ONDULACION GEOIDAL CON FUENTES EQUIVALENTES

El valor de la ondulación geoidal “observada o real” se obtuvo siguiendo el método propuesto por Cordell (1992), que se identificará como de ‘fuentes equivalentes’ (F.Eq.). El proceso aplicado se basa en colocar, por debajo de cada uno de los puntos estación que cuenta con un valor observado de anomalía, una fuente a una profundidad que se obtiene de manera proporcional (aplicando un determinado factor) a la distancia del punto estación más cercano al considerado. El valor de esta fuente será aquél que obtenga un e-

fecto que iguale al valor máximo observado de anomalía. Así, el cálculo se desarrolla iterativamente hasta obtener un conjunto de fuentes capaces de reproducir los valores reales observados de las anomalías de aire libre dentro de un valor máximo de error, tolerancia, que se especifica previamente a iniciar el proceso (Introcaso *et al.*, 2002).

Una vez obtenidas las fuentes equivalentes, es posible calcular el potencial perturbador T_i en cada estación de la sección aquí analizada utilizando la sumatoria de los efectos de las fuentes puntuales. Desde aquí el cálculo de las ondulaciones N_i es inmediato. En efecto, a partir de la fórmula de Bruns:

$$N_i = \frac{T_i}{\gamma} \quad (7)$$

con γ : gravedad media (980 Gals)

El cálculo se efectuó basándose en un programa utilizado también por Guspí *et al.*, 2004.

Este trabajo emplea tres anomalías de aire libre: (a) 'observadas', es decir, las que surgen de la ec. (1); (b) las que surgen de un modelo compensado en la hipótesis de Airy, ec. (2) y (5) y, (c) las que surgen de un modelo compensado en la hipótesis de Pratt, ec. (4.2) y (4.6).

En un primer paso se analizó la respuesta del método de fuentes equivalentes modificando los parámetros de cálculo. En efecto, debido a la ambigüedad en la distribución de masas causantes se emplearon distintos factores de profundidad y distintas tolerancias.

Inspirados en la propuesta de Cordell (1992) se efectuaron dos series de cálculos: Primera serie: Tolerancia igual a 0,1 mGal. Segunda serie: Tolerancia igual a 1 mGal; y en ambas, se emplearon tres factores de profundidad (en adelante FP): 1,4; 2 y 3.

La Figura 3 muestra las respuestas en función de los parámetros antes detallados. Los valores numéricos obtenidos se muestran en Tabla 1. La misma contiene valores en tres estaciones seleccionadas (A, B, C), de acuerdo con:

Columnas 1 y 2: valores topográficos observados.

Columna 3: valores de anomalías de aire libre 'observadas'.

Columnas 4 a 9: valores geoidales por el método de fuentes equivalentes.

En las mismas columnas pueden observarse las diferencias, en valor absoluto, entre los valores enumerados.

En los casos detallados, tanto la figura como las diferencias numéricas de la Tabla 1, evidencian que la morfología resulta invariante entre los diferentes FP elegidos, aunque con una determinada tolerancia, puede apreciarse que ciertos FP no permiten respetar el máximo error predeterminado; se destaca que los

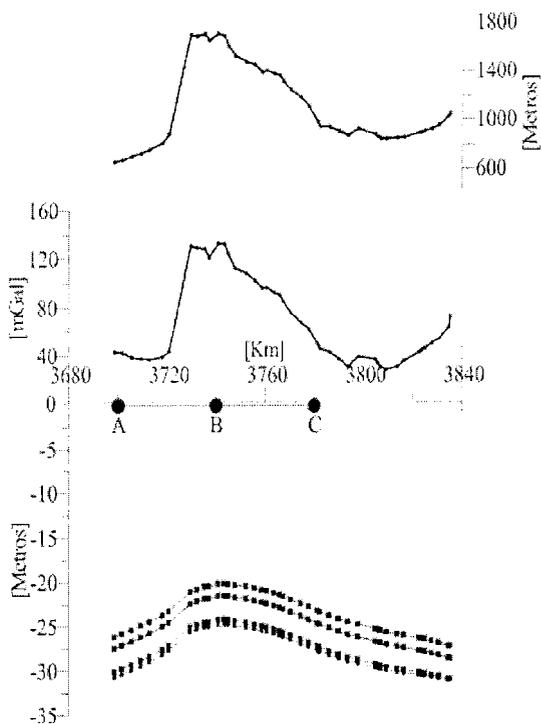


Figura 3. Respuestas del método de fuentes equivalentes modificando parámetros de cálculo. Referencias:

- Eje superior: Topografía
- Eje del medio: Anom. Aire Libre
- Eje inferior: Ondulaciones obtenidas a partir de las series de cálculo.

valores numéricos derivados son negativos; esto evidencia la necesidad de anclar los resultados.

La Figura 3 muestra en los ejes superior y medio, la topografía y las anomalías de aire libre. Mientras que en el eje inferior, se exhiben las ondulaciones resultantes de acuerdo con las series de cálculos ya detalladas.

RESULTADOS

1. Valores empleados

Una vez calculadas las anomalías de aire libre y Bouguer (Fig. 4 a), las mismas fueron regularizadas empleando el método de La Porte (Baranov, 1975) de manera de disponer de un valor cada 5 km de separación (Fig. 4 b).

2. Anomalías pseudoisostáticas

Estas anomalías fueron calculadas de acuerdo con (4) en base a las expresiones (5) y (6) correspondientes a los modelos de Airy y Pratt (Fig. 2).

La Figura 5 a muestra los modelos corticales de Airy y Pratt asumidos, mientras la Figura 5 b exhibe los efectos negativos originados por las raíces de Airy y por las columnas litosféricas con déficit de densidades. Ambos modelos están perfectamente compensados. Notemos que los dos efectos negativos calculados (que cambiados de signo corresponden a las correcciones CI de la ec. 4), exceden significativamente a la amplitud de la anomalía de Bouguer observada. (Fig. 5 b). Ello determina que las anomalías pseudoisostáticas (Fig. 5 b, eje del medio) presentan una respuesta positiva.

3. Ondulaciones geoidales

De acuerdo con ec. (7) y empleando las anomalías de aire libre observadas en ec. (1) y calculadas ec. (2) en el modelo de Airy (ecuación (5) y Fig. 5 a) y en el modelo de Pratt (ecuación (6) y Fig. 5 a) hemos obtenido las ondulaciones de la Figura 6. Con el fin de comparar las tres ondulaciones, hemos

Tabla 1. Valores numéricos de topografía, anomalía de aire libre observada y ondulaciones geoidales por fuentes equivalentes en tres estaciones seleccionadas (A,B,C: Figura 3).

COMPARACIÓN VALORES NUMÉRICOS								
Pto	Cota [m]	AAL [mGal]	N F.Eq. [m]					
			FP: 1.4 Tol: 0.1 ME=-0.1 Iter:=1347	FP: 2.0 Tol: 0.1 ME=-0.1 Iter:=3496	FP: 3.0 Tol: 0.1 ME=0.89 Iter:=10000	FP: 1.4 Tol: 1.0 ME=0.99 Iter:=290	FP: 2.0 Tol: 1.0 ME=0.99 Iter:=707	FP: 3.0 Tol: 1.0 ME=-1.00 Iter:=5959
A	655	43.67	-26.16	-27.55	-26.15	-26.15	-27.44	-30.05
Dif.	1033	86.19	5.38	5.37	5.42	5.40	5.37	5.34
B	1688	129.86	-20.78	-22.18	-25.28	-20.75	-22.07	-27.41
Dif.	739	83.43	2.52	2.61	2.51	2.51	2.61	2.61
C	949	46.43	-23.30	-24.79	-27.79	-23.26	-24.68	-27.32

Referencias:

N F.Eq.: Ondulación mediante Fuentes Equivalentes

FP: Factor de profundidad

ME: Máximo error

Iter: Iteraciones

AAL: Anom. Aire Libre

Tol: Tolerancia

Dif.: Diferencia

Exceso de gravedad en la Sierra Grande de San Luis obtenido a partir de ...

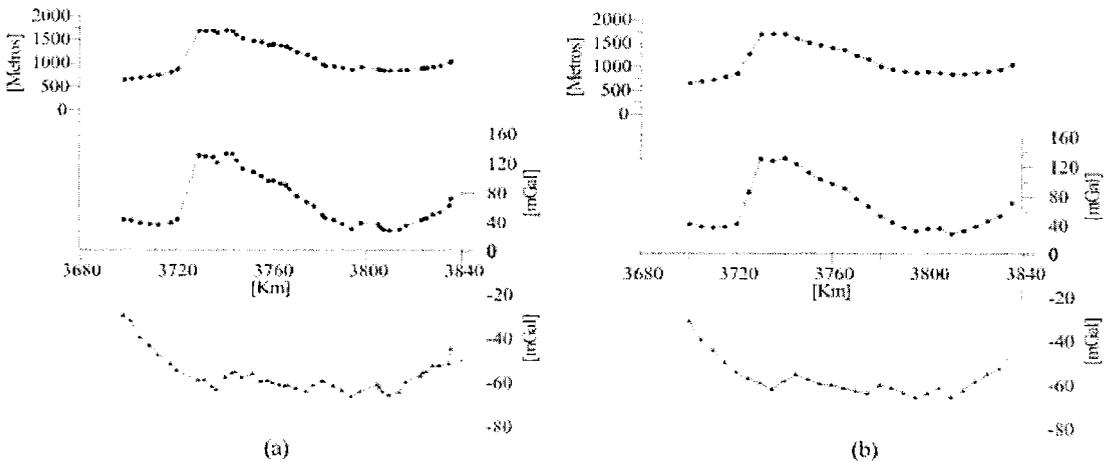


Figura 4. (a) Valores observados; (b) Valores regularizados por el método de La Porte. (Baranov, 1975)
Referencias:

En (a): - Arriba: Topografía observada. Valor máx. ~ 1710 m. - Al medio: Anom. Aire Libre. Valor máx. ~ 133.5 mGal. - Abajo: Anomalías de Bouguer Valor máx. ~ 66.3 mGal

En (b): - Arriba: Topografía regularizada. Valor máx. ~ 1702 m.- Al medio: Anom. Aire Libre regularizada. Valor máx. ~ 132 mGal.- Abajo: Anom. de Bouguer regularizada. Valor máx. ~ -65.6 mGal

anclado las tres respuestas a una estación (h-H) conocida. Consistentemente con el exceso de gravedad mostrado en Figura 5 b, abajo, la ondulación del geode observado presenta un claro positivo respecto de la distribución dipolar (+), (-) que corresponde a una corteza compensada.

CONCLUSIONES

En este trabajo se analizó una sección que atraviesa de oeste a este a la Sierra Grande de San Luis en aproximadamente $32^{\circ}50'$ de latitud sur.

Los resultados obtenidos en dos dimensiones, de acuerdo con la gravimetría tradicional, proporcionan anomalías pseudoisostáticas en exceso (raíz cortical en defecto en la hipótesis de Airy y densidades diferenciales litosféricas en exceso en la hipótesis de Pratt) y con relación a las ondulaciones geoidales bidimensionales, puede apreciarse que los valores obtenidos a partir de modelos compensados se encuentran por debajo de los

valores geoidales que surgen a partir de las anomalías de aire libre observadas.

Estos resultados permiten asegurar que las ondulaciones geoidales pueden ser empleadas como complemento o en reemplazo de la gravimetría tradicional para la interpretación geofísica de una morfoestructura.

Sin embargo, es importante destacar y prevenir, que los resultados están limitados por ser consecuencia de cálculos bidimensionales, por lo tanto éstos deben ser complementados y ajustados con cálculos regionales. Además, si bien existe un exceso de gravedad en la Sierra, aún no puede inferirse la existencia o no de equilibrio isostático dado que la isostasia es operativa y manifiesta para áreas mayores de 100 km.

REFERENCIAS

Baranov, W., 1975. Potential fields and their transformations in applied geophysics. Gebrüder Borntraeger. ISBN 3443130089. Berlin-Stuttgart.

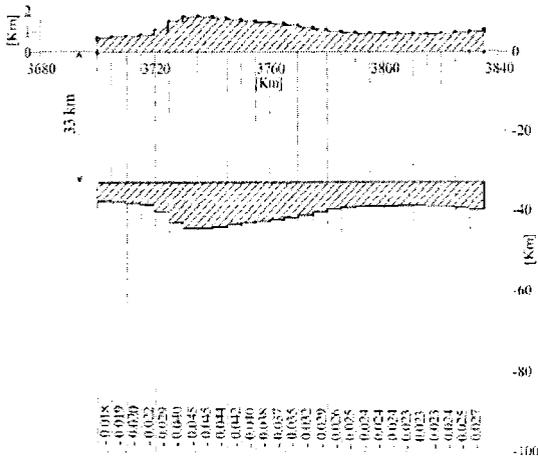


Figura 5 (a). Modelos compensados en las hipótesis de Airy y Pratt.

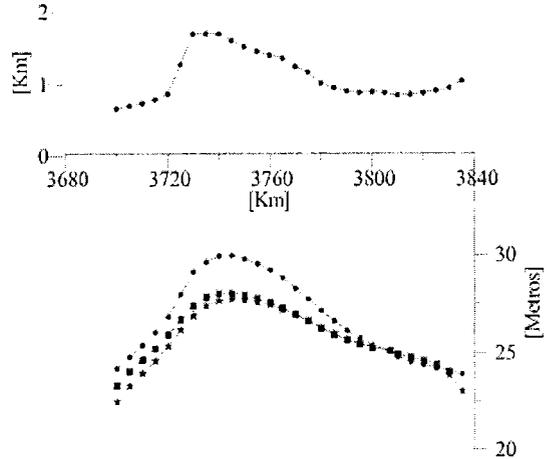


Figura 6. Valores de cota y ondulaciones geoidales obtenidos con fuentes equivalentes.

Referencias:

Eje superior: Topografía. Eje inferior: ●: Ondulac. geoidal 'observada'. ■: Ondulac. geoidal Modelo de Airy. †: Ondulac. geoidal Modelo de Pratt.

Cordell, L. 1992. A scattered equivalent-source method for interpolation and gridding of potential-field data in three dimensions. *Geophysics*, 57: 629-636.

Costa, C., 1987. Neotectónica de la Sierra Grande de San Luis. *Actas X Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán*. I:255-258.

Costa, C. y J. Cortés, 1993. Tectónica extensional en el extremo sur de la Sierra de San Luis. *Actas XII Congreso Geológico Arg. y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. III:113-118.

Guspí, F., A. Introcaso y B. Introcaso, 2004. Gravity-enhanced representation of measured geoid undulations using equivalent sources. *Geophysical Journal International* 158:1-8. En prensa.

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

Introcaso, A., 1997. *Gravimetría*. UNR Editora. 355pp.

Introcaso, A., F. Guspí y B. Introcaso, 2002. Interpretación del estado isostático de la Cuenca del Salado (Provincia de Buenos Aires) utilizando un geode local obtenido mediante fuentes equivalentes a partir de anomalías de

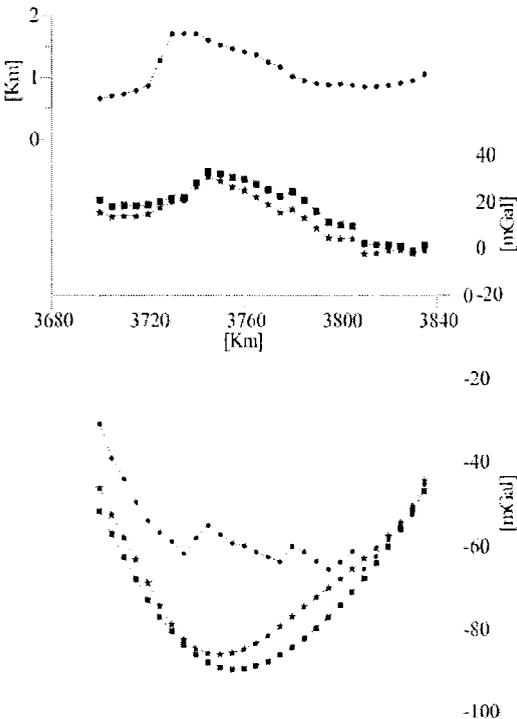


Figura 5 (b). Efectos de las raíces compensadas y anomalías pseudoisostáticas resultantes.

Referencias:

Eje superior: Topografía. Eje del medio: ■: Anom. Pseudoisostática Modelo de Airy. †: Anom. Pseudoisostática Modelo de Pratt. Eje inferior: ●: Anom. de Bouguer observada regularizada. ■: Efecto Modelo de Airy. †: Efecto Modelo de Pratt.

Exceso de gravedad en la Sierra Grande de San Luis obtenido a partir de ...

- aire libre. Actas del XV Congreso Geológico Argentino [Artículo]. Publicación digital. Calafate, Argentina.
- Ramé, G. y A. Introcaso, 1997. Análisis isostático preliminar de la Sierra Grande de San Luis, Argentina. 19a. Reunión Científica AAGG-Primeras Jornadas de Catastro Minero. San Juan.
- Ramos, V., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En 'Geología Argentina'. Anales 29, 3: 41-93. Servicio Geológico y Minero Argentino.
- Turcotte, D. and G. Schubert, 1982. Geodynamics. Applications of continuum physics to geological problems. John Wiley & Sons Inc. 450 pp.
- Woollard, G.P., 1969. Regional variations in gravity. The earth's crust and upper mantle. Ed. Pembroke J.Hart, 320-341.

MAPEO DE LA RELACION MAGNETIZACION-DENSIDAD EN LA REGION DE LA CUENCA CUYANA (ARGENTINA)

Silvia Miranda

Instituto Geofísico Sismológico Volponi. Fac. de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan. Meglioli 1160 -S- (5400). San Juan. e-mail: s_mirandaar@yahoo.com

RESUMEN

El teorema de Poisson describe la relación entre los campos de gravedad y magnético para una misma fuente anómala. El uso de esta formulación ha probado ser útil en el análisis combinado de ambos campos potenciales en términos de, por ejemplo, relaciones magnetización/densidad ($\Delta M/\Delta \sigma$). En este trabajo se presentan los resultados de la aplicación de este teorema para el área de la cuenca Cuyana (Argentina). El análisis se ha realizado para los datos distribuidos espacialmente y, en particular sobre dos secciones transversales. La hipótesis de fuente común se sustenta en la estimación espectral de profundidades medias de fuentes. Puesto que existen múltiples fuentes, el teorema de Poisson se evalúa en el interior de una ventana móvil de datos. En cada posición de la ventana se calcula la regresión lineal entre las derivadas verticales de las anomalías magnéticas de componente total reducidas al polo (derivada primera) y de las anomalías de gravedad residuales isostáticas (derivada segunda). Se presentan mapas de los valores estimados de dos parámetros $-\Delta M/\Delta \sigma$ y ordenada al origen-, que describen la correlación interna de las anomalías de gravedad y magnéticas. Los resultados para los perfiles, centrados en aproximadamente 33° S y 35° S de latitud, han permitido identificar bloques corticales diferentes que podrían asimilarse a distintos terrenos neoproterozoicos-eopaleozoicos.

Palabras Clave: teorema de Poisson, terrenos precámbricos, cuenca Cuyana.

ABSTRACT

Poisson's theorem describes the relationship between gravity and magnetic fields arising from a common anomalous source. The use of this formulation has proven to be useful in the combined analysis of both potential fields in terms of, in example, magnetization/density ratios ($\Delta M/\Delta \sigma$). In this paper, the results from the application of this theorem for the Cuyana basin region (Argentina) are presented. The analysis is carried out for the spatially distributed data and particularly on two cross sections. The common source hypothesis is supported by the spectral estimation of source mean depths. Inasmuch multisources exist, Poisson's theorem is evaluated within a data moving-window. At each window position a linear regression between the first vertical derivate of the total magnetic intensity anomaly reduced to the pole and the second vertical derivate of the isostatic residual gravity anomalies, is performed.

Maps of the estimate values of two parameters - $\Delta M/\Delta \sigma$ and intercept -, that describes the internal correlation between gravity and magnetic anomalies, are presented. The results on the profiles, centred at latitudes of about 33° S y 35° S, have allowed to identify different crustal blocks that could be assimilated to different late proterozoic-early paleozoic terranes.

Keywords: Poisson's theorem, precambrian terranes, Cuyana Basin.

INTRODUCCION

El teorema de Poisson describe la relación entre los campos de gravedad y magnético de tal manera que, para una fuente de densidad y magnetización uniformes, el potencial magnético es proporcional a la componente de la atracción gravitacional en la dirección de la magnetización:

$$V = -C_m \frac{\Delta M}{G \Delta \sigma} \hat{m} \cdot \nabla U = C_m \frac{\Delta M}{G \Delta \sigma} (-g_m) = \text{cte} (-g_m), \quad (1)$$

siendo: V el potencial magnético, C_m la constante usada en magnetismo cuyo valor depende del sistema de unidades ($C_m = 1$ en cgs, $C_m = \mu_0/4\pi$ en SI), U el potencial gravitacional, ΔM y $\Delta \sigma$ representan, respectivamente, la intensidad de magnetización y la densidad de la fuente anómala, G la Constante de Gravitación Universal, la dirección de magnetización y g_m la componente de la gravedad en la dirección de magnetización.

En la práctica, varias formas de aplicación del teorema de Poisson han probado ser útiles para el análisis combinado de datos de anomalías de gravedad y magnéticas. Así, una transformación de pseudogravedad, construida a partir del campo magnético observado, es en algunos casos una estrategia útil a través de su comparación directa con los mapas (secciones) de gravedad observada, contribuyendo a la interpretación de la forma y el tamaño de la fuente, o al menos dar indicios de la relación $\Delta M/\Delta \sigma$, y de su variación en el interior de la fuente (Kanasewich y Agarwal, 1970; Cordell y Taylor, 1971; Chandler y Malek, 1991). También, en virtud de la relación lineal entre el potencial magnético y el gradiente del potencial gravitacional descrita por la expresión (1), es posible estimar valores de la relación magnetización-densidad $\Delta M/\Delta \sigma$.

Una forma equivalente del teorema de Poisson es la que vincula a las anomalías

magnéticas reducidas al polo (ΔT_z) y al gradiente vertical de las anomalías de gravedad ($\partial g_z/\partial z$). De esta manera, la relación ($\Delta M/\Delta \sigma$) para una fuente simple puede ser determinada a partir de observables. Sin embargo, las suposiciones de una fuente común para las anomalías de gravedad y magnética, que es uniforme y completamente aislada de los efectos de otras fuentes, limitaron el uso de este teorema a casos de anomalías muy simples relacionadas con fuentes claramente aisladas. Chandler *et al.* (1981) extendieron el uso del teorema de Poisson para un conjunto de datos 2D que contienen anomalías complejas con interferencias debidas a fuentes múltiples, aplicándolo en segmentos en el interior de una ventana móvil. También, Chandler y Malek (1991) demostraron la utilidad de esta metodología en el estudio de terrenos precámbricos, usando datos distribuidos espacialmente.

En anomalías que incluyen longitudes de onda a escala regional el teorema de Poisson puede ser aproximado como sigue:

$$\Delta T_z = A + \frac{C_m}{G} \left(\frac{\Delta M}{\Delta \sigma} \right) \left(\frac{\partial g_z}{\partial z} \right) \quad (2)$$

El valor de A es casi constante y cuantifica los cambios de nivel en la línea base, causados por la interferencia de anomalías (Chandler *et al.*, 1991). En síntesis, para fuentes múltiples se aplica, por ejemplo, la ec. (2) sobre una ventana móvil, de modo que en cada posición la regresión lineal entre $(\partial g_z/\partial z)$ y (ΔT_z) produce tres parámetros: pendiente, coeficiente de correlación y ordenada al origen. Ellos describen la relación interna de $(\Delta M/\Delta \sigma)$ para esa ventana. El coeficiente de correlación señala la calidad del ajuste. La pendiente, una vez que es multiplicada por (G/C_m) , provee una estimación de $(\Delta M/\Delta \sigma)$ para la fuente de anomalía. Miranda (2002a) ensayó esta metodología (2-D) para dos secciones transversales a la cuenca Cuyana.

En este trabajo se presentan para la región de la cuenca Cuyana (Mendoza), los resultados del análisis espacial de datos de gravedad y magnéticos, interpretados en conjunto haciendo uso del teorema de Poisson para fuentes múltiples. La hipótesis de fuente común es evaluada mediante el análisis espectral de las longitudes de onda contenidas en las anomalías de gravedad y magnéticas. Luego, a efectos de realzar las respuestas de las fuentes más superficiales, para la aplicación del teorema de Poisson se utiliza una expresión alternativa (ec. 3) que surge de la diferenciación de la ecuación (2). El procesamiento de los datos involucra: el cómputo de las anomalías residuales isostáticas y sus derivadas verticales primera ($\partial g_z / \partial z$) y segunda ($\partial^2 g_z / \partial z^2$), la reducción al polo de las anomalías magnéticas de campo de total y su derivada vertical (ΔT_z , $\partial \Delta T_z / \partial z$), la continuación analítica de las derivadas verticales y el cálculo de la regresión lineal en cada ventana.

Se presentan mapas de la relación $\Delta M / \Delta \sigma$ estimada, de la ordenada al origen y de los coeficientes de determinación correspondientes. Sobre dos secciones que cruzan a la cuenca a distintas latitudes, los estimados resultantes se interpretan con relación a una corteza (superior e intermedia) compuesta por bloques de diferente densidad y magnetización.

MARCO GEOLOGICO

La cuenca Cuyana se extiende con rumbo NO-SE sobre el centro oeste de Argentina, entre los 31° 15' S y los 36° S (Fig. 1), presentando en su sección transversal extendida un ancho de 140 km (30000 km²). En aproximadamente 34° S, un alto estructural divide la cuenca Cuyana en dos grandes subcuencas: al norte la de Cacheuta y al sur la de Alvear.

Su origen se remonta al Triásico inferior, producto de esfuerzos extensionales que provocaron el hundimiento escalonado de

bloques suavemente rotados, a través de fallas lítricas con una superficie de despegue de bajo a moderado ángulo (Boll y de la Colina, 1993). En el Cenozoico la cuenca es sometida a una reactivación general como consecuencia de la orogenia Andina, responsable de la configuración estructural actual.

De acuerdo a Ramos (1988), el basamento de Los Andes a la latitud bajo estudio registra una historia compleja de acreciones y colisiones, ocurridas en épocas comprendidas entre el Proterozoico superior y el Paleozoico inferior. Las suturas entre los distintos bloques y sus características particulares han regulado la evolución geológica posterior, con un fuerte control sobre, incluso, la tectónica andina. El mapa de la Figura 1 ilustra los principales terrenos reconocidos en este sector de los Andes Centrales.

El terreno Cuyania es un bloque compuesto por dos terrenos oceánicos (denominados Cuyania Occidental o Precordillera y Cuyania Oriental o Pie de Palo) que actualmente constituyen el basamento de la Precordillera y de la sierra Pampeana de Pie de Palo (ubicada más al norte en la provincia de San Juan; no mostrada en la Figura 1). El terreno Chilena estaría integrado por un sustrato metamórfico expuesto sólo esporádicamente en la Cordillera Frontal (Ramos, 1999). Para otros autores el sustrato de Cordillera Frontal y Precordillera serían parte de un mismo basamento autóctono afectado por un fenómeno de atenuamiento cortical durante el Paleozoico inferior (González Bonorino y González Bonorino, 1991).

Las rocas más antiguas que conforman el sustrato de la cuenca son metamorfitas, pertenecientes al ámbito geológico de las Sierras Pampeanas y atribuidas al Precámbrico. Estas rocas dominan netamente en el sector oriental del zócalo mientras que hacia occidente se observa mediano a bajo grado de metamorfismo. Finalmente las vulcanitas y rocas piroclásticas del Grupo Choiyoi (Permotriásico)

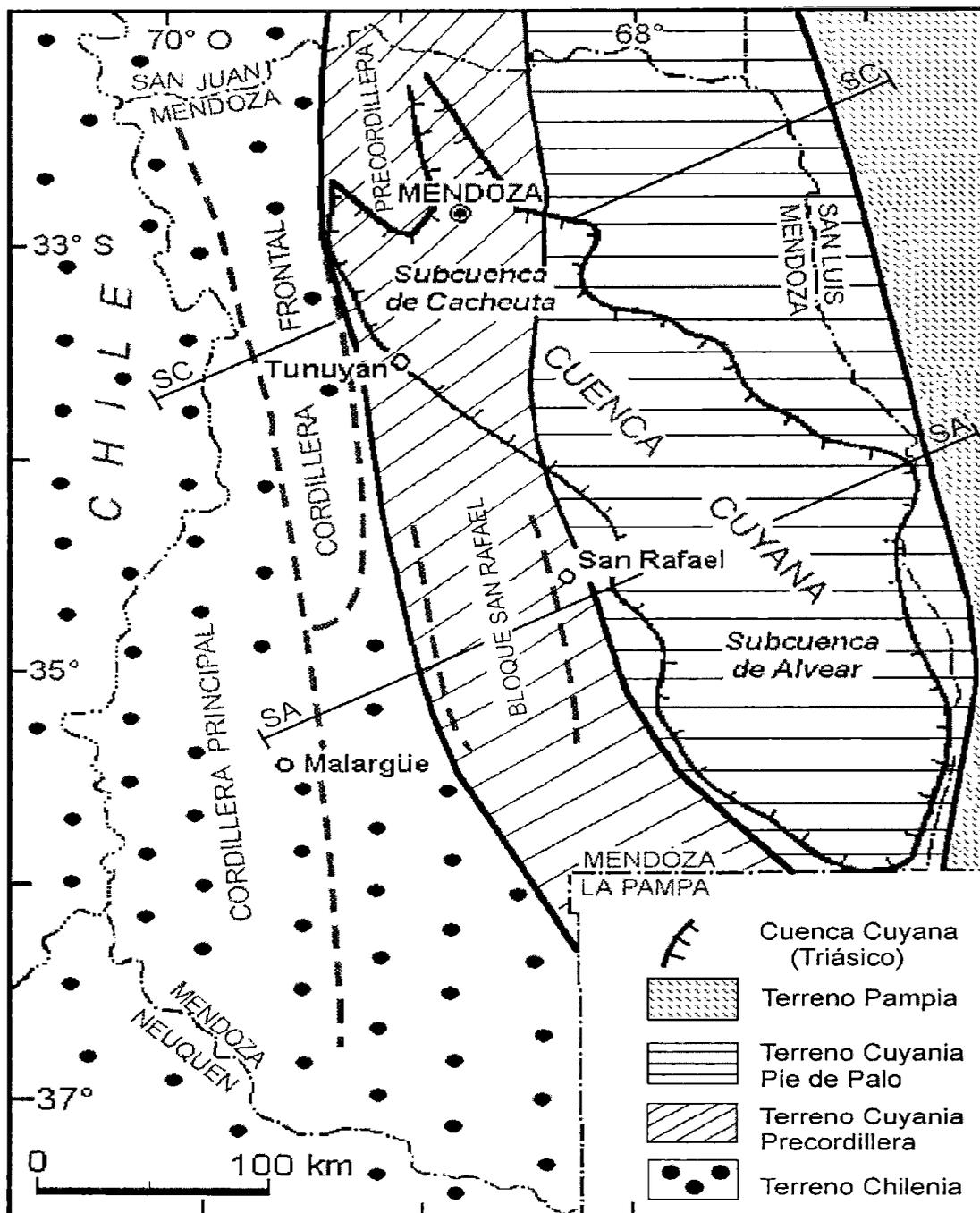


Figura 1. Mapa de ubicación de la cuenca Cuyana donde se ilustran las diferentes provincias geológicas y los terrenos reconocidos en la región (p.e., Ramos, 1999). Se indican las secciones analizadas SC-SC' (subcuenca de Cacheuta) y SA-SA' (subcuenca de Alvear).

integran el sustrato. El relleno de la cuenca está conformado casi en su totalidad por una potente sucesión clástica y parcialmente vulcanoclástica, de edad triásica.

Con referencia a la distribución del magmatismo relacionado al desarrollo de los sistemas de rift mesozoicos, Ramos (1993) identifica dos grandes regiones de distribución: al norte, donde la cuenca se halla invertida tectónicamente por la deformación andina, observándose coladas basálticas (intruidas por rocas andesíticas y dacíticas) y filones capa alcalinos (basaltos olivínicos con augita y magnetita) y subalcalinos; sobre la zona sur la información disponible es más escasa, aunque se reconocen volcanitas similares en el subsuelo del sector no invertido de la cuenca Cuyana, y en algunos afloramientos del Bloque de San Rafael. Las características geoquímicas señalan el carácter alcalino a subalcalino de las mismas.

DATOS DE GRAVEDAD Y MAGNETICOS

Los valores de campo magnético componente total (variación diurna corregida) corresponden a mediciones propias, las cuales se distribuyen irregularmente siguiendo la red vial que cruza la región. Luego de remover el campo proveniente principalmente del núcleo, descrito por los coeficientes del modelo de campo geomagnético de referencia (IGRF) IGRF-2000 (IAGA, 2000), se obtuvieron las anomalías ΔT .

Los datos de gravedad 'g' fueron extraídos de distintas fuentes:

- Mapa de gravedad relativa, Hoja San Rafael (escala 1:500.000), cedida por Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF) de Argentina. En este mapa, las curvas isoanómalas, cada 10 unidades gravimétricas, corresponden a anomalías de Bouguer relativas, cero flotante y con una densidad de reducción de Bouguer de 2,02 g/cm³.

- Valores de gravedad de la Red Gravimétrica Nacional del Instituto Geográfico Militar (IGM) de Argentina. La base de datos consiste en valores de: gravedad observada vinculada a la red mundial IGSN 71, gravedad teórica (GRS 1967, Geodetic Reference System 1967), altitudes referidas al nivel medio del mar, anomalías de Aire Libre y Bouguer. El gradiente normal de la gravedad con la altura es $\partial\gamma/\partial z = -0,3086$ mGal/m, mientras que la densidad de Bouguer es de 2,67 g/cm³.

Los valores de anomalías de gravedad de Bouguer relativa de la carta de YPF fueron digitalizados y luego calibrados sobre la base de una franja de superposición con datos de la red de IGM. De este modo se elaboró el mapa de isoanómalas de Bouguer simple ajustado al sistema GRS 1967 y vinculado a la red mundial IGSN 71, con una densidad de 2.67 g/cm³ para la reducción de Bouguer.

El área de estudio debió ser extendida hacia el oeste para incluir a la Cordillera de Los Andes (datos cedidos por el Instituto de Física de Rosario, Universidad Nacional de Rosario, Argentina), que debido a su vecindad y al importante engrosamiento cortical (p.e., Introcaso *et al.*, 2000) contribuye a las anomalías correspondientes a la cuenca propiamente dicha.

Ambos conjuntos de datos fueron regularizados, por medio del método de Kriging, a intervalos de 7 km x 5 km para conformar una malla de 64 filas y 64 columnas.

ANÁLISIS DE POISSON EN VENTANAS MOVILES

Validez de la hipótesis de fuente común

La relación de Poisson es válida bajo la condición que los campos de gravedad y magnético anómalos constituyan la respuesta proveniente de las mismas fuentes. La suposición implícita es que tanto ΔM como $\Delta \sigma$ se mantienen constantes en el interior de la fuente.

En este estudio, la hipótesis de fuente común para ambos campos potenciales fue evaluada usando la técnica de estimación de profundidades medias de fuentes (z) a partir de sus propiedades estadísticas.

El análisis espectral permite investigar el contenido de frecuencias de las anomalías de gravedad y magnéticas y estimar las profundidades estadísticas del techo de los cuerpos (Spector y Grant, 1970; Regan y Hinze, 1976). Este método no requiere de suposiciones a priori acerca de la geometría o las propiedades físicas de los cuerpos. La profundidad del techo de un conjunto de cuerpos se relaciona con la pendiente logarítmica del espectro de amplitud suavizado como una función del número de onda. Las incertezas en las profundidades estimadas pueden surgir por errores de digitalización y truncamiento, espaciamiento de los datos y tamaño de la ventana, errores en el ajuste por mínimos cuadrados y en la elección del ancho de banda usado para el ajuste lineal (p.e., Regan y Hinze, 1976).

Los espectros de potencia radialmente promediados de las anomalías de Bouguer y magnéticas se observan en la Figura 2. Ellos estiman profundidades de fuentes de gravedad a: $z_1 \cong 11$ km, $z_2 \cong 32$ km. Por otro lado, en el espectro de las anomalías magnéticas se reconocen dos interfases (techo) a profundidades medias: $z_1 \cong 3,2$ km, $z_2 \cong 11,8$ km.

Por lo tanto, las anomalías de gravedad de Bouguer contienen información proveniente de fuentes a mayor profundidad. Una alternativa es trabajar con las anomalías residuales isostáticas $\ddot{A}g_n$. De hecho, es común en regiones montañosas utilizar el concepto de isostasia para aislar a las anomalías relacionadas con fuentes en corteza media y superior. En este sentido Simpson *et al.* (1986) correlacionaron $\ddot{A}g_n$ con la geología de la corteza superior de Estados Unidos. También, Snyder *et al.* (1990) modelaron a partir de las anomalías isostáticas, la corteza media-superior bajo las sierras

Pampeanas de Pie de Palo, La Huerta y Chepes.

El cálculo de la anomalía $\ddot{A}g_n$ requiere descontar de las anomalías de Bouguer observadas el efecto de gravedad del relleno sedimentario y la corrección isostática. Para la última se consideraron los resultados del análisis isostático en la hipótesis de Airy de Miranda y Robles (2002), que toma en cuenta la existencia de una raíz que compensa las masas en exceso (topografía) y una antirraíz que balancea las masas en defecto del relleno sedimentario. La corrección isostática alcanza valores entre 270 mGal sobre las máximas altitudes andinas, hasta 60 mGal sobre las zonas de menor elevación al este. El efecto de gravedad del relleno fue calculado teniendo en cuenta datos de espesores y velocidades sísmicas (Miranda, 2002b). El efecto de gravedad del relleno sedimentario es como máximo de -75 mGal sobre la subcuenca de Cacheuta y -40 mGal sobre la de Alvear.

El mapa de anomalías residuales isostáticas (Fig. 3) muestra valores positivos sobre la mayor parte de la cuenca (máximo de 60 mGal). Sobre el sector norte, desde la parte central hacia el oeste, se observan anomalías negativas (hasta -50 mGal).

El espectro de potencia radialmente promediado para las anomalías $\ddot{A}g_n$ indica profundidades medias de fuentes $z_1 \cong 4,1$ km, $z_2 \cong 12,3$ km, consistentes con aquellas correspondientes al espectro magnético.

Mapeo de la relación $\Delta M/\Delta \sigma$

Para nuestro análisis se operó con la expresión (3) siguiente, que permite enfatizar las anomalías de fuentes someras, a través de la diferenciación de la ecuación (2),

$$\frac{\partial \Delta T_z}{\partial z} = B + \frac{C_m}{G} \left(\frac{\Delta M}{\Delta \sigma} \right) \left(\frac{\partial^2 g_z}{\partial z^2} \right) \quad (3)$$

Donde $\partial \Delta T_z / \partial z$ es la primera derivada vertical de las anomalías magnéticas reducidas al polo,

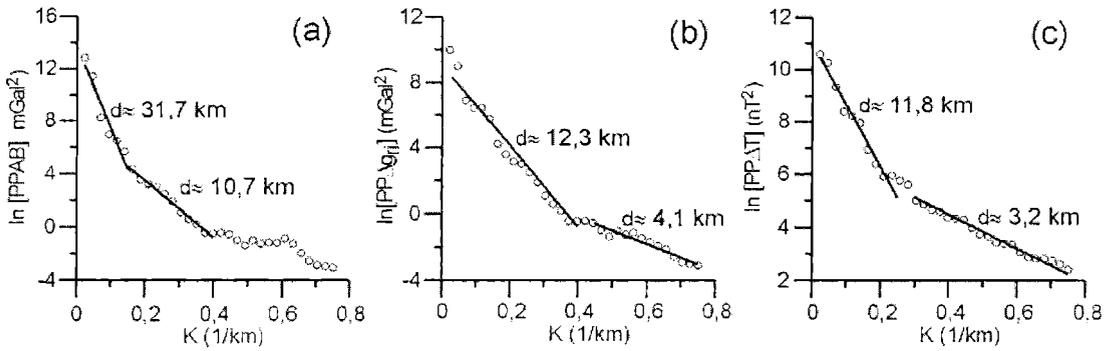


Figura 2. Espectros de potencia radialmente promediados de las anomalías de Bouguer (a), de las anomalías residuales isostáticas (b) y de las anomalías magnéticas de campo total (c).

$\partial^2 g_z / \partial z^2$ es la segunda derivada vertical de la gravedad, B es la ordenada al origen.

Chandler *et al.* (1981) usando datos sintéticos, formularon las pautas básicas para la interpretación de los resultados del uso de esta técnica. En términos generales, valores espacialmente estables de $\Delta M / \Delta \sigma$ y de ordenada al origen acompañados de un alto coeficiente de correlación son indicativos del dominio de una fuente de anomalía. En zonas de transición entre anomalías adyacentes, los parámetros de regresión se vuelven espacialmente inestables, en especial B. Un segmento de B prácticamente uniforme flanqueado por claras variaciones en su valor indicaría un cambio en las componentes regionales de las anomalías. En este estudio, la transformación del campo ΔT a anomalías magnéticas reducidas al polo (3-D) se hizo en el dominio de Fourier, suponiendo que la magnetización es sólo inducida y en la dirección e inclinación medias dadas por los coeficientes de IGRF 2000 y sus variaciones seculares ($I_0 = -33,5^\circ$, $D_0 = 2,5^\circ$). El mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo (Fig. 3) exhibe una serie de anomalías positivas con rumbo noroeste-sureste paralelo al eje de la cuenca.

Las derivadas verticales se obtuvieron calculando el campo respectivo a las alturas $z + \Delta z$ y $z - \Delta z$, dividiendo luego la diferencia en $2 \Delta z$. Puesto que el proceso de diferenciación tiene el efecto negativo de producir el realce

de los ruidos de muy corta longitud de onda, los gradientes de campo fueron suavizados mediante la continuación analítica ascendente a $h = 10$ km.

Según lo señalaran Chandler *et al.* (1981), la elección del tamaño de la ventana móvil surge de una solución de compromiso entre disponer del suficiente número de puntos para lograr una regresión lineal estadísticamente significativa (límite inferior) y la interferencia entre anomalías vecinas (límite superior). De esta manera, los valores a considerar son la separación de los datos y la longitud de onda promedio de las anomalías de interés (en este caso, ≈ 50 km). Teniendo en cuenta estas consideraciones, se seleccionó un tamaño de ventana móvil de 4×4 unidades de la malla (28 km x 20 km) usando una superposición de ventanas de una unidad.

En la Figura 4 se muestran los mapas de las relaciones $(\Delta M / \Delta \sigma)$, ordenadas al origen y coeficientes de determinación correspondientes. Sobre la cuenca $\Delta M / \Delta \sigma$ muestra, sobre un fondo levemente negativo, altos y bajos de ambos signos; la ordenada al origen exhibe una variación suave, siendo positiva sobre la mayor parte de la cuenca; el coeficiente R^2 es significativo (superior al 70%) por sectores, en particular donde la cobertura de datos magnéticos es buena.

Los resultados sobre dos secciones transversales (véase su ubicación en la Fig 4)

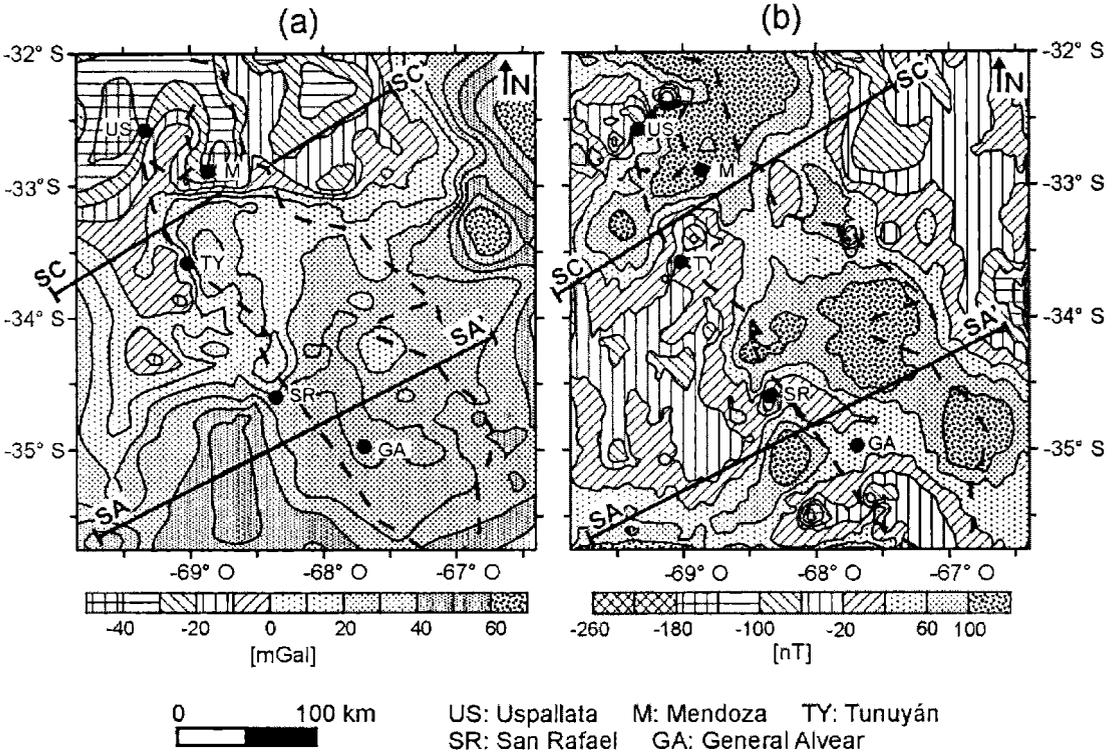


Figura 3. (a) Mapa de anomalías residuales isostáticas, (b) Mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo. Se indican las secciones analizadas SC-SC' (subcuenca de Cacheuta) y SA-SA' (subcuenca de Alvear).

a las subcuencas de Cacheuta (SC-SC') y Alvear (SA-SA') se observan en las Figuras 5 y 6, respectivamente. Ellas fueron seleccionadas por disponer de una mejor resolución de los datos. Nótese que sobre ambos perfiles las curvas $\Delta M/\Delta\sigma$ reflejan correctamente las tendencias de las respectivas curvas de anomalías magnéticas reducidas al polo e isostáticas residuales de gravedad. En cuanto a los parámetros calculados, interpretamos que los cambios en la ordenada al origen acompañados con valores uniformes de $\Delta M/\Delta\sigma$ identifican bloques corticales diferentes. Estos bloques podrían coincidir con los terrenos neoproterozoicos-eopaleozoicos (p.e., Ramos, 1999): Chilenia, Cuyania (terreno compuesto) y Pampia (Fig. 1).

Para la sección SC-SC' en la Figura 5 pueden reconocerse de Oeste a Este:

- Terreno Chilenia (al oeste de 69,4°O): $\Delta M/\Delta\sigma$ es aproximadamente -0,0012 [SI], aunque la correlación es baja.
- Terreno Precordillera (Cuyania Occidental): en el cual se ubica el depocentro de la cuenca (aproximadamente entre 69,4° O - 68,25° O): la correlación es de alrededor del 70%, la ordenada al origen es positiva y $\Delta M/\Delta\sigma$ es aproximadamente -0,00035 [SI]. De acuerdo a las anomalías de gravedad y magnéticas se trataría de rocas de mayor densidad y menor magnetización que las adyacentes. Se observan además en las anomalías de gravedad y sus derivadas dos máximos relativos (indicados como (A) y (B) en la Figura 5) que no se registran en la señal magnética. Ellos podrían ser atribuidos a variaciones en la morfología del techo del basamento de la cuenca.

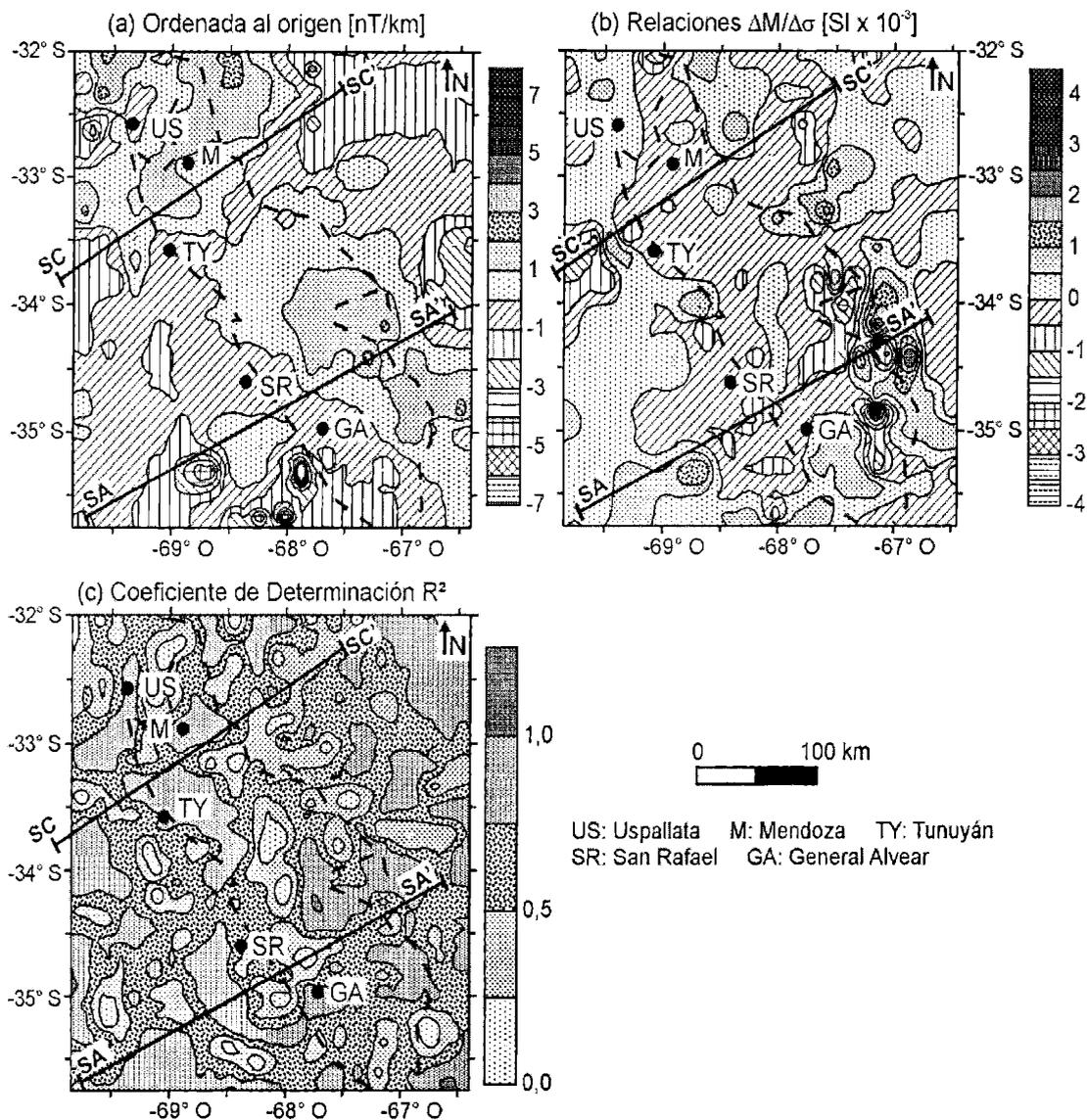


Figura 4. Análisis de Poisson espacial en el área de cuenca de Cuyana. (a) Mapas de ordenadas al origen (b) de valores estimados de la relación magnetización/densidad y (c) de los coeficientes de determinación. Se indican las secciones analizadas SC-SC' (subcuenca de Cacheuta) y SA-SA' (subcuenca de Alvear).

- Terreno Pie de Palo (Cuyania Oriental): al este 68,25° O, exhibe estimados de $\Delta M/\Delta\sigma$ y ordenada al origen todos negativos. A su vez, en las secciones de anomalías se observan zonas estables de Δg_{ri} negativas y ΔT positivas.

Para la sección SA-SA' en la Figura 6, a pesar de que los coeficientes de determinación

R^2 son de menor calidad que para el otro perfil, es posible reconocer los distintos terrenos presentes en esta región:

- Terreno Chilena (al oeste de 69° O): la relación $\Delta M/\Delta\sigma$ es positiva ($\cong 0,00065$ SI), y de acuerdo a la anomalías ΔT_{RP} y Δg_{ri} se trataría de una zona con contrastes de densidad y magnéticos positivos.

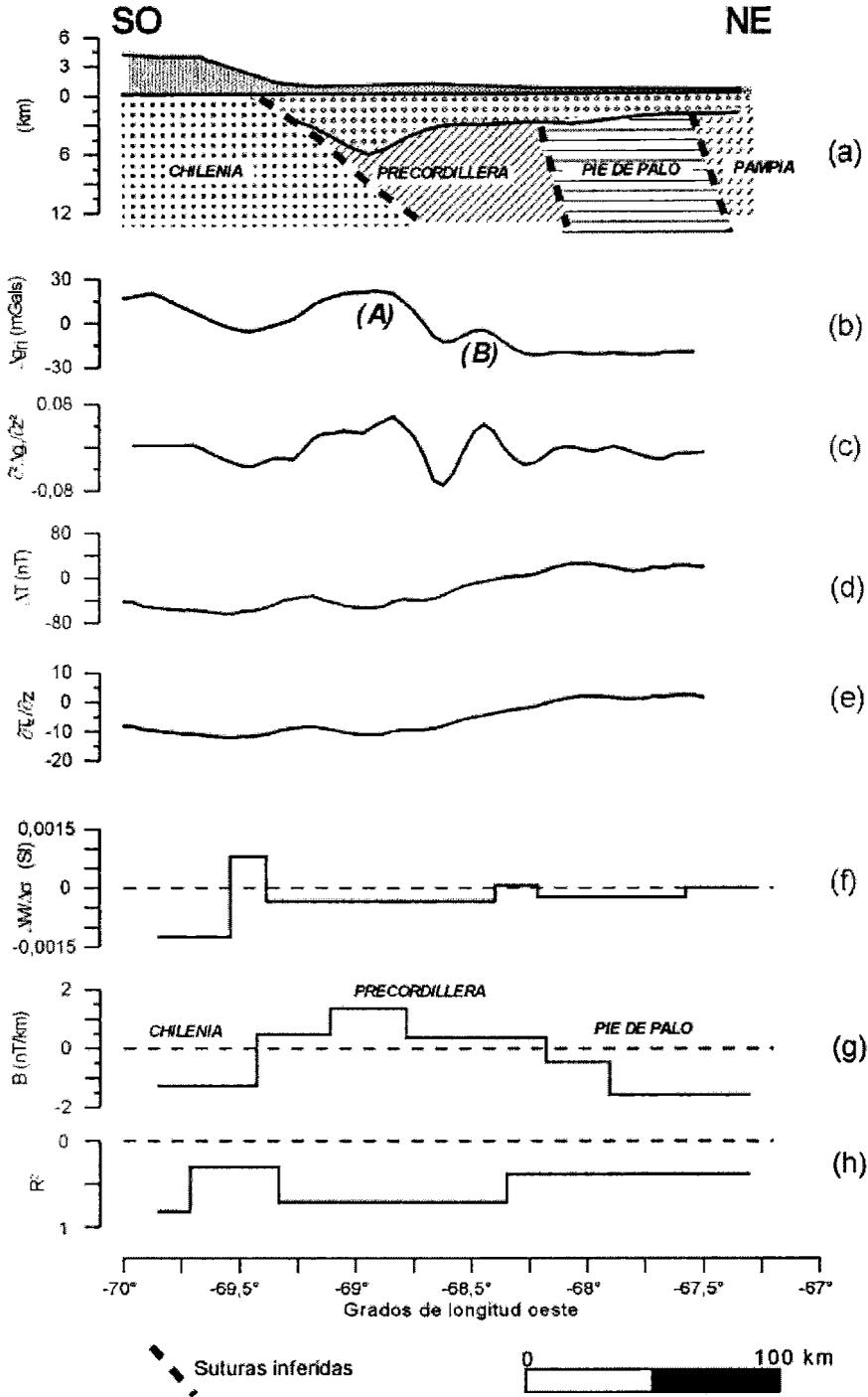


Figura 5. Análisis de Poisson sobre la sección SC-SC' a través de la subcuenca de Cacheuta. (a) Sección cortical, donde se indican los terrenos: Chilenia, Precordillera, Pie de Palo, y Pampia, de acuerdo a Ramos (1999); (b) anomalías residuales isostáticas (Δg_n); (c) $\partial^2 \Delta g_n / \partial z^2$; (d) anomalías magnéticas de componente total (ΔT); (e) $\partial \Delta T_z / \partial z$; (f) $\Delta M / \Delta \sigma$; (g) ordenada al origen de la regresión lineal (B); (h) coeficiente de determinación de la regresión (R^2).

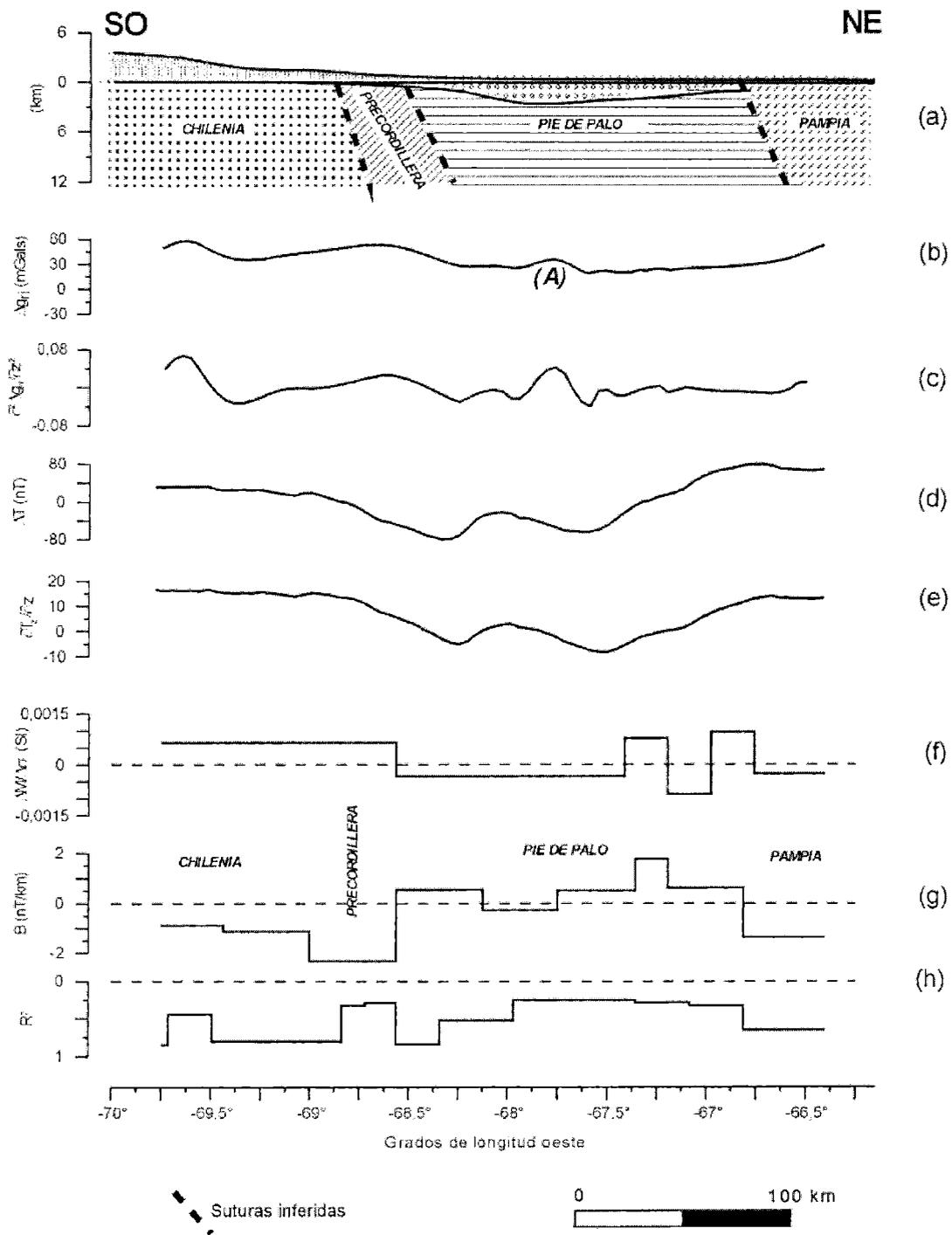


Figura 6. Análisis de Poisson sobre la sección SA-SA' a través de la subcuenca de Alvear. Se grafican: (a) sección cortical, donde se indican los terrenos: Chilenia, Precordillera, Pie de Palo, y Pampia, de acuerdo a Ramos (1999); (b) anomalías residuales isostáticas (Δg_n); (c) $\partial^2 \Delta g_n / \partial z^2$; (d) anomalías magnéticas de componente total (ΔT); (e) $\partial \Delta T / \partial z$; (f) $\Delta M / \Delta \sigma$; (g) ordenada al origen de la regresión lineal (B); (h) coeficiente de determinación de la regresión (R^2).

- Terreno Precordillera (entre 69°O y 68,6°O): se identifica a partir del cambio en la ordenada al origen, aunque no se observan cambios en la relación $\Delta M/\Delta\sigma$. La correlación es de baja calidad.

- Terreno Pie de Palo (entre 68,6°O - 66,8°O) se reconoce por el cambio a una ordenada al origen ahora positiva, acompañado por una variación a valores negativos para $\Delta M/\Delta\sigma$ (máximo de -0,0009 SI). La calidad del coeficiente de determinación es variable. El perfil de anomalías de gravedad señala un máximo local, que también es indicado por un cambio local en la ordenada al origen (identificado como (A) en la Figura 6), asociado probablemente a un alto del basamento. El ingreso al terreno Pampia (al este de 66,8° O) quedaría indicado por el pasaje a valores negativos de la ordenada al origen y de la relación $\Delta M/\Delta\sigma$. No obstante y para un mejor reconocimiento de este último bloque sería necesaria la extensión del perfil hacia el Este, a fin de descartar que los cambios aludidos sean debidos a efectos de borde.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

El análisis del teorema de Poisson para fuentes múltiples aplicado sobre las dos secciones que cruzan a la cuenca (Fig. 5 y 6), en las cuales se dispone de datos con resolución de 3-5 km, provee información correlacionable con la geología de la región. Para el caso espacial (Fig. 4), donde la distribución de datos magnéticos es irregular, los resultados son menos alentadores en cuanto a una interpretación orientada a la identificación de antiguos terrenos geológicamente reconocidos.

Con respecto a los terrenos identificados en segmentos sobre ambas secciones, en las Figuras 5 y 6 se puede observar que los parámetros determinados exhiben signos distintivos en cada latitud. Nótese que: el terreno Chilena presenta igual signo en B pero la relación

$\Delta M/\Delta\sigma$ es negativa sobre la sección norte y positiva en el perfil sur; para el terreno Precordillera ambos parámetros cambian de signo; el terreno Pie de Palo no muestra cambios en el signo de la relación $\Delta M/\Delta\sigma$ pero la ordenada al origen es negativa sobre la sección SC-SC' y mayormente positiva sobre la sección SA-SA'. Más allá de la calidad de los ajustes, estas secciones a distintas latitudes presentan características tectónicas y composicionales particulares tales como:

- la inversión tectónica durante la orogenia andina que afectó fundamentalmente la parte norte de la cuenca,

- el cambio del ángulo de subducción, de modo que la sección a través de la subcuenca de Cacheuta corresponde a una zona de transición entre subducción subhorizontal y normal, mientras que la sección que cruza la subcuenca de Alvear se encuentra sobre una región de subducción normal,

- el aumento de basicidad hacia el sur de Mendoza.

Teniendo en mente las limitaciones del método, principalmente el carácter subjetivo de la selección del tamaño de la ventana, la suposición de magnetización sólo inducida, y la hipótesis de fuente común, el análisis combinado de datos de gravedad y magnético ha probado ser útil para el estudio de la relación magnetización/densidad en el área de la cuenca Cuyana. El mapa de valores estimados de la relación magnetización/densidad puede proveer la información inicial para el modelado conjunto de datos de gravedad y magnéticos. También, los parámetros provenientes del análisis de Poisson en ventanas móviles pueden colaborar en el mapeo geológico de terrenos precámbricos pobremente expuestos como los aquí identificados. Datos de gravedad y aeromagnéticos de alta resolución contribuirían a mejorar la calidad de la interpretación.

Agradecimientos: a los revisores del manuscrito por las consideraciones y sugerencias realizadas.

REFERENCIAS

- Boll, A. y J. de la Colina, 1993. Armazón estratigráfico del Triásico-Jurásico en Atamisqui-Cuenca Cuyana-Mendoza. Actas XII Congreso Geológico Argentino y II Cong. de Exploración de Hidrocarburos. I: 33-40.
- Cordell, L. and P. Taylor, 1971. Investigation of magnetization and density of a North Atlantic seamount using Poisson's theorem. *Geophysics*, 36:919-937.
- Chandler, V. W., J. S. Koski, W. J. Hinze and L. W. Braile, 1981. Analysis of multisource gravity and magnetic anomaly data sets by moving-window Poisson's theorem. *Geophysics*, 46:30-39.
- Chandler, V. W. and K. C. Malek, 1991. Moving-window Poisson analysis of gravity and magnetic data from Pekonean orogen, east-central Minnesota. *Geophysics*, 56:123-132.
- González Bonorino, G. y F. González Bonorino, 1991. Precordillera de Cuyo y Cordillera Frontal en el Paleozoico temprano: terrenos bajo sospecha de ser autóctonos. *Revista Geológica de Chile*, 18(2):97-108.
- International Association of Geomagnetism and Aeronomy Division V, (IAGA) Working Group 8, M. Manda (chair), 2000. International Geomagnetic Reference Field - 2000. Scientific Report.
- Introcaso, A., M. C. Pacino and F. Guspi, 2000. The Andes of Argentina and Chile: crustal configuration, isostasy, shortening and tectonic features from gravity data. UNR Editora, Universidad Nacional de Rosario, Rosario, 31 pp.
- Kanasewich, E. and R. Agarwal, 1970. Analysis of combined gravity and magnetic fields in wave number domain. *Jour. of Geophys. Res.*, 75(29): 5702-5712.
- Miranda, S., 2002a. Análisis combinado de los campos de gravedad y magnético en la cuenca Cuyana (Argentina). Actas Digitales 21va. Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas AAGG:247-251. Rosario, Setiembre de 2002,
- Miranda, S., 2002b. Extensión cortical en la cuenca Cuyana (Argentina). *Revista Geofísica del IPGH*, 57:5-20.
- Miranda, S. y J. A. Robles, 2002. Posibilidades de atenuación cortical en la cuenca Cuyana a partir del análisis de datos de gravedad. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(3): 271-279.
- Ramos, V., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. *Episodes*, 11(3):1768-174.
- Ramos, V., 1993. El magmatismo triásico-jurásico de intraplaca. Relatorio XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de hidrocarburos (Mendoza, 1993) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza- V.A. Ramos (Ed.)*, Relatorio, I(8):79-86.
- Ramos, V., 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. I. Evolución tectónica de la Argentina. En: *Geología Argentina, Anales* 29(24): 715-784. SEGEMAR, Buenos Aires,
- Regan, R.D. and W. J. Hinze, 1976. The effect of finite data length in the spectral analysis of ideal gravity anomalies. *Geophysics*, 41:44-55.
- Simpson, J., R. Jachens, R. Blakely and R. Saltus, 1986. A new isostatic residual gravity map of the conterminous United States with a discussion on the significance of isostatic residual anomalies. *J. of Geophys. Res.*, 91:8348-8372.
- Snyder, D, V. Ramos and R. Allmendinger, 1990. Thick-skinned deformation observed on deep seismic reflection profiles in western Argentina. *Tectonics*, 9(4):773-788.
- Spector, A. and F.S. Grant, 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35: 293-302.

APLICACION DE FRACTALES A MUESTRAS ESTRATIGRAFICAS: CONSIDERACIONES AL ASPECTO METODOLOGICO

Lidia B. Esper¹, Otón M. Grimolizzi² y Marta I. Torres³

¹I.R.G.y S.T - Fac. de Cs. Naturales e I. M. Lillo - UNT, Félix de Olazábal 489.
San M. de Tucumán (CP4000), liesper@yahoo.com.ar;

²CONICET - I.R.G.y S.T - Fac. de Cs. Naturales e I. M. Lillo - UNT, Laprida 888 1D
San M. de Tucumán (CP 4000); grimolizzi@aol.com.

³I.R.G.y S.T - Fac. de Cs. Naturales e I. M. Lillo - UNT, San Juan 865.
San M. de Tucumán (CP4000), pirinchatb@hotmail.com;

RESUMEN

Se evalúa el potencial de esta técnica aplicada al análisis de las dimensiones fractales resultantes de las mediciones de espesores en dos perfiles de la Formación Puncoviscana a orillas de la Quebrada del Toro y del Grupo Mesón en la localidad de la Pedrera, en la provincia de Salta (noroeste argentino), donde aflora una secuencia completa (comprimida) con tres formaciones, que de base a techo son: Lizoite, Campanario y Chaulmayoc.

El comportamiento fractal se evidencia como una línea recta en un gráfica log-log de una ley potencial, donde el eje de las abscisas representa la medida del espesor del estrato y el eje de las ordenadas representa el logaritmo de N, siendo N el número de estrato con un espesor más grande que uno dado. Los apartamientos de esta recta en las zonas extremas de la escala del eje x, son interpretados como límites a la fractalidad; aún mas, algunos autores incluso distinguen intervalos de comportamiento lineal. Esto se contrapone con la esencia misma de la fractalidad cuya característica es la autosimilitud. Cuando se incluyen todas las medidas de espesores de estrato, el comportamiento no es lineal, sino cuadrático, e incluso de tercer orden. Esto se interpreta a un ordenamiento en las estructuras y que se extiende a todos los tamaños de muestras. Podemos concluir que para toda la escala dimensional es un proceso mixto, con componentes fractales de diversos órdenes.

Palabras claves: ley potencial, fractalidad, dimensión fractal, autosimilitud, estratigrafía.

ABSTRACT

Fractal property as an analysis tool is evaluated in fractal dimension calculations carried on data resulting from profile thickness measurements at the Puncoviscana formation bordering the Toro river canyon and the Mesón group in La Pedrera, both in the province of Salta (NW of Argentina). The latter exhibiting a complete (compressed) sequence of three formations (in bottom to top order): Lizoite, Campanario and Chaulmayoc.

Fractal behavior is evidenced as a straight line in a log-log plot of a power law, where abscissas represent strata thickness, ordinates the logarithm of N, N designating the number of strata with a larger thickness than a given one. Some degree of departure from a straight line can be expected both, at the lowest dimension value and at the highest value ends of x, which can be taken as limits to the fractal property. Yet some authors distinguish intervals of linear, that is, fractal behavior. Which is in contraption with fractal primary concepts such as self-similarity.

When all of the data are included, the resultant plot is no longer a straight line rather a quadratic (even a cubic) behavior is exhibited which in turn can be attributed to an order in the structures extending to

the whole sample span. Therefore, it can be concluded we are dealing with a mixed process with higher order fractal components.

Key words: power law, fractal property, fractal dimension, self-similarity, stratigraphy.

INTRODUCCION

Necesidad de métodos fractales

Los métodos estadísticos corrientes suponen que la Función de Densidad de Probabilidad (FDP) de los datos es una distribución normal. Se definen entonces medidas significativas, como por ejemplo: la media y la varianza, para caracterizar el tipo de datos. Sin embargo, cuando estos métodos se aplican a datos que tienen una distribución fractal, los resultados pueden no ser significativos. Para una distribución fractal, tanto la media como la varianza dependerán de la cantidad de datos analizados. Por ello se emplean medidas fractales apropiadas, tales como la dimensión fractal, que permiten caracterizar estos datos de manera significativa.

Las Dimensiones Fractales (D) de las formaciones geológicas del Noroeste Argentino son poco conocidas. Al presente, sólo se han investigado las formaciones terciarias (Mioceno) de la Puna Argentina (Alonso *et al.*, 1996a y b; Egüez *et al.*, 1996a; Heit, 1996, 1997) por ser portadoras de evaporitas económicas (Boratos) y las formaciones terciarias del Subgrupo Metán (Mioceno) de la Cordillera Oriental (Alonso *et al.*, 2000).

El área de distribución de las formaciones estudiadas se encuentra en la provincia de Salta (Fig. 1). Este trabajo complementa los estudios de distribución de frecuencia acumulada vs. tamaño de espesores de capas de estratos en tres perfiles estratigráficos: dos de la Formación Puncoviscana (Precámbrico-Eocámbrico) y uno del Grupo Mesón (Cámbrico s.l.), ubicados en la provincia de Salta (Esper *et al.*, 2001a y b).



Figura 1. Ubicación continental de la provincia de Salta.

Los perfiles que se ubican en afloramientos de la Fm Puncoviscana se encuentran en la ruta nacional N° 51, a orillas de la Quebrada del Toro. El primero a la altura de la localidad de Río Blanco y el segundo en El Alisal, por lo cual se denominará para su estudio, perfil Río Blanco y perfil El Alisal. En ambos aflora una secuencia turbidítica (flysch) conformada por una sucesión bitemática de grauvacas y pelitas gris verdosas levemente metamorizadas. Se trata de sedimentitas oceánicas con restos de trazas fósiles de organismos vermiformes y artropodiformes.

El perfil del Grupo Mesón se ubica en la localidad de la Pedrera, unos 10 km al SE de la ciudad de Salta, en el camino de la cuesta de La Quesera; este último perfil con sus tres formaciones, que de base a techo son: Fm Lizoite, Fm Campanario y Fm Chaualmayoc. El Grupo Mesón se apoya en discordancia angular sobre el basamento Precámbrico-Eocámbrico (Fm Puncoviscana) (Fig. 2). Hacia el techo está cubierto por rocas de edad Ordovicia. Se trata de rocas marinas, silico-

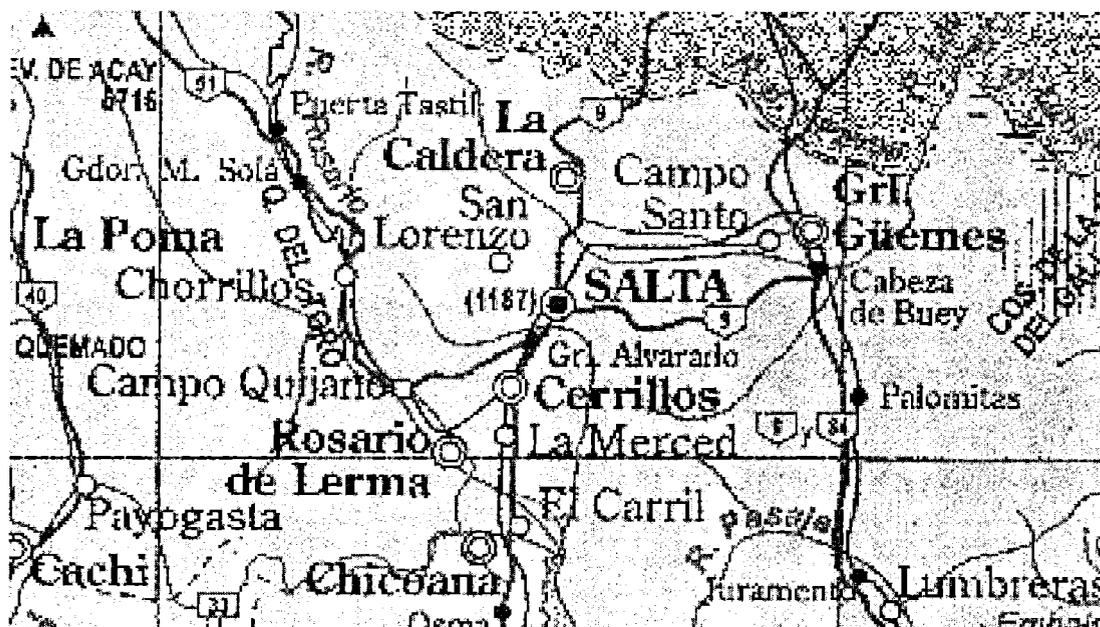


Figura 2. Mapa de la provincia de Salta donde se ubican las formaciones tratadas.

clásticas, de plataforma continental, que integran paquetes de cuarcitas (base y techo) y bancos de pelitas (sector medio) (Sánchez, 1994).

METODOLOGIA

Aproximación tradicional

“Fractal” es un término que ha sido muy refinado por definiciones por parte de autores. Fue acuñado por Benoit Mandelbrot en la década del 70 y definido como un conjunto con dimensión fraccional (no entera): “Una figura geométrica u objeto natural se dice que es fractal si combina las siguientes características: (a) sus partes tiene la misma forma o estructura que el todo, excepto que están en una escala diferente y pueden estar ligeramente deformados; (b) su forma es extremadamente irregular, o extremadamente interrumpida o fragmentada y permanece así, cualquiera sea la escala de examen; (c) contiene “elementos distintivos” cuyas escalas son muy variadas y abarcan un extenso rango” (Mandelbrot, 1975).

Un objeto fractal es entonces aquel que posee dos propiedades fundamentales: invariancia de escala (autosimilitud) y dimensión fraccionaria, siendo esta dimensión un número real positivo, a diferencia de las dimensiones topológicas.

Una distribución fractal es la única distribución estadística de escala invariante y numerosos fenómenos geológicos tienen este importante rasgo, por lo tanto, no es sorprendente que un determinado conjunto de datos geológicos responda a estadísticas fractales. (A diferentes escalas un fractal conserva la misma apariencia. El total del conjunto puede dividirse en partes tan pequeñas como se desee y estas partes son invariantes a cambios de escala. Los fractales que existen en la naturaleza tienden a ser irregulares y son autosimilares sólo en sentido estadístico; esto es, si tomamos un conjunto suficientemente grande de objetos de la misma clase y amplificamos una porción de alguno de ellos, es posible que no resulten idénticos al original, pero seguramente sí serán similares a algún otro miembro de la colección.). Los datos

provenientes de un objeto fractal en el espacio o de un proceso fractal en el tiempo consisten en unos pocos valores grandes, muchos valores medianos y un enorme número de pequeños valores. No hay un número único, tal como un promedio, que caracterice adecuadamente tales datos.

La función de densidad de probabilidad (FDP) no es normal. Típicamente, consiste en una línea recta en una gráfica de $\text{Log} [\text{FDP}(x)]$ versus $\text{Log}(x)$, indicando que tiene la forma Ax^α , la que se denomina una "ley de potencia". Uno de los métodos para identificar la propiedad fractal es utilizar la distribución de tamaños, siendo la base de este método y de la geometría fractal la relación:

$$N_n(r) = C r_n^{-D} \quad (1)$$

donde N_n representa el número de estratos con un espesor más grande que uno determinado r_n , C es una constante de proporcionalidad, y D la dimensión fractal (Barton y La Pointe, 1995). Las técnicas fractales son exploradas como herramientas de análisis y, en este caso, se aplicaron a las medidas de espesores (estratos) de los tres perfiles mencionados y oportunamente relevados. En estos valores se basa el cálculo de la dimensión fractal (D).

Los datos extraídos se acomodaron en una tabla, obteniéndose una distribución de frecuencia acumulada (N_n) vs. medida de espesor (r_n). Los logaritmos decimales de estos valores se incluyeron en un sistema de ejes de coordenadas cartesianas. Tomando logaritmo en ambos miembros de (1), resulta:

$$\text{Log } N_n = -D \text{ log } r_n + \text{log } C \quad (2)$$

Los logaritmos decimales de los valores tabulados deben satisfacer la ecuación (2) dentro de sus respectivos rangos de valores, o sea que las variables N_n y r_n deben satisfacer la ley potencial (1).

Si se ajustan a estas ecuaciones, el comportamiento debe ser fractal, lo que sig-

nifica que existe un modelo auto-similar o invariante de escala. Para ello se determina una recta de regresión en cada caso utilizando el método de mínimos cuadrados. Una estimación de la dimensión fractal está dada por el valor absoluto de la pendiente de las rectas de regresión.

Que el tamaño de la muestra aumente o decrezca dependerá del número relativo de valores pequeños comparados con los valores grandes de los datos. Así, si se incluyen muchos valores pequeños a medida que más datos son analizados, el promedio va a decrecer. Por el contrario, si hay unos pocos valores grandes incluidos, el promedio va a crecer. Que suceda alguno de estos dos casos dependerá del número relativo de valores pequeños en los datos comparado con los valores grandes. Esto es lo que el parámetro denominado "dimensión fractal" caracteriza. Para datos fractales, D cuantifica el número relativo de valores pequeños comparado con los grandes y se relaciona con la pendiente de la ecuación (2). Para los objetos fractales, D describe el número de nuevas piezas, N , de un objeto que se encuentran cuando el objeto es mirado con una resolución mas fina, o sea $D = \text{Log}(N) / \text{Log}(1/r)$.

En un contexto tradicional, que estos valores sean diferentes indica que las muestras poseen dimensiones fractales diferentes, característica que se asocia a la posibilidad de distinguir entre grupos fractales de la ley potencial. Sin embargo, no hay razón para que el exponente en una ley potencial asociada con una distribución estadística esté limitado a un rango particular (Barton y La Pointe, 1995). La dimensión (D) puede tomar cualquier valor en estratigrafía como en otros casos.

RESULTADOS

La Figura 3 presenta la gráfica del logaritmo natural del número de muestras vs. tamaño de muestra de las formaciones de Río Blanco

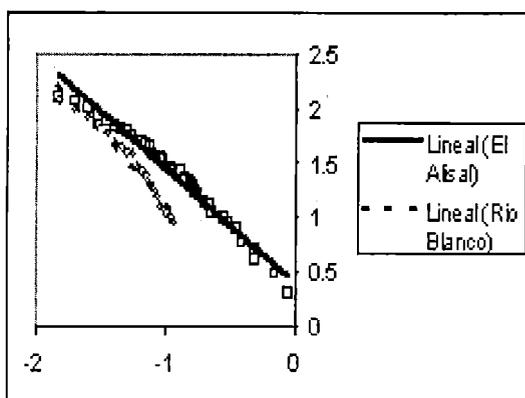
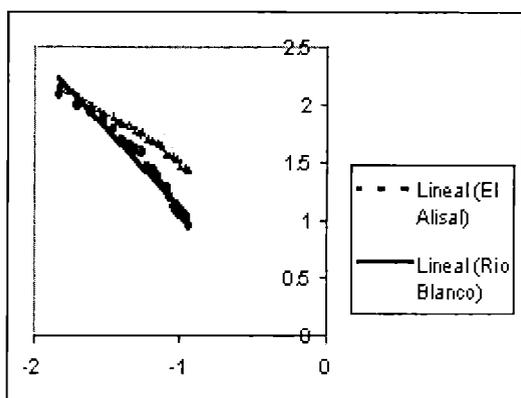


Figura 3. Ajuste lineal que representa la gráfica del logaritmo natural del número vs. tamaño de muestra, aplicado a las formaciones de Río Blanco y El Alisal, tratadas en el intervalo común (0,015 – 0,115) m.

Figura 4. Logaritmo natural del número vs. tamaño de muestra con el ajuste lineal de los datos para todo el rango de muestras disponible, es decir Río Blanco en el rango [0,015 – 0,115] m y El Alisal en el rango [0,015 – 0,9] m.

y El Alisal, con las líneas de tendencia, tratadas en el intervalo común [0,015 – 0,115] m. Las descripciones (intervalos de muestreo) y resultados, es decir líneas de tendencia (recta de regresión) y R^2 (coeficiente de determinación) de las Figuras 1, 2 y 3 se presentan en la Tabla 1.

[0,015 - 0,115] m y El Alisal en el rango [0,015 - 0,9] m. Aquí cambia la pendiente de la recta de ajuste (Tabla 1).

La Figura 4 presenta el logaritmo natural del número de muestras vs. tamaño de muestra con el ajuste lineal de los datos de estas mismas formaciones para todo el rango de muestras disponible, es decir Río Blanco en el rango

La Figura 5 muestra el logaritmo natural del número de muestras vs. tamaño de muestra de las formaciones del Grupo Mesón: Campanario, Chahualmayoc y Lizoite en todo el intervalo [0,05 - 0,65] m y las rectas de tendencia. En esta figura los desajustes son aún mayores y se evidencia claramente que la tendencia admite ajuste cuadrático a los datos.

Tabla 1. Ecuaciones de las rectas de ajuste para las muestras de las figuras 3, 4 y 5. El coeficiente de determinación se presenta en la última columna.

Fig.	Formación	Rango muestras (m)	Ecuación ajuste	R^2
3	Río Blanco	0,015 – 0,115	$y = -1,3484x - 0,2299$ $y = -0,7998x + 0,7121$	0,9610 0,9805
4	Río Blanco	0,015 – 0,115	$y = -1,3484x - 0,2299$	0,9610
4	El Alisal	0,015 – 0,9	$y = -1,0367x + 0,4118$	0,9772
5	Chahualmayoc	0,05 – 0,65	$y = -1,2484x + 0,4256$	0,7200
5	Campanario	0,05 – 0,65	$y = -1,3094x + 0,5085$	0,9413
5	Lizoite	0,05 – 0,65	$y = -1,1467x + 0,9053$	0,8336

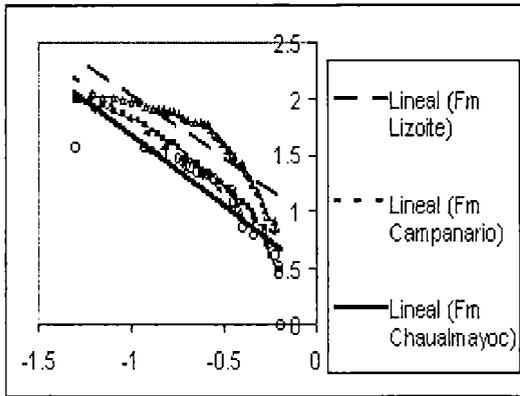


Figura 5. Logaritmo natural del número de muestras vs. tamaño de muestra con el ajuste lineal de los datos para el Grupo Mesón: Campanario, Chaualmayoc y Lizoite en todo el intervalo [0,05-0,65] m y para las formaciones de Río Blanco, intervalo (0,015–0,115) y El Alisal, intervalo (0,015–0,9).

La Figura 6 presenta la gráfica del logaritmo natural del número de muestras vs. tamaño de muestra de las formaciones de Río Blanco en los intervalos de [0,015 - 0,115] m y El Alisal en [0,015 - 0,9] m, con ajuste cuadrático de tendencia. Las ecuaciones del ajuste cuadrático y los coeficientes de determinación se proveen para esta figura y las 5 y 6 en Tabla 2 y su continuación.

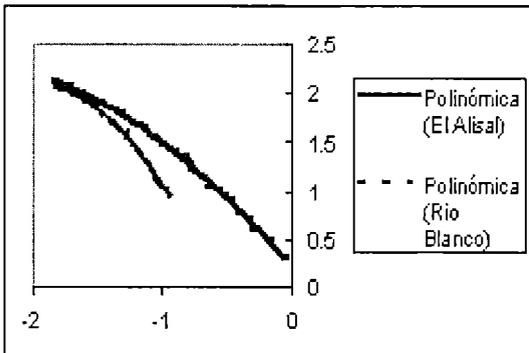


Figura 6. Logaritmo natural del número de muestras vs. tamaño de muestra para las formaciones de Río Blanco en los intervalos de [0,015–0,115] m y El Alisal en [0,015–0,9] m, con ajuste cuadrático.

Tabla 2. Dimensiones fractales calculadas a partir de ajuste lineal para cada una de las formaciones del grupo.

Fig.	Formación	Rango (m)
6	Río Blanco	0,015–0,115
6	El Alisal	0,015–0,9
7	Chahualmayoc	0,05–0,65
7	Campanario	0,05–0,65
7	Lizoite	0,05–0,65
8	Chahualmayoc	0,05–0,65
8	Campanario	0,03–0,67
8	Lizoite	0,04–0,90

Tabla 2 (continuación). Ecuaciones del ajuste cuadrático y los coeficientes de determinación para las Figuras 6, 7 y 8.

Ecuación ajuste	R ²
$y = -1,0148x^2 - 4,0833x - 2,003$	0,9952
$y = -0,2847x^2 - 1,567x + 0,2153$	0,9969
$y = -1,7903x^2 - 3,6825x - 0,261$	0,9257
$y = -0,9887x^2 - 2,7261x + 0,0937$	0,9882
$y = -1,7732x^2 - 3,5591x + 0,2224$	0,9825
$y = -1,7903x^2 - 3,6825x - 0,261$	0,9257
$y = -1,0397x^2 - 2,9121x - 0,0942$	0,974
$y = -1,6588x^3 - 5,3783x^2 - 5,9451x - 0,2734$	0,9914

El logaritmo natural del número de muestras vs. tamaño de muestra de las formaciones del grupo Mesón: Lizoite, Campanario y Chahualmayoc para el intervalo común de muestreo (0,05 - 0,65) m, con ajuste cuadrático de tendencia se muestra en la Figura 7. Las ecuaciones del ajuste cuadrático y los coeficientes de determinación se proveen en Tabla 2. Mientras que el logaritmo natural del número de muestras vs. tamaño de muestra de las mismas formaciones del grupo Mesón: Lizoite, Campanario y Chahualmayoc, con

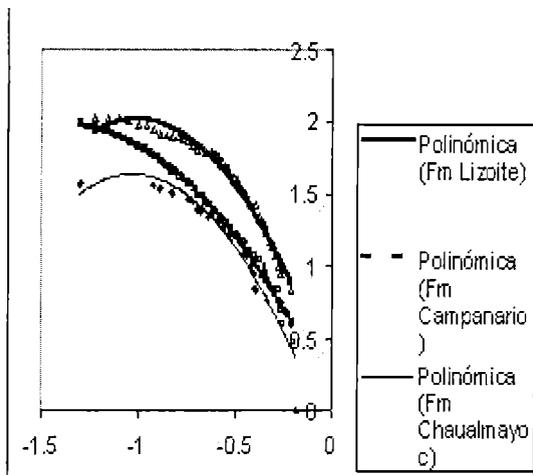


Figura 7. Logaritmo natural del número de muestras vs. tamaño de muestra de las formaciones del grupo Mesón: Lizoite, Campanario y Chahualmayoc para el intervalo común de muestreo (0,05 – 0,65) m con ajuste cuadrático de tendencia.

todos los datos y en los intervalos de muestra Chahualmayoc (0,05 - 0,65) m; Campanario (0,03 - 0,67) m y Lizoite (0,04 - 0,9) m, se

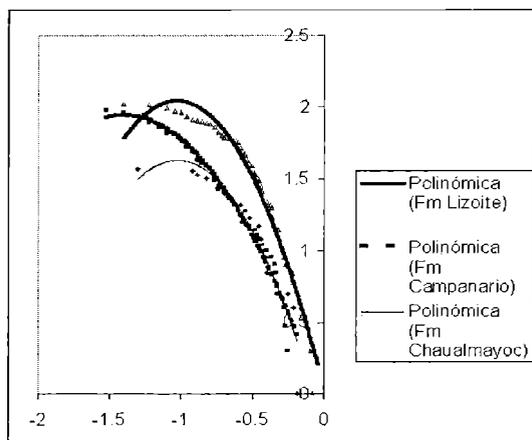


Figura 8. Logaritmo natural del número de muestras vs. tamaño de muestra de las mismas formaciones del grupo Mesón: Lizoite, Campanario y Chahualmayoc, con todos los datos y en los intervalos de muestra Chahualmayoc (0,05 – 0,65) m; Campanario (0,03 – 0,67) m y Lizoite (0,04-0,9) m. La Fm Lizoite admite también un ajuste cúbico, por la dispersión del último valor de muestreo a la izquierda de la gráfica.

muestra en la Figura 8. En esta figura, al incluirse mas datos, la Fm Lizoite admite un ajuste cúbico, por la dispersión del último valor de muestreo a la izquierda de la gráfica. Las ecuaciones del ajuste cuadrático y superior y los coeficientes de determinación se proveen en Tabla 2 y su continuación.

En la Figura 9 se muestra el logaritmo natural del número de muestras vs. tamaño de muestra de las cinco formaciones para el rango completo de muestras. Las ecuaciones ajuste cuadrático son:

Fm Campanario: $y = -1,0282x^2 - 2,8301x + 0,0416$, con $R^2 = 0,9845$

Fm Chahualmayoc: $y = -1,3701x^2 - 2,9712x + 0,0059$, con $R^2 = 0,9744$

Fm El Alisal: $y = -0,3758x^2 - 1,8127x + 0,0554$, con $R^2 = 0,9941$

Fm Lizoite: $y = -1,6512x^2 - 3,4725x + 0,2214$, con $R^2 = 0,9783$

Fm Río Blanco: $y = -1,0148x^2 - 4,0833x - 2,003$, con $R^2 = 0,9952$

En esta figura se ve claramente que el ajuste cuadrático es adecuado para las formaciones estudiadas. Se aprecian dife-

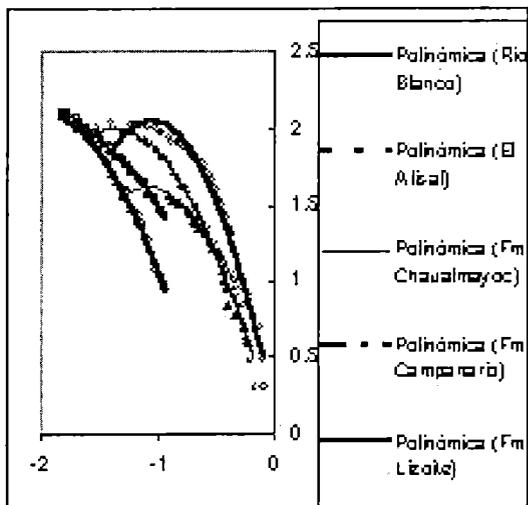


Figura 9. Logaritmo natural del número de muestras vs. tamaño de muestra para las cinco formaciones y para el rango completo de muestras.

rencias en el grado de curvatura, con la concavidad siempre hacia abajo.

La dimensión fractal D ha sido propuesta como parámetro de identificación de estratos. Esta dimensión se calcula a partir de la pendiente de la recta de ajuste. Aquí las rectas de ajuste tienen pendientes distintas y las curvas de ajuste cuadrático diferentes curvaturas y coeficientes, lo que permite inferir diferencia de procedencia. Los estratos se formaron en períodos geológicos diferentes y, aunque presentan efectos similares en sus afloramientos, no necesariamente puede atribuírseles haber sufrido el mismo proceso. Las dimensiones fractales calculadas a partir de ajuste lineal para cada una de las formaciones del grupo se presentan en Tabla 3.

ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

Un problema operacional del cálculo de la dimensión fractal es la estimación de la pendiente. No hay una forma única de su estimación y diferentes métodos pueden dar resultados muy distintos. La pendiente puede ser estimada por una regresión lineal u otras técnicas modelos de curva de ajuste. Lo relevante es emplear la misma técnica para todas las muestras.

Hay autores que utilizan un rango de valores parciales de muestras en el gráfico para calcular la pendiente mientras que otros investigadores utilizan la escala completa. Disentimos con este método pues no representa la independencia de escala requerida. Las gráficas (aún suponiendo ley potencial) evidencian dependencia con la cantidad de datos incluida porque cambian las pendientes de las rectas de ajuste. Y esto sin recurrir a un ajuste cuadrático.

Con un criterio 'tradicional', adoptado por diversos autores, se esperaría que la distribución de frecuencia acumulada vs. medida de espesor de estratos, correspondientes a los perfiles estudiados, sea fractal

Tabla 3. Dimensiones fractales calculadas a partir de ajuste lineal para cada una de las formaciones del grupo.

Rango muestra (m)	Formación/perfil	D
0.015-0.115	Río Blanco	1,35
0.015-0.115	El Alisal	0,80
0.015-0.9	El Alisal	1,04
0.05-0.65	Lizoit	1,5
0.5-0.65	Campanario	1,1
0.05-0.65	Chahualayoc	1,5
0.04-0.2	Lizoite	0,34
0.04-0.2	Campanario	0,75
0.22-0.9	Lizoite	2,64
0.22-0.67	Campanario	2,05
0.12-0.65	Chahualmavoc	1,66

dentro de un cierto rango de valores de la medida de los estratos, lo que implica un comportamiento de invariante de escala para este rango. Esto plantea dudas acerca de la fractalidad de las muestras porque contradice el concepto de invariancia de escala. De hecho, lo verdaderamente significativo en ciencias son los "invariantes" y la ciencia ha consistido básicamente en la búsqueda de esos invariantes. Se ha llegado a atribuirles la realidad del comportamiento y propiedades del sistema a estas entidades que no son tan reales y que parecen diferentes bajo diferentes condiciones, pero resultan invariantes cuando se sabe cómo mirarlas.

Esto cambia la perspectiva: porque hay costumbre de trabajar con datos a partir de experimentos y a aceptar estos datos como medidas de la realidad. Para los sistemas fractales, la realidad es el invariante. Es este invariante, no los datos, los que se reproducen experimento a experimento, proporcionando información acerca del sistema. En nuestro caso, el invariante es la "dimensión fractal", definido en un espacio de variables transformadas. Lo que se analiza en este trabajo es la aplicabilidad de estos conceptos a muestras estratigráficas obtenidas en afloramientos. Son estructuras geológicas sometidas a esfuerzos de compresión en primer lugar, lo

que llevó a plegamientos y luego elevación por encima del nivel. A esto se superpone luego un esfuerzo de corte por deslizamiento que produce el “afloramiento”. Pero aquí aparece un error sistemático: si bien existen trabajos en la literatura que destacan las propiedades fractales de las muestras estratigráficas, cabe preguntar cuáles estratos son reportados y en cuál rango de muestras. Si el estrato quedara al descubierto por un proceso de erosión (por ejemplo: un cañón producido por un río) y no estuvo sujeto a esfuerzos que determinaron su constitución en plegamiento, es muy probable que tenga estructura fractal de primer orden y configure una ley potencial en lo atinente a tamaño vs. número de la muestra. Sin embargo, se persiste en señalar que pueden aparecer apartamientos de esta recta en los extremos de tamaños grandes y pequeños del rango de las muestras y no considerar, como en este caso, que hay un excelente ajuste de orden cuadrático. Los estratos estudiados sufrieron esfuerzos y reflejan estos procesos exhibiendo tensionamiento, que se piensa está vinculado a la aparición de concavidad hacia abajo y consistente predominancia del ajuste cuadrático sobre el lineal.

Yendo a los apartamientos de la línea recta en los límites del intervalo, que parece ser admitido como “normal”, Wright (1996) expresa: “...Hay varios defectos y sutilezas en las diversas definiciones de dimensiones fractales. Un problema serio es que para ciertos subconjuntos compactos, el límite de $\log(N(\epsilon))/\log(\epsilon)$ puede no existir... Sin embargo existen conjuntos compactos para los cuales las dos definiciones distintas de dimensión llevan a resultados diferentes. Los aspectos patológicos de la dimensión han requerido de profundos estudios analíticos para ser delineados. En aplicaciones en ciencias naturales, usualmente uno asume el punto de vista de que los fractales que aparecen en la naturaleza tienen buen comportamiento con respecto al cálculo de sus

dimensiones. Esto es un tanto irónico ya que la génesis de la “geometría fractal de la naturaleza” era el rechazo a que la naturaleza debiera ser descrita por los objetos suaves de la geometría clásica...” Y se está frente a una patología. Lo menos que puede inferirse es que los estratos pueden contener componentes fractales de primer orden y exhibir un “modelado” por esfuerzos mecánicos por los afloramientos. Los tamaños de las muestras que provienen de los estratos reflejarán estos esfuerzos y con mucho más razón la dimensión fractal, más genuina en lo referente a información acerca del sistema.

Pero no debe pensarse que esta “patología” resulte extraña. Sucede simplemente que el esfuerzo de autores se dirige en muchos casos a verificar que las muestras estratigráficas tengan la propiedad del comportamiento fractal (de primer orden). Ahora surge que, de acuerdo a la ley de potencias no es fractal. Y esto es así, pues al ajustarse polinomios de segundo grado (y 3ro. en un caso), resultaron en coeficientes de determinación mucho mejores que a una recta de regresión.

Resta dilucidar cual invariante afecta al comportamiento en estos casos. Para ello deben hacerse algunas consideraciones. Cuando hay ajuste cuadrático, si se desea a toda costa obtener alguna invariancia, como la pendiente de la recta como estimador de la dimensión fractal, necesariamente debe admitirse un segundo orden de invariancia, que podría asociarse a energía potencial (tensionamiento) o trabajo de deformación. También, en algunos ejemplos, se identifica un máximo en esta curva ajustada, indicativo de un tamaño de muestra predominante. Cuando la FDP tiene la forma de una ley de potencia fractal, los promedios medidos dependen de la cantidad de datos analizados. Las medias de la muestra no tienden a un valor límite a medida que se recolecten más datos. No existe un único valor que podamos identificar como el valor medio “correcto”. Por eso mismo no existe una media

de la población. Esto no se desprende de las gráficas resultantes. La idea de características fractales de orden superior al primero, tiene algunos antecedentes (Ait-Kheddache, 1988).

CONCLUSIONES

Si bien del análisis se obtuvo una buena correlación lineal entre las magnitudes, ya que el coeficiente de determinación para los perfiles estudiados llega en algunos casos a superar el valor de 0,91, debe concluirse que una regresión lineal con un alto coeficiente de determinación no es diagnóstica de un comportamiento fractal de primer orden pues, como en este caso, puede existir un ajuste cuadrático y aún cúbico mejor;

- 1) Si se va a trabajar con fractales, sería recomendable definir un parámetro de muestreo geológico concomitante con esta técnica para mejorar la capacidad de diferenciación. En este sentido aventaja a las técnicas estadísticas convencionales por su versatilidad;
- 2) En todos los casos, no es recomendable distinguir de manera inmediata un comportamiento fractal, porque las muestras admitidas como representativas del sistema pueden presentar efectos de procesos que no resulten en comportamiento fractal de primer orden o se superpongan a una fractalidad existente de este orden, o que la fractalidad aparezca después, mas aún, podrían ser simultáneos;
- 3) Puede concluirse entonces que para toda la escala dimensional no es un proceso fractal de primer orden;
- 4) Se propone paralelamente el estudio de esta curvatura para determinar si hay efectivamente invariancia de orden superior, asociada a esfuerzos sobre el sistema;
- 5) Puede trabajarse también en la eliminación de esta característica y desarrollar una mejor estimación de una magnitud invariante fractal de primer orden adecuada a propósitos de identificación de estratos u otros.

REFERENCIAS

- Ait-Kheddache, A., 1988. Classification of textures using higher-order fractal dimensions, Proceedings of the first international conference on Industrial and engineering applications of artificial intelligence and expert systems, vol. 2, Tullahoma, Tennessee, USA, patrocinado por SIGART: ACM Special Interest Group on Artificial Intelligence. ISBN:0-89791-271-3
- Alonso, R.N., R.E. Egüez, B.S. Heit, y M.I. Ibáñez, 1996,a. Análisis Fractal de secuencias boratíferas terciarias de la Puna Argentina. Revista del Inst. de Geología y Minería, 11(1): 1-6. Jujuy.
- Alonso, R.N., R.E. Egüez, B.S. Heit y M.I. Ibáñez, 1996,b. "Característica fractal de una secuencia boratífera terciaria de la mina Santa Rosa. Actas del XII Congreso Geológico de Bolivia, 1:383-389. Tarija (Bolivia).
- Alonso, R.N., R.E. Egüez, C. Galli, I.M. Ibáñez y H. Funes, 2000. Cálculo de la Dimensión Fractal del Subgrupo Metan (Mioceno), Salta, Argentina. Memorias del XIV Congreso Geológico Boliviano, 238-243. La Paz.
- Barton, C.C. and P.R. La Pointe, 1995. Fractals in the Earth Sciences. Plenum Press. New York.
- Cox, B.L. and J.S.Y. Wang, 1993. Fractal Surfaces: measurement and applications in the Earth Sciences. Fractals, 1:87-115.
- Egüez, R.E., R.N. Alonso, M.I. Ibáñez y B.S. Heit, 1996a. Dimensiones fractales de una secuencia boratífera de la Puna argentina. Actas XLVI Reunión Anual de Comunicaciones Científicas de la Unión Matemática Argentina. Salta.
- Esper .L.B., R. Egüez y R. Alonso, 2001a. Cálculo de la Dimensión Fractal de la Formación Puncoviscana (Precámbrico-Eocámbrico), Salta. Publicado en la Serie Monográfica y Didáctica 41:60. (ISSN 0327-5868). V Jornadas de Comunicaciones. F.C.N.e I.M.L., UNT.
- Esper .L.B., R. Egüez y R. Alonso, 2001b. Análisis de la Dimensión Fractal del Grupo Mesón (Cambriano) En La Pedrera, Salta. Publicado en la Serie Monográfica y Didáctica 41:61. (ISSN 0327-5868). V Jornadas de Comunicaciones de F.C.N. e I.M.L., UNT.

- Heit B. (1996): "Análisis fractal de una secuencia evaporítica cuaternaria Laguna Salinas, Perú". Actas de la IV RADEG. U.N.S. Bahía Blanca, Argentina.
- Heit B. (1997): "Estudio del Comportamiento Fractal de Secuencias Cenozoicas de la Puna Argentina". Tesis profesional para obtener el título de Geólogo. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales. Escuela de Geología. Argentina.
- Mandelbrot, B. B. 1975. Les Objects Fractals: Forme, Hazard et Dimension. Flammarion-París.
- Manning, C.E. 1994. Fractal clustering of metamorphic veins. *Geology*, 22:335-338.
- Sánchez, M.C., 1994. El Grupo Mesón (Cámbrico) en el tramo austral de la Cordillera Oriental Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta, pp.248.
- Turcotte, D.L. 1992. Fractal and Chaos in Geology and Geophysics. Cambridge University Press. Cambridge.
- Wright, D.J. 1996, página Web:
<http://www.math.okstate.edu/mathdept/dynamics/lecnotes/node37.html>, 19 de agosto.

RELEVAMIENTO GRAVIMETRICO PILOTO DE ALTA RESOLUCION: APLICACION A LA DETERMINACION DEL WEATHERING.

*M. Patricia Martínez¹, Mario E. Giménez¹, Francisco Ruiz Cobos²,
Antonio Introcaso³ y Juan La Vecchia⁴*

¹CONICET. Instituto Geofísico Sismológico Ing. F. S. Volponi. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan. Av. Ignacio de la Roza y Meglioli. Rivadavia. San Juan. CP: 5400. mpm@unsj-cuim.edu.ar

²Instituto Geofísico Sismológico Ing. F. S. Volponi. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan. Av. Ignacio de la Roza y Meglioli. Rivadavia. San Juan. CP: 5400.

³ CONICET. Instituto de Física de Rosario. Universidad Nacional de Rosario.

⁴ Chevron San Jorge S.A.

RESUMEN

Se presenta un nuevo trabajo que demuestra las bondades de la microgravedad, a partir de la era de gravímetros digitales. Se determinan los parámetros físicos de la zona del weathering, empleados para el cálculo de las correcciones estáticas en exploración de hidrocarburos. A través de una aplicación concreta de ésta técnica, se demuestra además que no sólo es más ágil y económica, sino que el método es más eficiente en cuanto a la determinación de cuerpos anómalos que son inadvertidos por las clásicas técnicas empleadas en la prospección.

Palabras claves: microgravedad - weathering - corrección estática

ABSTRACT

The present investigation demonstrates the advantages of microgravity results obtained with a digital gravimeter. This method was used for the determination of the physical parameters of the weathering zone which are used for the calculation of static corrections in hydrocarbon exploration. Through a concrete application of this technique, it is furthermore shown that it is not only time saving and economical, but also more efficient for the determination of anomalous bodies which are unnoticed by the conventional techniques in current use for prospecting.

Keyword: microgravity - weathering - static corrections

INTRODUCCION

Es bien conocido en el ambiente de la prospección sísmica, que uno de los factores que introduce error en la interpretación de los horizontes sísmicos es la determinación de la zona de weathering. Una evaluación incorrecta de los parámetros de velocidad y espesor de esta capa, conducirían fácilmente a obtención de estructuras ficticias (Dobrin, 1961). Esta zona de baja velocidad, produce un retardo de

la onda sísmica que se propaga a través de ella y por consiguiente un aumento de tiempo de tránsito. La importancia de la determinación de esta capa de baja velocidad se puede resumir según Telford *et al.* (1990) en: 1) La absorción de la energía sísmica es alta en ésta zona. 2) la baja velocidad y los rápidos cambios en las velocidades producen un efecto desproporcionado sobre los tiempos de tránsito de la onda sísmica. 3) los marcados cambios de velocidad en la base de la capa de baja ve-

locidad exageran las curvaturas de los rayos sísmicos tal que su tránsito a través ésta capa sea casi vertical sin tener en cuenta su dirección de tránsito bajo la capa de baja velocidad y 4) un muy alto contraste de impedancia acústico en la interface weathering - subweathering, crean un excelente reflector, que acentúa las reflexiones múltiples.

A través del tiempo, se han practicado numerosas metodologías que intentan mejorar ésta técnica. Una de ellas consiste en la eliminación total de la capa meteorizada colocando todos los detectores en su base. En otra, se sustituye la capa meteorizada por otra de material de alta velocidad del subwethering. También, se hace uso de los tiempos de los primeros arribos de los registros de reflexión. En otros casos, se efectúan dromocronas horizontales, como son las conocidas técnicas de refracción y últimamente upholes que llegan hasta la zona del subweathering, interpolándose las velocidades y espesores obtenidos en cada uno de ellos. Mediante éste último método, se obtienen muy buenos resultados en las cercanías del uphole, pero es un método muy costoso para realizarlo en forma continua sobre una región a investigar.

En el presente trabajo se propone una metodología que si bien ha sido probada anteriormente con resultados aceptables (Profeta *et al.*, 1995), creemos que con los modernos gravímetros digitales, se mejora sensiblemente. Por otro lado la reciente incorporación de la microgravimetría, en trabajos de prospección está dando resultados asombrosos ej., Yule *et al.*, 1998; Hare *et al.*, 1999.

El método consiste en la obtención de las ondulaciones de la interface weathering - subweathering y la determinación de los parámetros físicos (velocidad - espesor), necesarios para el cálculo de las correcciones estáticas, mediante el empleo de una técnica más expeditiva y menos costosa como lo es la microgravedad. Asimismo, se pueden aprovechar las bondades de los métodos potenciales

para la detección de cuerpos anómalos, que producen alteraciones en las velocidades de tránsito de las ondas compresionales, que a veces son inadvertidas por las metodologías usualmente empleadas.

UBICACION DEL AREA DE TRABAJO

El relevamiento de microgravedad se realizó sobre la línea sísmica R238 del área de prospección de Chevron San Jorge S. A., en Puesto Galdame - Provincia de Río Negro. La línea se ubica aproximadamente a 35 km de la ciudad de General Roca (Pcia. Río Negro) y a 9 km de la Ruta N° 6, a la altura del Yacimiento Loma Negra de la misma compañía, como se indica en la Figura 1.

Del relevamiento geológico surge que los suelos de la zona son depósitos superficiales de gravas, arenas, frecuentemente con contenidos de yeso, generalmente en las formaciones de los afloramientos pre cuaternarios. En algunas expresiones cerradas de barreales se encuentran depósitos sedimentarios limoarcillosos. En general son suelos inmaduros, que no han sufrido alteraciones importantes.

DATOS

La información planialtimétrica de la línea R238 fue elaborada por la Compañía Veritas DGC LAND, con estaciones equiespaciadas cada 60 metros y con una precisión promedio en altitud de 0.10 metros. Se contó con la información de cuatro upholes realizados sobre la misma línea R238, ubicados en las estaciones: E.228, E.255, E.291 y E.315 respectivamente.

Sobre la línea R238 y entre las estaciones E.238217 y E.238341 se realizaron 124 determinaciones gravimétricas de precisión, con un espaciamiento aproximado de 50 metros (Figura 1). Se utilizó un gravímetro de

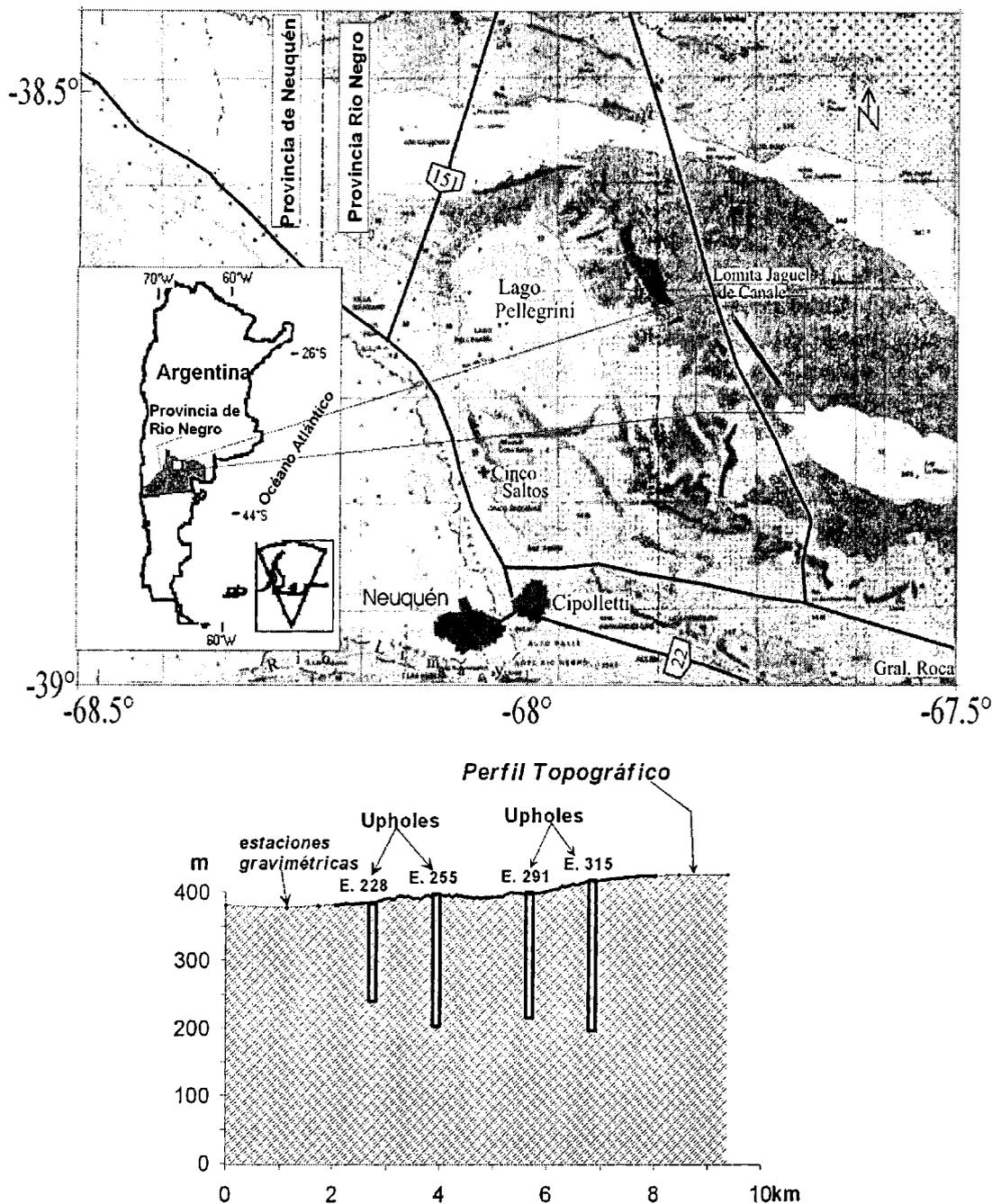


Figura 1. Arriba: Ubicación geográfica de la zona en donde se relevó el perfil de microgravedad. Comprende la zona Norte de Río Negro, en el puesto Galdame. Abajo: Perfil topográfico. Ubicación de los upholes y estaciones gravimétricas.

última generación marca Scintrex Autograv CG3, con resolución de 0.005 mGal. Este gravímetro realiza lecturas automáticamente corregidas por: marea lunisolar, temperatura, desvío de la vertical y deriva instrumental, mediante el software interno.

Se efectuaron lecturas de precisión con 3 ciclos de observación de 30 segundos de duración (en cada ciclo se promedian 30 lecturas tomadas cada segundo), con estaciones base de control y cierres dentro de la hora (1 hs), para controlar la estabilidad del aparato. El error obtenido es del orden de ± 0.01 mGal. En este sentido, se utilizaron tres puntos de control de deriva del instrumental en la misma línea, enumerados como: Grav1, Grav2 y Grav3. Con el fin de evitar errores de borde, esta línea gravimétrica fue extendida con seis puntos ubicados: tres en el extremo sur (Grav4, Grav5 y Grav6) y los restantes (Grav7, Grav8 y Grav9) en el extremo norte (con espaciamiento progresivamente en aumento entre 300 metros y 1500 metros).

Los valores de gravedad fueron referidos al Nodal N62 de la Plaza de la ciudad de Neuquen (Pcia. Neuquen) y vinculados a la estación gravimétrica fundamental de Miguelete (Bs. As.), con $g = 979690.03$ mGal.

Es importante aclarar que una vez obtenidas las observaciones gravimétricas se le practicaron las reducciones convencionales: Aire Libre, Bouguer y Topográficas (esta última resultó ser prácticamente constante a lo largo del perfil y no supera los 8 μ Gal).

METODOLOGIA

Las velocidades medias ponderadas de los diferentes estratos atravesados por los upholes, son transformadas a densidades y estas utilizadas luego para calcular el efecto gravimétrico de estos estratos.

De esta forma, a partir de la ubicación de los upholes sobre la línea sísmica, se procedió al cálculo de la velocidad media pesada para

cada uno de ellos, mediante la ec. 1, (utilizada entre otros por Chistensen and Money, 1995):

$$VM_{uh} = \frac{\sum V_i * e_i}{\sum e_i} \quad (1)$$

donde:

i: es la cantidad de horizontes

V_i : velocidad para cada horizonte atravesado por el uphole

e_i : espesores promediados de cada horizonte

VM_{uh} : velocidad media ponderada para cada uphole

Resultando:

$$VM_{uh228} = 3331.51 \text{ m/s}$$

$$VM_{uh255} = 2809.72 \text{ m/s}$$

$$VM_{uh291} = 2822.70 \text{ m/s}$$

$$VM_{uh315} = 2289.28 \text{ m/s}$$

Las VM_{uh} así obtenidas fueron usadas para calcular las densidades utilizando relaciones estadísticas como las de: Nafe y Drake (1958), Gardner *et al.* (1974) y Barton (1986). Para la zona analizada resultaron más apropiadas las calculadas con la expresión de Gardner *et al.* (1974) (ec. 2), debido a que los valores obtenidos se asemejan a los de densidades obtenidas del muestreo de campo.

$$\sigma_{uhj} = 0.23 * (VM_{uhj})^{0.25} \quad (2)$$

siendo:

σ_{uhj} : densidad media para cada uphole

VM_{uhj} : velocidad media ponderada para cada uphole

Aplicando (2), obtenemos:

$$\sigma_{uh228} = 2.35 \text{ g/cm}^3$$

$$\sigma_{uh255} = 2.25 \text{ g/cm}^3$$

$$\sigma_{uh291} = 2.25 \text{ g/cm}^3$$

$$\sigma_{uh315} = 2.14 \text{ g/cm}^3$$

Luego a partir de la clásica expresión:

$$AB = g_{obs} - (0.04193 \sigma_B - 0.3086) * h \quad (3)$$

donde:

AB: Anomalía de Bouguer

g_{obs} , gravedad observada y corregida por latitud con el IGSN (1967);

$0.04193 \sigma_B * h$: Corrección de Bouguer, asumiendo una losa plana indefinida con altura h y densidad media de las rocas por encima del nivel de referencia ($\sigma_B = 2.67 \text{ g/cm}^3$).

h : altura de la estación desde el nivel de referencia en metros.

$0.3086 * h$: corrección de aire libre, tomado como gradiente vertical normal en mGal/m (Introcaso, 1997).

Se tomaron las densidades medias de cada uphole y se evaluó el efecto gravimétrico de una placa horizontal ($G_{placa j}$) con centro en el uphole, mediante la siguiente expresión:

$$G_{placaj} = 0.04193 (\sigma_{wij} [\text{g/cm}^3] - 2.67 [\text{g/cm}^3]) * \Sigma e_i \quad (4)$$

Los valores de gravedad obtenidos mediante la ec. (4) fueron interpolados utilizando una expresión matemática (recta) que ajusta por mínimos cuadrados. Esta última, representa a la Anomalía Regional de Bouguer y responde a efectos más profundos que los del weathering.

Si a la Anomalía de Bouguer Observada, le sustraemos la Anomalía Regional, obtendremos una Anomalía Residual de Bouguer (Mironov, 1977) que estará relacionada con la zona del weathering (de nuestro interés). Esto es:

$$AB_{residual} = AB_{observada} - AB_{regional}$$

En términos prácticos y considerando que $AB_{residual}$ es la que le corresponde solo al weathering:

$$AB_{residual(j)} = 0.04193 \times (\sigma_{wj} - \sigma_B) * \Sigma e_i \quad (5)$$

donde:

$AB_{residual(j)}$: Anomalía residual de Bouguer para cada estación

σ_{wj} : densidad del weathering en cada estaca

σ_B : densidad de Bouguer, para una corteza normal (asumida de 2.67 g/cm^3)

Σe_i : espesor del weathering en cada estación

Los espesores de weathering, se calculan mediante un ajuste por mínimos cuadrados, de los datos de los upholes, obteniéndose una expresión matemática (ecuación de una recta).

La incógnita ahora es la densidad del weathering (σ_{wj}), que la encontramos despejando de la ec. (5):

$$\sigma_{wj} = \frac{AB_{residual(j)}}{0.04193 * (\Sigma e_i)} + \sigma_B \quad (6)$$

Con la aplicación de esta ec. (6), encontramos las densidades de weathering para cada estación de la línea relevada. Y nuevamente aplicando la relación estadística de (Gardner *et al.*, 1974) (ec. 2), volvemos a transformar las densidades de weathering de cada estación en velocidades medias de weathering, esto es VM_{gj} . Con éstos valores de velocidad y con los espesores interpolados del weathering, determinamos los tiempos de tránsito de la onda compresional en la zona de baja velocidad.

RESULTADOS

Con la intención de comparar la precisión de los resultados en función del número de upholes utilizados y el espaciamiento entre ellos, se obtuvieron mediante el empleo de la metodología descrita anteriormente, 11 modelos para la línea sísmica R238.

Estos modelos difieren en la cantidad y en la posición de los upholes tomados como información de inicial para la interpolación gravimétrica. Para simplificar la escritura

llamamos a los upholes desde el W al E como 1-2-3 y 4 en correspondencia con: Sta. 228, Sta. 255, Sta. 291, Sta. 315.

- a) Modelo A, que contempla los cuatro upholes (1-2-3 y 4), asumido como el modelo de mayor precisión (figura 2).
 - b) Modelo B, contempla tres upholes (1-2 y 3). Figura 3.
 - c) Modelo C, contempla tres upholes (2-3 y 4).
 - d) Modelo D, contempla tres upholes (1-2 y 4).
 - e) Modelo E, contempla tres upholes (1-3 y 4).
 - f) Modelo F, contempla dos upholes (1 y 2).
 - g) Modelo G, contempla dos upholes (1 y 3).
 - h) Modelo H, contempla dos upholes (1 y 4).
- Figura 4.
- i) Modelo I, contempla dos upholes (2 y 3).
 - j) Modelo J, contempla dos upholes (2 y 4).
 - k) Modelo K, contempla dos upholes (3 y 4).

A modo de ejemplo se muestra en las Figuras 2, 3 y 4 los modelos A, B y H. En estas figuras se observan los valores de: espesor de weathering, señal gravimétrica (gravedad Observada y residual), densidades, velocidades medias y tiempo de tránsito de las ondas compresionales, para cada estación en la zona de baja velocidad.

En las Figuras 5a y 5b, se comparan los valores de velocidades medias (VM_g) obtenidas entre el Modelo A (asumido como el de mayor precisión) y cada uno de los Modelos restantes.

Se evaluó la magnitud del error que se comete en los cálculos de los tiempos de tránsito de la zona de baja velocidad, al variarse la cantidad de upholes intervinientes en los cálculos de interpolación microgravimétrica (Tabla 1). En la quinta columna de esta tabla se realiza una comparación entre los resultados obtenidos y la estabilidad de la señal gravimétrica.

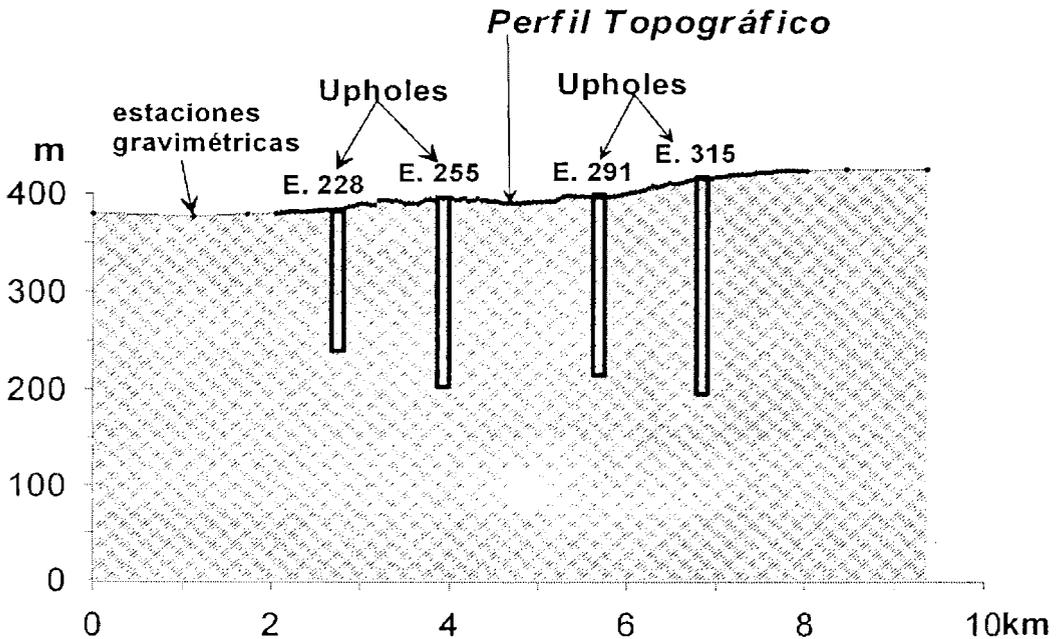


Figura 2. Modelo A. De arriba abajo se observa: modelo de weathering (que contempla cuatro upholes en su determinación), gravedad Observada y gravedad Residual, modelo de densidad en g/cm^3 , comparación entre los modelos de velocidades en m/s y por último el modelo de tiempo en ms, obtenido a través del procesamiento microgravimétrico.

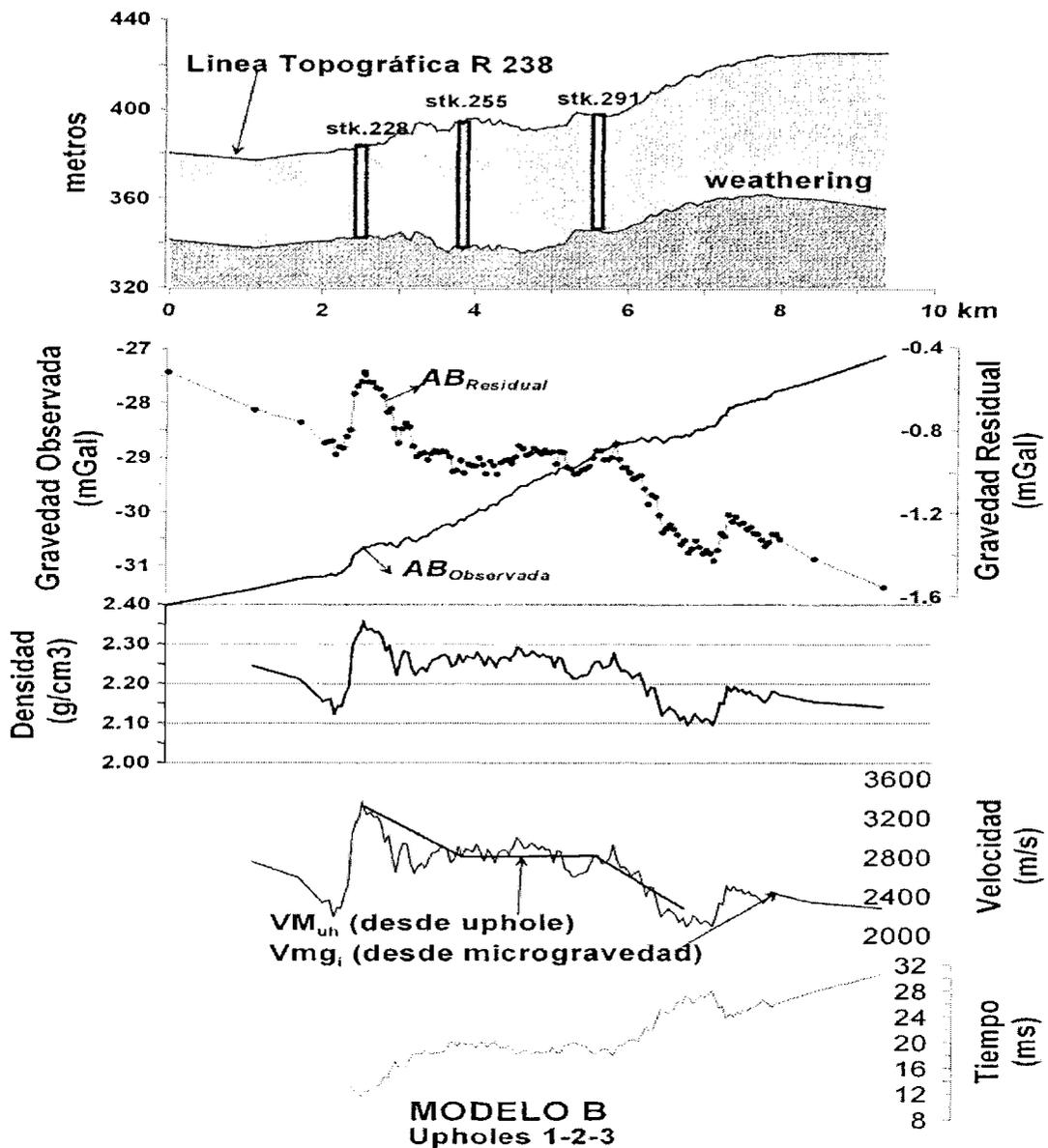


Figura 3. Modelo B. igual al Modelo A. En este caso intervienen las velocidades de tres upholes en el procesamiento microgravimétrico para la determinación del weathering.

Como era de esperar los errores en la determinación de los tiempos de tránsito del weathering, aumentan a medida que disminuyen la cantidad de upholes involucrados en el procesamiento de la señal gravimétrica. Estos errores están directamente relacionados con: 1- su posición espacial (distancia entre

los upholes involucrados en el procesamiento gravimétrico), y 2- con la correspondencia entre la ubicación de los upholes y la variabilidad de la señal gravimétrica.

Para la determinación de tiempos del weathering utilizando esta metodología, lo conveniente sería 1) realizar, en la futura línea

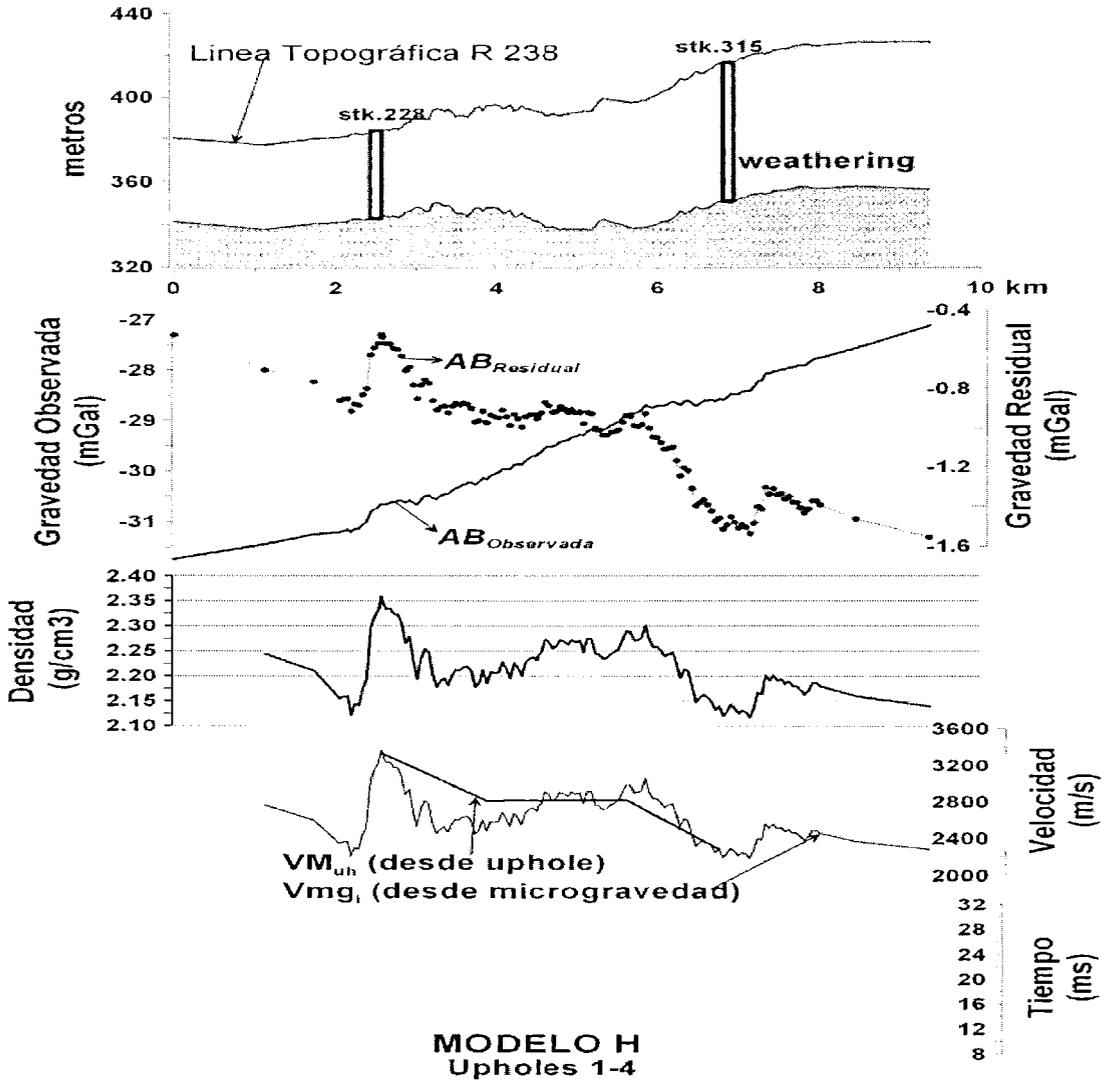


Figura 4. Modelo H. igual al Modelo A. En este caso intervienen las velocidades de dos upholes en el procesamiento microgravimétrico para la determinación del weathering.

sísmica, primero microgravedad; 2) hacer upholes suficientemente distanciados, en donde existan un mínimo y un máximo en la señal gravimétrica y de ser posible, se recomendaría ubicar un uphole en una región con una anomalía de “g estable” (sin perturbación).

Finalmente, se comparó el tiempo de tránsito obtenido a partir de la clásica metodología

(o sea, interpolación de los tiempos de los upholes), con la propuesta de los tiempos obtenidos mediante combinación de gravimetría de alta resolución y upholes (Fig. 5c). Del análisis de las mismas, resulta claramente que las respuestas obtenidas con la combinación de gravimetría de alta resolución y upholes, presenta un mayor detalle, observando en

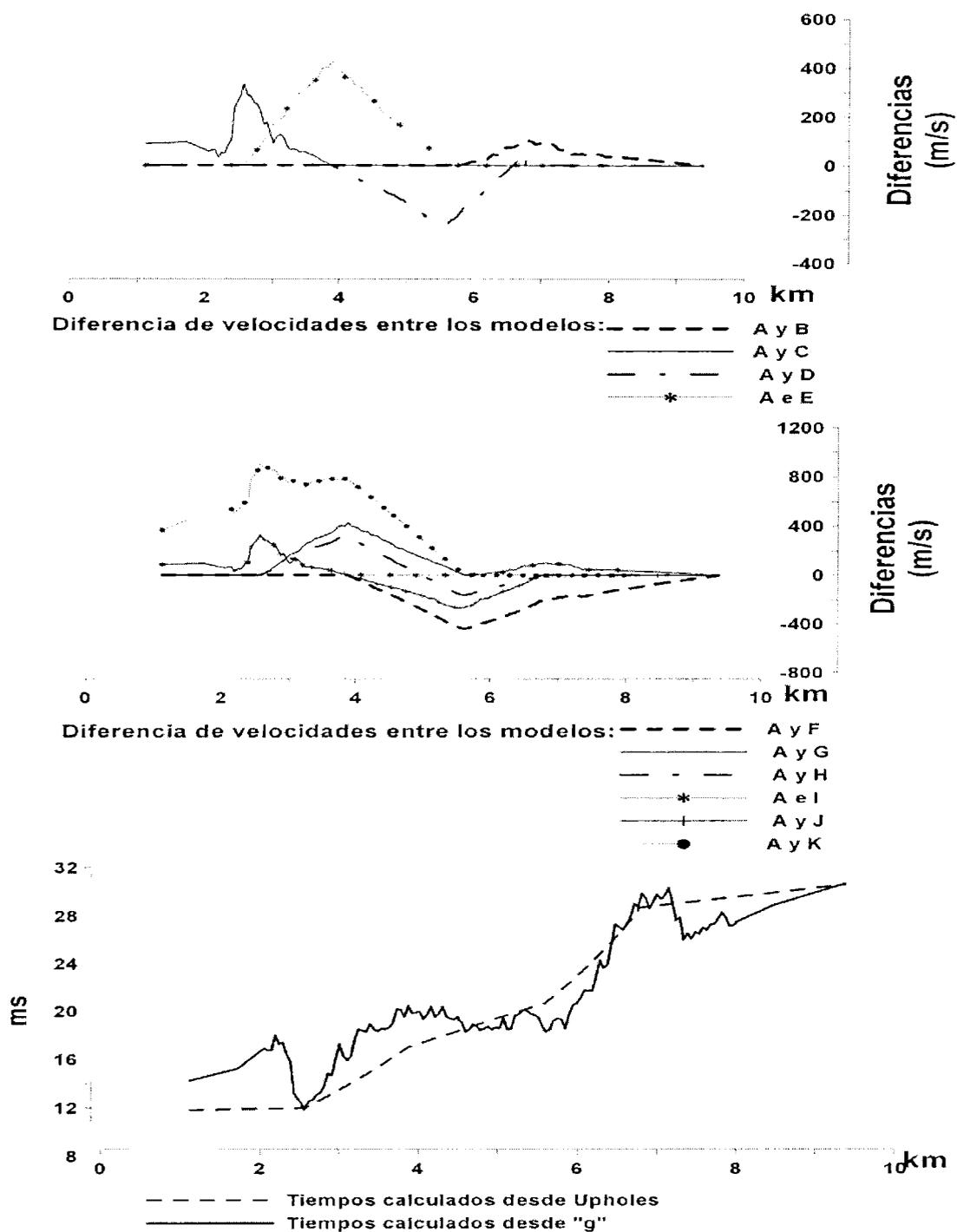


Figura 5. a: Arriba. Diferencias de velocidades en m/s, entre las VM_g calculadas con cuatro pozos y las VM_g calculadas con tres pozos. b: Centro. Diferencias de velocidades en m/s, entre las VM_g calculadas con cuatro pozos y las VM_g calculadas con dos pozos. c: Abajo. Comparación de modelos de tiempos de tránsito en la zona de weathering, obtenidos a partir del modelo clásico (VM_{uh}) y a partir de la combinación entre microgravedad y upholes (VM_g).

Tabla 1. Comparación de los tiempos obtenidos para la zona de weathering, calculados mediante gravimetría de alta resolución y upholes. Se han variado la cantidad de upholes sobre la misma línea para comparar la magnitud del error en tiempo que se cometería. Columna A: Comparación entre la Curva de tiempo que considera el Modelo A versus el resto de los Modelos (1-2-3, 2-3-4, etc). Columna B: Relación entre la ubicación de los upholes y “g” (señal gravimétrica): Zonas inestables: mínimo o máximo, Zonas estables: normales.

A	Desviación Estandar	Mínimo valor en ms	Máximo valor en ms	tt
1-2-3	0,91	-0,0011	2,5	Máximo-normal-normal
2-3-4	1,77	-5,08	0	Normal-normal-mínimo
1-2-4	0,54	-1,79	0	Máximo-normal-mínimo
1-3-4	0,56	-0,0009	1,71	Máximo-normal-mínimo
1-2	1,1	-0,54	3,05	Máximo y normal
1-3	0,75	-0,0011	2,51	Máximo y normal
1-4	0,58	-1,27	1,27	Máximo y mínimo
2-3	2,31	-5	2,51	Ambas zonas normales
2-4	1,61	-5,07	0	Normal y mínimo
3-4	2,59	-7,87	0	Normal y mínimo

particular sobre la línea estudiada las anomalías de velocidad atravesadas, hecho que resulta inadvertido por la metodología clásica.

CONCLUSIONES

Se presentan las bondades de la micro-gravimetría de precisión para determinar la geometría del weathering y poder calcular el tiempo de tránsito de la onda sísmica con mayor detalle, que con la clásica metodología de interpolación de tiempos de upholes.

Los errores en la determinación de los tiempos de tránsito del weathering, aumentan a medida que disminuyen la cantidad de upholes involucrados en el procesamiento de la señal gravimétrica. Estos errores están directamente relacionados con la separación entre los

upholes y con su correspondencia con las perturbaciones en la señal gravimétrica.

La determinación de tiempos del weathering en una posible línea sísmica utilizando esta metodología, recomendamos: 1) realizar primero microgravedad; 2) hacer upholes suficientemente distanciados, en donde existan un mínimo y un máximo en la señal gravimétrica y de ser posible, un uphole en una región con una anomalía de “gestable” (sin perturbación).

Agradecimientos: Los autores agradecen a la empresa Chevron-San Jorge S.A. por permitirnos efectuar esta prueba piloto y brindarnos la información de los upholes y topográfica. Este trabajo fue realizado con el apoyo del proyecto PIP N°03056 de CONICET y por el proyecto CICITCA (2003) N°21/E 351.

REFERENCIAS

Barton, P.J., 1986. The relationship between seismic velocity and density in the continental crust - a useful constraint?. *Geophys J.R. Astron. Soc.*, 87:195-208.

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

Gardner, G. H. F., L. W. Gardner, and R. Gregory, 1974. Formation velocity and Density - The Diagnostic Basis for Stratigraphic Traps. *Geophysics*, 39:770-780.

Introcaso, A., 1997. *Gravimetría*. Ed. UNR, pp. 350.

Christensen N. and W. Mooney 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J. Geophys. Res.*, 100:9761-9788.

Hare, J.L., J.F. Ferguson, C.L. Aiken and J.L. Brady, 1999. The 4-D microgravity method for waterflood surveillance: A model study for the Prudhoe Bay reservoir, Alaska. *Geophysics*, 64 (1): 78-87.

Mironov, V.S., 1977. *Curso de prospección gravimétrica*. Ed. Reverté S.A., pp. 525.

Nafe and Dake, 1958. In GRANT-WEST. 1965. “Interpretation Theory of Applied Geophysics”. Mc Graw Hill Book Company. pp. 200.

Profeta, M., M. Korembli, L. Pianelli y L. Cabanillas, 1995. *Gravimetría para Correcciones Estáticas*.

Boletín de Informaciones Petroleras -YPF,
42:70- 77.

Telford, W.M., L. P. Geldart and R. E. Sheriff, 1990.
Applied Geophysics, Second Edition. Cambridge
University Press.

Yule, D.E., M.K. Sharp and D.K. Buther, 1998.
Microgravity investigations of foundations.
Geophysics, 63(1):95-103.

INDICADORES ISOSTATICOS GEOIDICOS. UN EJEMPLO PARA LA SIERRA DE SAN LUIS.

Carolina Crovetto¹ y Antonio Introcaso²

Grupo de Geofísica - Instituto de Física Rosario (CONICET-UNR). Av. Pellegrini 250.
(2000) Rosario, Santa Fe. Argentina. ¹ crovetto@fceia.unr.edu.ar, ² geofisic@fceia.unr.edu.ar

RESUMEN

Con el fin de analizar el balance isostático de la Sierra de San Luis y su entorno, se prepararon tres modelos teóricos corticales con la topografía de la zona como señal de entrada. Dos de los tres modelos están localmente descompensados (subcompensación y sobrecompensación); el restante está perfectamente compensado. Inspirados en los indicadores de compensación isostática de la gravimetría tradicional, hemos propuesto indicadores isostáticos geoidicos con los cuales realizamos un análisis preliminar de la isostasia en San Luis. Para el cálculo de las ondulaciones del geoide hemos empleado fundamentalmente el método de fuentes equivalentes desarrollado por el grupo de Geofísica del IFIR (Guspí *et al.*, 2003). Este trabajo permite mostrar que al trabajar con ondulaciones del geoide $N=h-H$, independizadas del empleo de anomalías de gravedad, se dispone de otra herramienta para determinar las características de la estructura geológica. Combinando el estudio del geoide con la gravimetría clásica se obtiene una mejor validación del modelo.

Palabras claves: Geoide - Isostasia - Gravimetría

ABSTRACT

With the aim of analyze the isostatic balance of the Sierra of San Luis and its surroundings, three theoretical cortical models were prepared using the zone's topography as the input signal. Two of the models are locally unbalanced (uncompensated and overcompensated); the third is perfectly compensated. Inspired on the isostatic indicators of traditional gravimetry, we have proposed isostatic geoidic indicators which we used to make a preliminary isostatic analysis of San Luis. To calculate geoid undulations we have employed mainly the equivalent source method developed by IFIR Geophysic's group (Guspí *et al.*, 2003). This work shows that working with geoid undulations $N=h-H$, avoiding the use of gravity anomalies, we dispose of a new tool to determine the characteristics of a geological structure. Combining the study of the geoid with classic gravimetry, we get a better validation of the model.

Keywords: Geoid - Isostasy - Gravimetry

INTRODUCCION

Los cálculos del balance isostático de una estructura geológica se realizan usualmente comparando el modelo geofísico, obtenido con datos sísmicos, gravimétricos, sísmico-gravimétricos, con un modelo teórico perfecta-

mente compensado o con sus respuestas (por ejemplo anomalías de gravedad).

Para nuestro análisis de la corteza de San Luis hemos preparado tres modelos teóricos: uno compensado (1) y los restantes ((2) y (3)) desbalanceados en sentidos opuestos. Para cada uno de ellos calculamos las respuestas

de gravedad siguiendo la metodología tradicional. Comparando las anomalías de gravedad de (2) y (3) con las anomalías de gravedad de (1) obtuvimos indicadores de la compensación isostática. Luego extrapolamos la idea para obtener indicadores similares, pero para el geode.

De la comparación del estudio teórico con el geode observado en San Luis fue posible señalar expeditivamente la tendencia al balance isostático de esta comarca geológica.

DESCRIPCION DE LA SIERRA DE SAN LUIS

La Sierra de San Luis se encuentra en la provincia homónima, entre las latitudes 32,2°S - 33,5°S, y las longitudes 66,5°O - 65,5°O como muestra la Figura 1. Pertenece a las llamadas Sierras Pampeanas y ha sido dividida en dos partes, una de ellas incluida dentro del grupo

de Sierras Pampeanas Orientales y la otra en el grupo de Sierras Pampeanas Occidentales (Ramos, 1999).

La parte más oriental de la Sierra de San Luis, considerada como Sierra Pampeana Oriental, corresponde a un orógeno generado durante el período Proterozoico, con una colisión cercana al límite Precámbrico-Cámbrico. Está caracterizada por metamorfitas proterozoicas en las que se emplazan granitoides calcoalcalinos asociados con subducción.

El sector occidental corresponde a un orógeno eopaleozoico. Está caracterizado por metamorfitas y migmatitas con una edad de metamorfismo ordovícica, alojando también granitoides calcoalcalinos de diversas composiciones.

La Sierra está cubierta por sedimentitas continentales de edad neopaleozoica asociadas a eventos glaciares del Carbonífero superior.

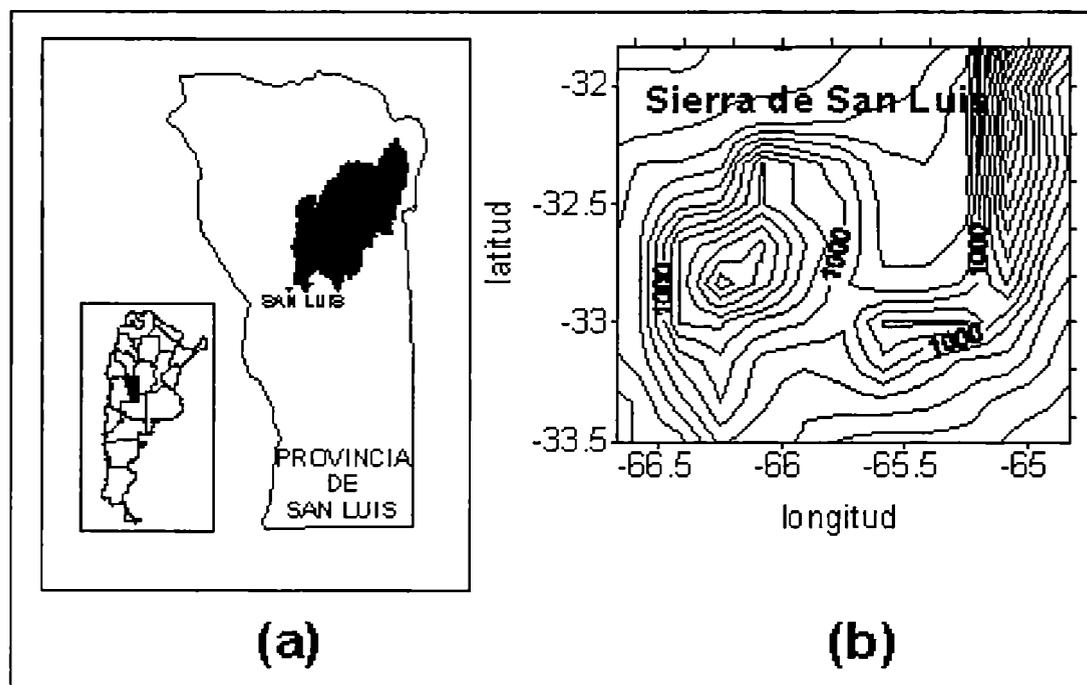


Figura 1. Zona de estudio. (a) Sierra de San Luis y ubicación relativa, (b) Curvas de nivel de la Sierra utilizando datos del modelo digital de terreno ETOPO5, equiespaciadas cada 100m.

Junto con las otras Sierras Pampeanas forma un sistema de montañas en bloque, limitadas por fallas lístricas; en el caso de San Luis, estas fallas se alojan en antiguas fajas miloníticas de edad precámbrica o eopaleozoica.

CONSTRUCCION DE MODELOS TEORICOS PARA SAN LUIS

Se utilizó el ETOPO5 como modelo digital de terreno 5' x 5' (Lemoine *et al.*, 1998). A partir de los datos de altitud, se construyeron curvas de nivel con 100m de equidistancia. Estas curvas dieron origen al modelo propuesto para la Sierra y para las raíces corticales.

Aproximadamente la altitud media de la región que rodea a la Sierra de San Luis es de unos 800 m. Las curvas de nivel de la topografía conocida, desde 800m hasta 1600m, fueron rectificadas con un software específico, quedando representadas por una serie detallada de polígonos equiespaciados. Los polígonos correspondientes a altitudes menores a la altitud media no pudieron obtenerse de la misma forma, ya que dentro del área en estudio no aparecen las curvas de nivel de dichas cotas. A fin de realizar los cálculos sobre un modelo asumido bien definido, se construyeron los polígonos inferiores de la siguiente manera. Se seleccionaron varios perfiles sobre la Sierra y en cada uno se extendieron ambas laderas mediante funciones lineales hasta sus intersecciones con planos de altitudes de 700m, 600m, ..., 0m, quedando así conformados los polígonos de menor altitud. De esta forma la Sierra quedó representada mediante 17 polígonos desde 0m hasta 1600m de altitud, que simulan las curvas de nivel, y por lo tanto la forma de la Sierra (Fig. 2).

Trabajando con la hipótesis de Airy (Fig. 3), la raíz de una estructura en equilibrio isostático está dada por la bien conocida expresión (Introcaso, 1997):

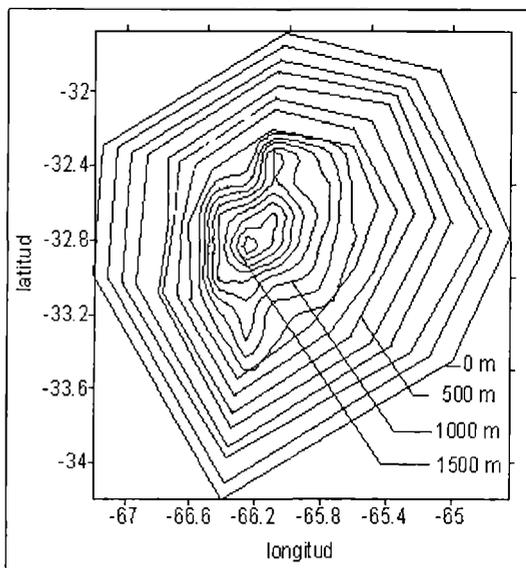


Figura 2. Polígonos que representan a la altimetría de la Sierra de San Luis. Entre 0m y 700m fueron asumidos; entre 800m y 1600m los polígonos siguen a las curvas de nivel que expresan el relieve de la Sierra.

$$\Delta R = \left(\frac{\sigma_c}{\sigma_m - \sigma_c} \right) \cdot H \quad (1)$$

en donde ΔR es el espesor de la raíz, H la altitud de la estructura, σ_c y σ_m las densidades de la corteza y el manto respectivamente.

Considerando la densidad de la corteza superior como $\sigma_{cs} = 2,67 \text{ g/cm}^3$, la densidad de la corteza inferior como $\sigma_{ci} = 2,9$ y la del manto superior como 3,3 y siguiendo la propuesta de Introcaso *et al.* (1992) en la cual considera $\Delta R = \left[\frac{\sigma_{cs}}{\sigma_m - \sigma_{ci}} \right] \cdot H$, un modelo compensado isostáticamente exige una raíz de espesor. En virtud de esta relación, se propusieron los siguientes modelos para las raíces corticales:

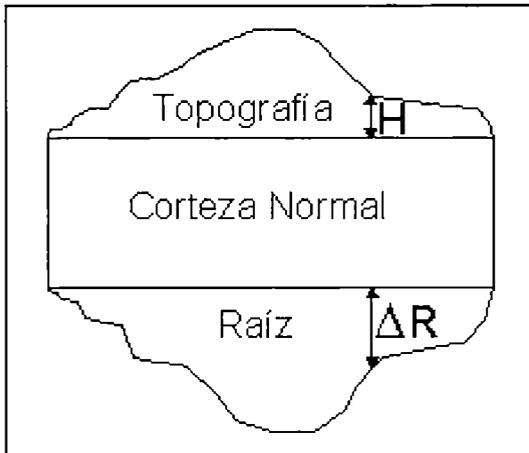


Figura 3. Corteza en la hipótesis de Airy.

$$\text{Compensado} \quad \Delta R = 6,675.H \quad (2)$$

$$\text{Subcompensado} \quad \Delta R = 3,3375.H \quad (3)$$

$$\text{Sobrecompensado} \quad \Delta R = 9,175.H \quad (4)$$

en donde (3) y (4) han sido asumidos con un déficit de raíz del 50% y un exceso de raíz del 37,5% respectivamente. Estos porcentajes fueron elegidos de forma arbitraria pero con la intención de marcar fuertes descompensaciones, y teniendo en cuenta casos reales observados en la zona Andina. Las raíces propuestas quedan también representadas por un conjunto de polígonos a distintos niveles. La altitud correspondiente a cada poligonal topográfica (Fig. 2) es el H que determina el espesor de la raíz ΔR según las ec. 2, 3 y 4.

CALCULOS REALIZADOS

Superponiendo la topografía H con las distintas raíces ΔR , obtuvimos tres modelos corticales, utilizando como espesor normal de la corteza 33km (Wollard, 1969; Introcaso *et al.*, 1992). La masa H genera una respuesta gravitatoria positiva, mientras que por el contrario la gravedad de ΔR será negativa por el defecto de densidad que produce la raíz al introducirse dentro del manto. Las respuestas gravitatorias de H y ΔR se calcularon a

través del método propuesto por Talwani y Ewing (1960), en el que un cuerpo irregular se descompone en placas horizontales y se integra la gravedad sobre ellas.

Suponiendo que las únicas masas anómalas son las de la topografía y la raíz, se obtuvieron las anomalías de gravedad de aire libre (AAL), de Bouguer (AB) e isostáticas (AI) de acuerdo con (Introcaso, 1997):

$$AAL = grav(H) + grav(\Delta R) \quad (5)$$

$$AB = grav(\Delta R) \quad (6)$$

$$AI = AB + CI \quad (7)$$

siendo la corrección isostática

$$CI = \left| grav(\Delta R)_{compensado} \right|.$$

A partir de las Anomalías de Aire Libre obtenidas desde (5), se calcularon las ondulaciones del geoides de los tres modelos teóricos a través del método de fuentes equivalentes (Guspí *et al.*, 2003). El método propone un conjunto de masas puntuales que reproducen a las anomalías de aire libre y a partir de ellas calcula el potencial gravitatorio y como consecuencia la ondulación del geoides utilizando la expresión de Bruns (Introcaso, 1999). Estos geoides que obtenemos son geoides locales desvinculados del geoides de larga longitud de onda; por lo tanto sólo podemos comparar las diferencias de amplitudes entre ellos. Luego veremos que estos geoides también serán llevados al mismo sistema de referencia que los obtenidos con el método geométrico h-H.

RESULTADOS OBTENIDOS Y DISCUSION

El trabajo se inició en una ventana de estudio de 2,6° en sentido latitudinal x 2,8° en sentido longitudinal, abarcando la Sierra de San Luis y gran parte de los alrededores, entre las latitudes 31,6° y 34,2° S y las longitudes 64,55°

y 67,35° O. Allí se calcularon las anomalías de gravedad que originan los tres modelos teóricos y las correspondientes ondulaciones del geode (Tabla 2 en el Apéndice). Luego, a fin de trabajar en una ventana cubierta razonablemente con datos de gravedad observados (para poder hacer una comparación), se redujo la anterior a la zona comprendida entre las latitudes 33,5° y 32° S y las longitudes 66,7° y 64,9° O (ventana 1,5° x 1,8°). Las ondulaciones del geode obtenidas para los tres modelos teóricos y para el geode observado (calculado a partir de anomalías de gravedad medidas) se muestran en la Figura 4 y los valores máximos de cada uno se indican en la tabla 1. Se calcularon también las desviaciones geoidicas η (en m) de la isostasia (ver Apéndice).

Tabla 1. Ondulaciones del geode máximas (en m) obtenidas a partir de tres modelos teóricos dentro de una ventana de 1,5° x 1,8°. Se incluye también el máximo valor observado. La última columna contiene las diferencias con la ondulación que origina el modelo compensado.

Modelo	Ondulación del geode máxima (m)	Desviaciones η (m)
Compensado	3,7	0
Subcompensado	5,2	+1,5
Sobrecompensado	2,7	-1,0
Observado	4	+0,3

Observando los resultados obtenidos para las ondulaciones del geode, la Sierra y su entorno parecen tener una tendencia cercana al equilibrio isostático, aunque reduciendo la ventana en estudio se observó un leve indicio de subcompensación. Si tenemos en cuenta que en 1969 Woollard demostró que la isostasia parece ser operativa en áreas de por lo menos 1° x 1°, entonces por más que la Sierra tomada localmente puede parecer levemente subcompensada, si extendemos el entorno las cosas

cambian y la corteza de mayor extensión parece estar balanceada.

Vemos entonces que las diferencias entre las ondulaciones del geode que genera una estructura real y las de un modelo compensado, pueden utilizarse como indicadores del estado isostático de la misma. Si la diferencia es positiva será un indicador de subcompensación; si es negativa será una sobrecompensación, y si es nula indicará compensación isostática.

Se han realizado otros ensayos para completar este estudio, como por ejemplo la utilización del citado método de fuentes equivalentes (Guspi *et al.*, 2003) agregando valores conocidos de ondulación del geode a los valores de anomalías de gravedad de aire libre. Esta técnica proporciona un geode local vinculado a la larga longitud de onda, es decir, referido directamente al elipsoide WGS84. Se utilizaron para esto 6 valores de ondulación conocidos, calculados mediante la diferencia de h (altura elipsoidal obtenida a través de posicionamiento global satelital, referida al sistema WGS84) y H (cota geométrica asumida como ortométrica, obtenida por el Instituto Geográfico Militar a partir de nivelaciones de precisión). Si bien la H empleada no posee correcciones por gravedad, nuestros cálculos indican que la diferencia entre ésta y la correspondiente altura corregida es del orden de 10 cm. Por ello se consideró despreciable para el objetivo de este trabajo.

Este estudio arrojó como resultado ondulaciones del geode con diferencias más pequeñas entre los tres modelos teóricos, debido a que el método de fuentes equivalentes reconoce una menor sensibilidad cuando se aplica admitiendo valores fijos de $h-H$. Este hecho advierte sobre la necesidad de una mayor precisión en los cálculos del geode, para la utilización de éste como parámetro isostático.

Por último se emplearon las expresiones planas de Haxby y Turcotte 1978, las que

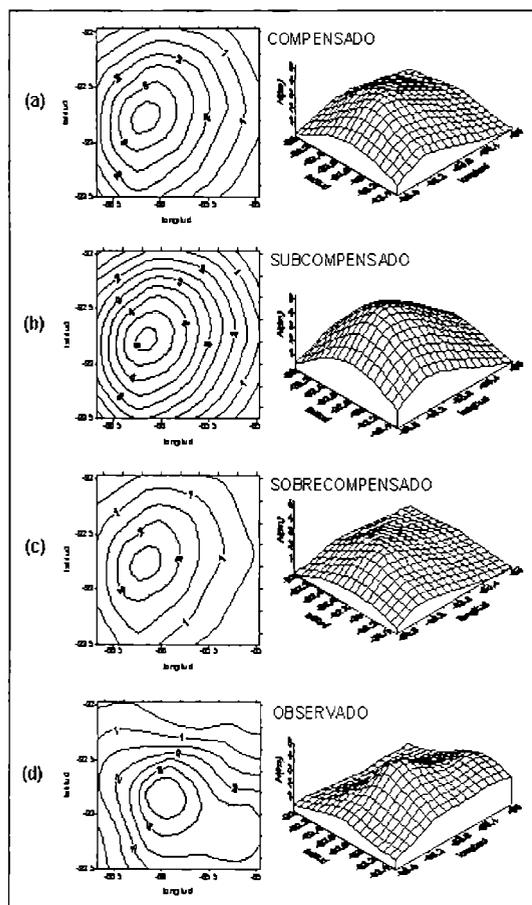


Figura 4. Geoides locales obtenidos por el método de fuentes equivalentes. a) Modelo teórico Compensado. b) Modelo Subcompensado. c) Modelo Sobrecensado. d) Geoide calculado con anomalías de gravedad de aire libre observadas.

proporcionaron amplitudes geóidicas exageradas respecto de los geoides antes obtenidos (máxima ondulación modelo compensado 7,4m) destacando que la longitud de onda de la Sierra de San Luis es incompatible con aquellas longitudes de onda involucradas en las expresiones planas. Podemos decir que las expresiones simplificadas obtenidas por ellos quedan relegadas ante la mejor resolución que proponemos en este trabajo, al comparar la ondulación local observada con la ondulación teórica de un modelo perfectamente compensado que involucra exactamente la misma se-

ñal de entrada (relieve) que la de la ondulación observada.

CONCLUSIONES

En este trabajo demostramos que las ondulaciones del geoides pueden ser utilizadas como indicadores del equilibrio isostático de una estructura geológica. Esto se hace calculando los “indicadores isostáticos”, que son las diferencias entre las ondulaciones del geoides en estudio con las de un modelo perfectamente compensado, que involucra la misma señal de entrada que el primero (relieve).

Debemos destacar que si bien estos indicadores son consistentes con los gravimétricos tradicionales, deben utilizarse con precaución, ya que sus amplitudes son pequeñas.

Se puede rescatar como conclusión final que las ondulaciones del geoides además de ser una herramienta de análisis isostático alternativa, permiten validar resultados obtenidos por la vía tradicional.

REFERENCIAS

- Guspi, F., A. Introcaso and B. Introcaso, 2003. Gravity-enhanced representation of measured geoid undulations using equivalent sources. Enviado a Geophysical Journal International (Royal Astronomical Society).
- Haxby, W. and D. Turcotte, 1978. On isostatic geoid anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 83: 5473-5478.
- Introcaso, A., M.C. Pacino and H. Fraga, 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30°S and 35°S. *Tectonophysics*, 205:31-48.
- Introcaso, A., 1997. *Gravimetría*. UNR Editora, pp. 355.
- Introcaso, A., 1999. Introducción a la inversión desde las ondulaciones del geoides. *Contribuciones a la Geodesia en la Argentina de fines del siglo XX*. UNR Editora. 135-164.
- Lemoine, F., S. Kenyon, J. Factor, R. Trimmer, N. Pavlis, D. Chinn, C. Cox, S. Klosko, S. Lutche, M. Torrence, Y. Wang, R. Williamson, E. Pavlis,

Indicadores isostáticos geóidicos. Un ejemplo para la Sierra de San Luis.

R. Rapp and T. Olson, 1998. The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA). Geopotential Model EGM96. NASA/TP206861: 2.1-2.30.

Ramos, V., 1999. Las provincias geológicas del territorio Argentino. Geología Argentina. SEGEMAR, Anales 29:41-96.

Talwani, M. and M. Ewing, 1960. Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. Geophysics, 25:203-225.

Woollard, G., 1969. Regional Variations in Gravity. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 13:320-341.

APENDICE: INDICADORES ISOSTATICOS

Supongamos un bloque topográfico cilíndrico de 167km de radio con densidad cortical $\sigma_c = 2,67 g / cm^3$, altitud topográfica $H=1km$, el cual bajo la hipótesis de Airy posee una raíz cortical cilíndrica de igual radio y de espesor $\Delta R = 6,675.H$, ubicada dentro del manto a una profundidad igual al espesor cortical normal $T=33km$ y con una densidad diferencial corteza-manto $\Delta\sigma = -0,4 g / cm^3$.

Este modelo de comparación compensado isostáticamente genera una $grav(H)=110mGal$ y una $grav(\Delta R)=-90 mGal$ en el centro de la tapa del cilindro (Introcaso, 1997). Así resultarán los siguientes valores redondeados:

$$AAL_{comp} = 110 - 90 = 20mGal$$

$$AB_{comp} = -90mGal$$

$$AI_{comp} = -90 + CI = -90+90 = 0mGal$$

Si consideramos un caso de subcompensación, en el cual la raíz tiene menor espesor que en el modelo compensado, esta generará una gravedad inferior en valor absoluto. Por ejemplo, con una raíz que produce una

gravedad de $-70mGal$, las anomalías de gravedad y las diferencias de ellas respecto del modelo compensado serán:

$$AAL_{obs} = 110 - 70 = 40mGal \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \zeta_{AL} = AAL_{obs} - AAL_{comp} = +40 - (+20) = +20mGal$$

$$AB_{obs} = -70mGal \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \zeta_B = AB_{obs} - AB_{comp} = -70 - (-90) = +20mGal$$

$$AI_{obs} = -70 + 90 = 20mGal \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \zeta_I = AI_{obs} - AI_{comp} = 20 - 0 = +20mGal$$

Para un caso de sobrecompensación en donde la raíz tiene mayor espesor que en el compensado, y la gravedad generada por ella sea por ejemplo $-110mGal$, resultan:

$$AAL_{obs} = 110 - 110 = 0mGal \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \zeta_{AL} = AAL_{obs} - AAL_{comp} = 0 - (+20) = -20mGal$$

$$AB_{obs} = -110mGal \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \zeta_B = AB_{obs} - AB_{comp} = -110 - (-90) = -20mGal$$

$$AI_{obs} = -110 + 90 = -20mGal \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \zeta_I = AI_{obs} - AI_{comp} = -20 - 0 = -20mGal$$

Así para cualquier anomalía considerada (aire libre, Bouguer o isostática), las diferencias con el modelo compensado (a las cuales llamaremos indicadores isostáticos) son perfectamente consistentes entre sí. Demostramos así que los indicadores $\zeta_{AL}, \zeta_B, \zeta_I$ y $\zeta'_{AL}, \zeta'_B, \zeta'_I$ y mantienen sus valores siempre que realicemos la comparación de las anomalías observadas con las provenientes de un modelo perfectamente compensado.

La ecuación general es:

$$\text{Apartamiento de la isostasia } (\zeta) =$$

$$= \text{An. observada} - \text{An. modelo compensado} \quad (8)$$

con

$$\text{An. observada} =$$

$$= \text{An. modelo compensado} \pm \Delta An' \quad (9)$$

en donde $\Delta An'$ es la anomalía debida al apartamiento de las masas del modelo compensado.

Entonces resulta

$$\zeta = \pm \Delta An' \quad (10)$$

Para el caso de las ondulaciones del geoides se obtiene una expresión similar:

$$\eta = \pm \Delta An' = \text{Ond. geoides} - \text{Ond. geoides compensado} \quad (11)$$

en donde $\Delta An'$ es el apartamiento de la isostasia de la ondulación del geoides.

Como ejemplo de indicadores isostáticos, se muestra la Tabla 2, en la cual se indican tanto los tradicionales como los geoidicos. Los valores indicados de anomalías de gravedad y de ondulaciones del geoides son los valores máximos obtenidos al realizar los cálculos a partir de los modelos teóricos propuestos para la Sierra de San Luis, dentro de la ventana original de 2,6° x 2,8°.

Tabla 2. Indicadores isostáticos clásicos y geoidicos para la Sierra de San Luis dentro de una ventana de 2,6° x 2,8°.

Modelo	VALORES OBTENIDOS				INDICADORES ISOSTÁTICOS			
	máx AAL (mGal)	máxAB (mGal)	máxAI (mGal)	máxN (m)	ζ_{AL} (mGal)	ζ_B (mGal)	ζ_I (mGal)	η (m)
<i>Comp</i>	103	-68	0	3,9	-	-	-	-
<i>Subc</i>	135	-36	32	5,9	32	32	32	2,0
<i>Sobrec</i>	81	-90	-22	2,7	-22	-22	-22	-1,2

INTERPRETACION DE ANOMALIAS MAGNETICAS MEDIANTE EL USO DE LA SEÑAL ANALITICA: DOS ESTUDIOS DE CASO

Silvia Miranda

Instituto Geofísico Sismológico Volponi. Fac. de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan. Meglioli 1160 -S- (5400). San Juan. e-mail: s_mirandaar@yahoo.com

RESUMEN

Se presentan dos ejemplos de aplicación del uso de la señal analítica en combinación con otros métodos de transformación de anomalías (p.e., pseudoanomalías) para la interpretación de datos magnéticos terrestres provenientes de dos zonas de Argentina: uno de carácter local, el distrito aurífero Hualilán, y otro a escala intermedia, la cuenca Cuyana. Se presentan los respectivos mapas de profundidades de fuentes magnéticas calculadas para una serie de cuerpos con forma de diques buzantes (Hualilán) y de contactos verticales de contrastes de magnetización (Cuyana).

Palabras Claves: anomalías magnéticas, señal analítica, Hualilán, cuenca Cuyana

ABSTRACT

Two examples of the application of the analytic signal are presented in combination with other anomaly transformation methods (e.g., pseudoanomalies) for the interpretation of ground magnetic data of two areas of Argentina: one of local scale, the auriferous locality known as Hualilán, and another of intermediate scale, the Cuyana basin. The corresponding maps of calculated depths of magnetic sources are presented for a series of dipping dike-like sources (Hualilán) and of vertical contacts of magnetization contrasts (Cuyana).

Keywords: magnetic anomalies, analytic signal, Hualilán, Cuyana basin

INTRODUCCION

La forma de cualquier anomalía magnética depende de la inclinación y la declinación del campo magnético terrestre, de tal manera que el mismo cuerpo producirá una anomalía de forma diferente dependiendo de su ubicación geográfica y su orientación.

Un objetivo importante en el procesamiento de datos magnéticos es simplificar la compleja información provista por los datos originales. Para ser más específicos, una simplificación sería que la amplitud de la anomalía sea proporcional a una propiedad física de la fuente, tal como en el caso del campo de gravedad

sobre un cuerpo con determinado contraste de densidad. Los datos magnéticos están en este sentido, distorsionados por la inclinación del vector magnetización.

Para alcanzar la simplificación aludida, varios métodos de transformación de campo magnético han sido propuestos. Entre ellos, las transformaciones de pseudogravedad y de reducción al polo que consideran una analogía entre los contrastes de magnetización y los de densidad o bien mediante el cálculo de una función compleja denominada señal analítica. El reposicionamiento de las anomalías magnéticas se efectúa usualmente por la reducción al polo, el cual en general supone

que tanto el campo geomagnético como la dirección de vector de magnetización remanente tienen direcciones constantes sobre la región considerada. Aunque esta suposición resulta razonable para la interpretación de algunas anomalías locales, no es válida para anomalías de componente total ΔT de escala regional (datos satelitales, datos aeromagnéticos o marinos sobre grandes extensiones). Además, en general es difícil determinar directamente a partir de las anomalías medidas las proporciones o respuestas debidas a la geometría del cuerpo y a los efectos de las magnetizaciones inducida y remanente, los cuales son habitualmente desconocidos.

Con el fin de tener en cuenta las variaciones en dirección del campo geomagnético, se han discutido variados procedimientos de reducción al polo (p.e., Hansen y Pawlowski, 1989; Mendonca y Silva, 1993). Sin embargo, ninguno de ellos produce una distribución de magnetización única a partir de un conjunto dado de observaciones.

Un enfoque alternativo, usando una función compleja conocida como señal analítica (SA) fue propuesto por Nabighian (1972, 1984), en principio como una herramienta para estimar la profundidad y la posición de las fuentes. Roest *et al.* (1992) probaron que en el dominio del número de onda, la SA para cualquier cuerpo 2D es independiente del campo magnético ambiente y de la dirección de los parámetros de magnetización del cuerpo fuente. Para anomalías 3-D, la forma de la señal analítica es prácticamente independiente de las inclinaciones de magnetización y del campo geomagnético. Siendo entonces una aproximación aceptable, en problemas 3D la técnica es usada para el mapeo y la determinación de la profundidad de la fuente, contribuyendo además a conocer la naturaleza de la magnetización causativa. Tiene la ventaja sobre la reducción al polo que la dirección de

magnetización no necesita ser conocida o supuesta.

En el presente trabajo se ensayan distintas técnicas de transformación de las anomalías magnéticas componente vertical medidas sobre una cuadrícula en un área del distrito minero Hualilán sito en la provincia de San Juan, Argentina (Fig. 1a); a partir de la señal analítica se mapea la profundidad del techo de las fuentes de anomalías, se identifican una serie de cuerpos infiriendo su forma y dirección de buzamiento. También, usando datos magnéticos terrestres de componente total, distribuidos irregularmente, se calcula la profundidad de magnetización para el área de la cuenca Cuyana (Fig. 1b), mediante la detección de contactos verticales derivados de la señal analítica. Ambos estudios muestran las ventajas del uso de la señal analítica de datos terrestres cuando no se dispone de información respecto de la magnetización de las fuentes anómalas.

LA SEÑAL ANALÍTICA

Nabighian (1970, 1972) desarrolló la noción de señal analítica 2-D o envolvente de energía, de las anomalías magnéticas. El concepto de señal analítica de una función $f(x)$ se interpreta como una intensidad de campo complejo (A) debido a un potencial complejo; el cálculo puede hacerse de tres maneras distintas (p.e., véase en Blakely, 1995):

1- calculando directamente $F_1(x)$, la transformada de Hilbert de $f(x)$, de modo que:

$$A(x) = f(x) - i F_1(x), \quad (1)$$

2- calculando la transformada de Fourier de $f(x)$, igualando a cero los valores para $k < 0$, duplicando los valores para $k > 0$ y luego computando la transformada inversa de Fourier del resultado.

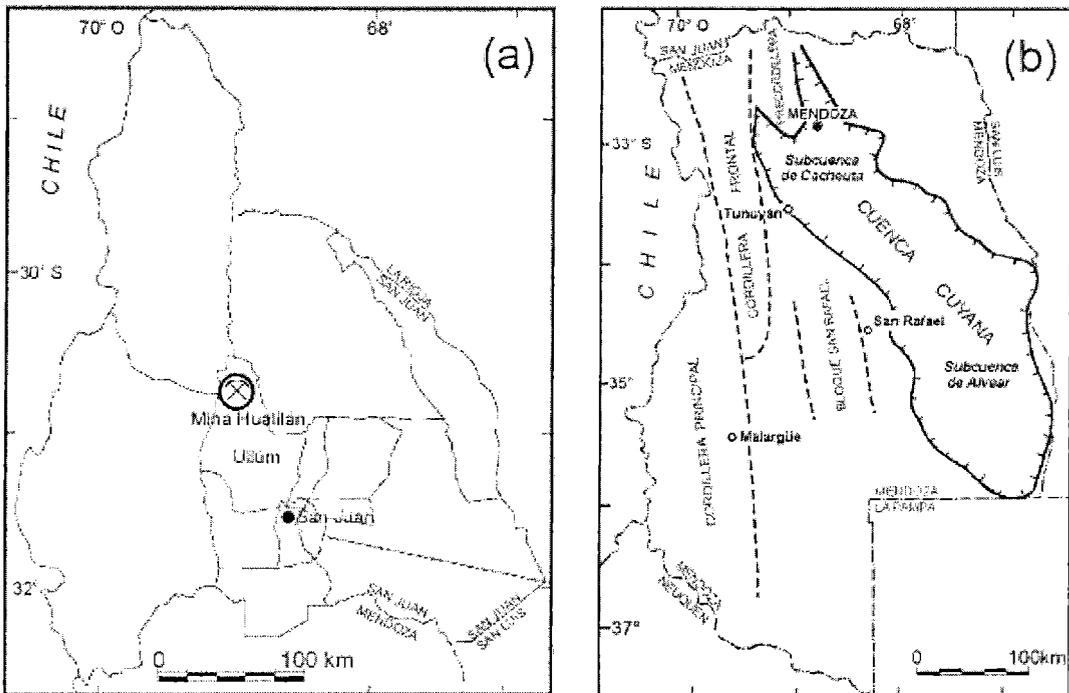


Figura 1. Áreas de estudio: (a) Distrito minero Hualilán. (b) Cuenca Cuyana.

$$\Im[A] = \Im[f](1 + i \operatorname{sgn} k) \quad (2)$$

3- calculando las derivadas direccionales en dos direcciones perpendiculares.

El método es válido para anomalías de gravedad y magnéticas (componente total, horizontal o vertical).

Nabighian (1984) y Roest *et al.* (1992) extendieron el método a problemas tridimensionales, demostrando que el valor absoluto de la amplitud de la señal analítica 3-D puede calcularse a partir de los tres gradientes ortogonales de la anomalía magnética, usando la expresión:

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial \Delta T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T}{\partial z}\right)^2} \quad (3)$$

donde,

$|A(x, y)|$ es la amplitud de la señal analítica en (x, y) , ΔT es la anomalía magnética observada en (x, y) .

La ventaja del uso del valor absoluto de la señal analítica es que su forma sobre estructuras lineales es independiente de los parámetros del campo magnético terrestre y de la dirección de magnetización de la fuente. Los máximos de SA se correlacionan directamente con sus cuerpos magnéticos causativos y se posicionan simétricamente sobre ellos. Además, la SA tiene características similares a las de las derivadas del campo magnético, de modo que es muy sensible a los 'bordes' de los cuerpos magnéticos causativos.

Profundidad a partir de la Señal Analítica

Nabighian (1972) calculó la señal analítica 2-D sobre una lámina, mostrando que la forma de la señal analítica es una curva campana simétrica con el máximo ($x=0$) sobre el borde de la lámina o contacto vertical (localizado en

$x=0$). Además, la curva se relaciona con la profundidad (h) de acuerdo con:

$$|A(x)| = C_F \frac{1}{(x^2 + h^2)^{1/2}} \quad (4)$$

El factor de amplitud C_F varía dependiendo de la componente de anomalía de campo que se mida según detalla la Tabla 1, en la cual además se consignan las ecuaciones respectivas para el parámetro θ_F , que está relacionado con la fase $\phi(x)$ de SA, definida como:

$$\phi(x) = \text{tg}^{-1} \left(\frac{d\Delta T / dx}{d\Delta T / dz} \right) \quad (5)$$

Los símbolos en la Tabla 1 representan:

M : intensidad de magnetización ($M = \chi T_0$, χ es el contraste de susceptibilidad y T_0 es la intensidad del campo geomagnético).

I_0 : inclinación del campo geomagnético.

α : rumbo del cuerpo medido en sentido horario, desde el norte magnético.

δ : buzamiento del contacto.

Como se puede ver en la ec. (4) y en la Tabla 1 todos los componentes direccionales están contenidos en el factor de amplitud C_F que es una constante. Por lo tanto, sólo la amplitud de la señal analítica es afectada por las componentes vectoriales del modelo. La forma depende sólo de la profundidad.

Un polígono de n lados es equivalente a $2n$ láminas o contactos, donde cada lámina termina en un vértice del polígono. Así, la señal

analítica tendrá un pico o máximo en cada vértice. Se supone que la magnetización es uniforme y que la sección transversal de cualquier cuerpo puede representarse como un polígono de extensión finita o infinita.

Otros parámetros de la fuente (tales como el semiancho b , el buzamiento, la susceptibilidad) pueden calcularse evaluando $|A(x)|$ en $x = 0$, y los parámetros θ_F y C_F (p.e., Nabighian, 1972). Luego veremos el caso particular de un dique bidimensional buzante.

La calidad de los parámetros del cuerpo estimados a partir de la señal analítica depende de la exactitud con la que se distinguen las componentes simétricas asociadas a cada contacto. De esta manera, la principal desventaja de la señal analítica se relaciona con la dificultad para resolver las curvas campana, que en algunos casos se superponen o interfieren.

Detección de contactos verticales

Suponiendo que las anomalías son causadas, por ejemplo, por contactos verticales es posible estimar la profundidad mediante reglas de semiamplitud máxima (Roest *et al.*, 1992). En este caso h es estimada en función de la distancia $x_{1/2}$ o semiancho en la mitad de la amplitud máxima de la señal analítica. Como vimos el factor C_F depende de la amplitud de SA, y por lo tanto varía con el rumbo de la estructura 2-D de tal forma que las variaciones en amplitud deben ser interpretadas con precaución (Roest *et al.*, 1992). Además, si bien el máximo se localiza directamente sobre el contraste de magnetización, el signo del con-

Tabla 1. Valores de los parámetros C_F y θ_F para cada componente del campo magnético (véase en Nabighian, 1972).

	Campo Total (ΔT)	Campo Vertical (ΔZ)	Campo Horizontal (ΔH)
C_F	$2 M \text{ sen} \delta \left(-\cos^2 I_0 \cos^2 \alpha \right)$	$2 M \text{ sen} \delta \left(-\cos^2 I_0 \cos^2 \alpha \right)^{1/2}$	$2 M \text{ sen} \delta \text{ sen} \alpha \left(-\cos^2 I_0 \cos^2 \alpha \right)^{1/2}$
θ_F	$2 I - \delta - 90^\circ$	$I - \delta$	$I - \delta - 90^\circ$

traste no puede inferirse a partir de la técnica SA, puesto que esta se basa en el cálculo de su valor absoluto.

Debido a la dificultad para separar las distintas curvas campana, que a veces se interfieren, es recomendable usar también la distancia (x_i) entre los puntos de inflexión de la curva SA, los cuales se producen más cerca del máximo y por lo tanto son menos afectados por las anomalías vecinas. La estimación de la distancia x_i requiere el cálculo de la derivada segunda, con respecto a x , de la curva $|A(x)|$.

Las relaciones que vinculan la profundidad h con las distancias $x_{1/2}$ y x_i correspondientes a cada modelo (contacto vertical, dique) se detallan en tabla 2 (Atchuta Rao *et al.*, 1981; MacLeod *et al.*, 2003).

Tabla 2. Profundidad h como función del semiancho ($x_{1/2}$) en la mitad de la amplitud máxima de la señal analítica y con relación a la distancia x_i entre los puntos de inflexión de la curva SA.

Geometría de la fuente	Distancia en la mitad de la amplitud máxima	Distancia entre los puntos de inflexión (x_i)
Contacto	$h = 0,6 x_{1/2}$	$h = 0,71 x_i$
Dique/sill	$h = x_{1/2}$	$h = 0,87 x_i$

DISTRITO MINERO HUALILAN

El distrito aurífero Hualilán se ubica unos 120 km hacia el nornoroeste de la ciudad de San Juan (Fig. 1a). El yacimiento propiamente dicho se encuentra al este de la ruta Provincial N° 436 y a una altura de unos 1750 m sobre el nivel medio del mar. La actividad minera comenzó en el siglo XVI y continúa en el presente, aunque esporádicamente.

El yacimiento Hualilán, sito en la Pre-cordillera sanjuanina, comprende dos zonas mineralizadas, norte y sur, compuestas de distintos cuerpos encajados en calizas ordovícicas afectadas primero por fallamiento inverso y luego por fallamiento transversal normal de alto ángulo, con una profunda zona de oxidación limonítica portadora de oro libre con

pirita aurífera asociada a blenda, cuarzo y hedenbergita en profundidad. La litología abarca, además de las calizas (de rumbo aproximadamente norte-sur y buzantes al oeste), pizarras, areniscas, dacitas y relleno moderno.

De acuerdo a Angelelli (1984), se trata de un yacimiento de carácter hipomesotermal con un metasomatismo intenso de la caliza como efecto de un proceso de alteración hidrotermal relacionado con la intrusión de dacitas horblendíferas de edad miocena. Cuerpos sub-volcánicos dacíticos afloran en gran número en los alrededores de Hualilán (Bengochea *et al.*, 1988).

El área de interés en este análisis se encuentra inmediatamente al noreste de la zona sur. En la Figura 2 se muestra el mapa de anomalías magnéticas componente vertical ΔZ . Los valores de campo (precisión estimada mejor que ± 10 nT), reprocesados para este estudio, fueron medidos en 1988 (Herrera, 1989; Victoria, 1989) sobre una cuadrícula de 50 metros de lado, con densificaciones (datos cada 25 metros) en la zona anómala. En el mapa de ΔZ se observa una fuerte anomalía negativa, cuyo eje indicaría el rumbo de la estructura general en dirección NO.

En la Figura 3 se muestra un perfil levantado perpendicular al rumbo general de la anomalía principal, para el cual se han calculado: las derivadas horizontal ($\partial \Delta Z / \partial x$) y vertical ($\partial \Delta Z / \partial z$), la señal analítica, las pseudoanomalías de gravedad y las anomalías reducidas al polo. Para estas dos últimas transformaciones se usaron los valores de los elementos del campo obtenidos del modelo DIGRF 1985: $D_0 = +3,3^\circ$; $I_0 = -28,8^\circ$, $T_0 = 24835,4$ nT (IAGA, 2000).

La curva de campo ΔZ muestra un fuerte mínimo negativo, con asimetría de mayor gradiente en el flanco noroeste. Cuando la anomalía es reducida al polo (sólo inducción) el gradiente de los flancos se invierte, resultando más abrupto en el flanco sureste.

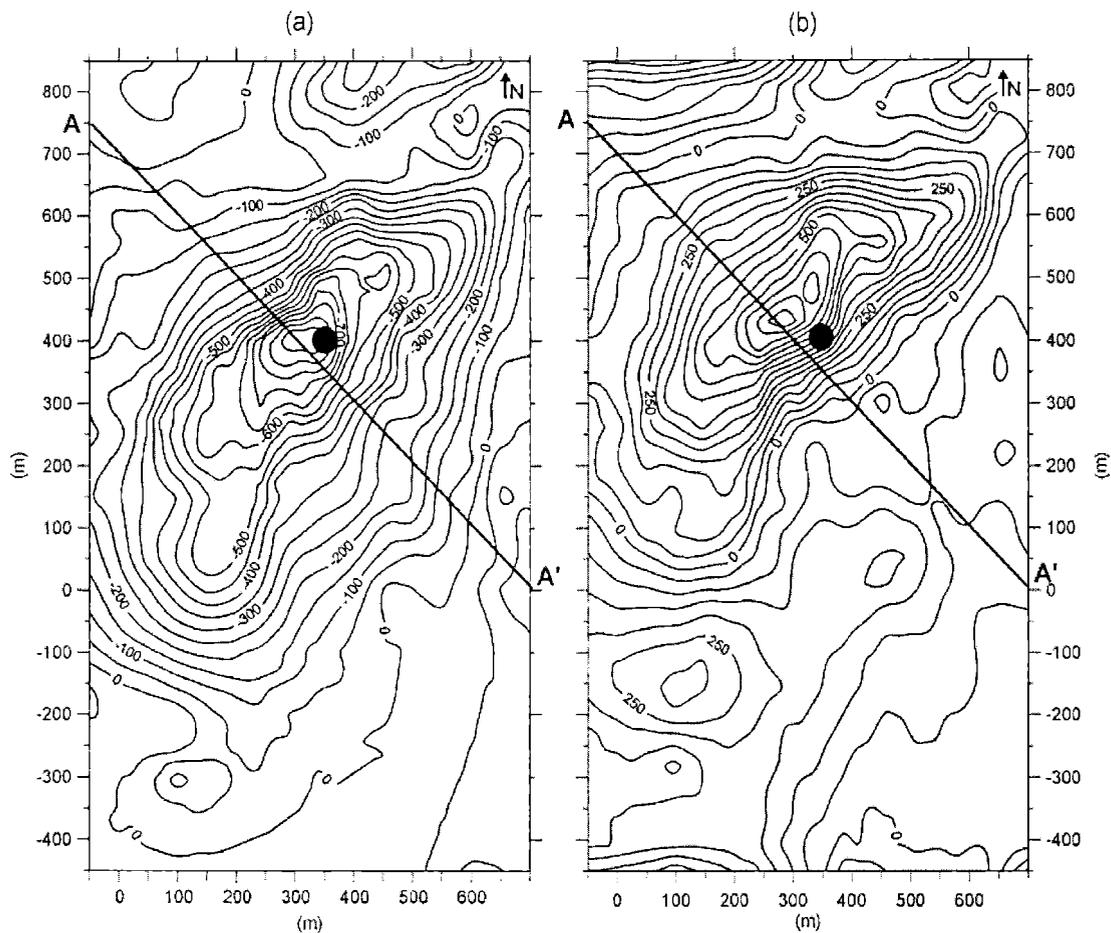


Figura 2. Área al noreste del yacimiento Hualilán sur. (a) Mapa de anomalías magnéticas componente vertical. (b) Mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo. Isoanómalas cada 50 nT. El círculo relleno demarca la posición geográfica de la base (30° 43' 30" Sur, 68° 56' 30" Oeste), utilizada durante el levantamiento para registrar la variación diurna del campo geomagnético. A ___ A' indica la ubicación del perfil analizado en la Figura 3.

Esta situación indicaría que el buzamiento de la estructura es hacia el noroeste en total acuerdo con el buzamiento de las estructuras geológicas.

Lo expresado se observa en los mapas de la Figura 2, en la cual se incluyó el mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo. Así, el buzamiento hacia el noroeste se produciría sobre toda el área de medición.

Atchuta Rao *et al.* (1981) formularon un método para la interpretación de anomalías magnéticas debidas a diques de ancho $2b$ y profundidad de techo h , basado en la forma

de la curva de SA y su fase $\phi(x)$ dada por la expresión (5).

$\phi(x)$ se relaciona con el parámetro θ_F (tabla 1) a través de: $\phi(x) + \phi(-x) = -2 \theta_F$.

Cuando la distancia (medida sobre el eje x) entre $-\theta_F + \pi/2$ y $-\theta_F - \pi/2$ coincide con la distancia $2 x_{1/2}$ en la mitad del valor máximo $A(0)$ de la curva SA, el cuerpo puede ser tratado como un dique muy angosto ($b \ll h$). En este caso las relaciones derivadas por Atchuta Rao *et al.* (1981) que nos permiten calcular los parámetros del dique son:

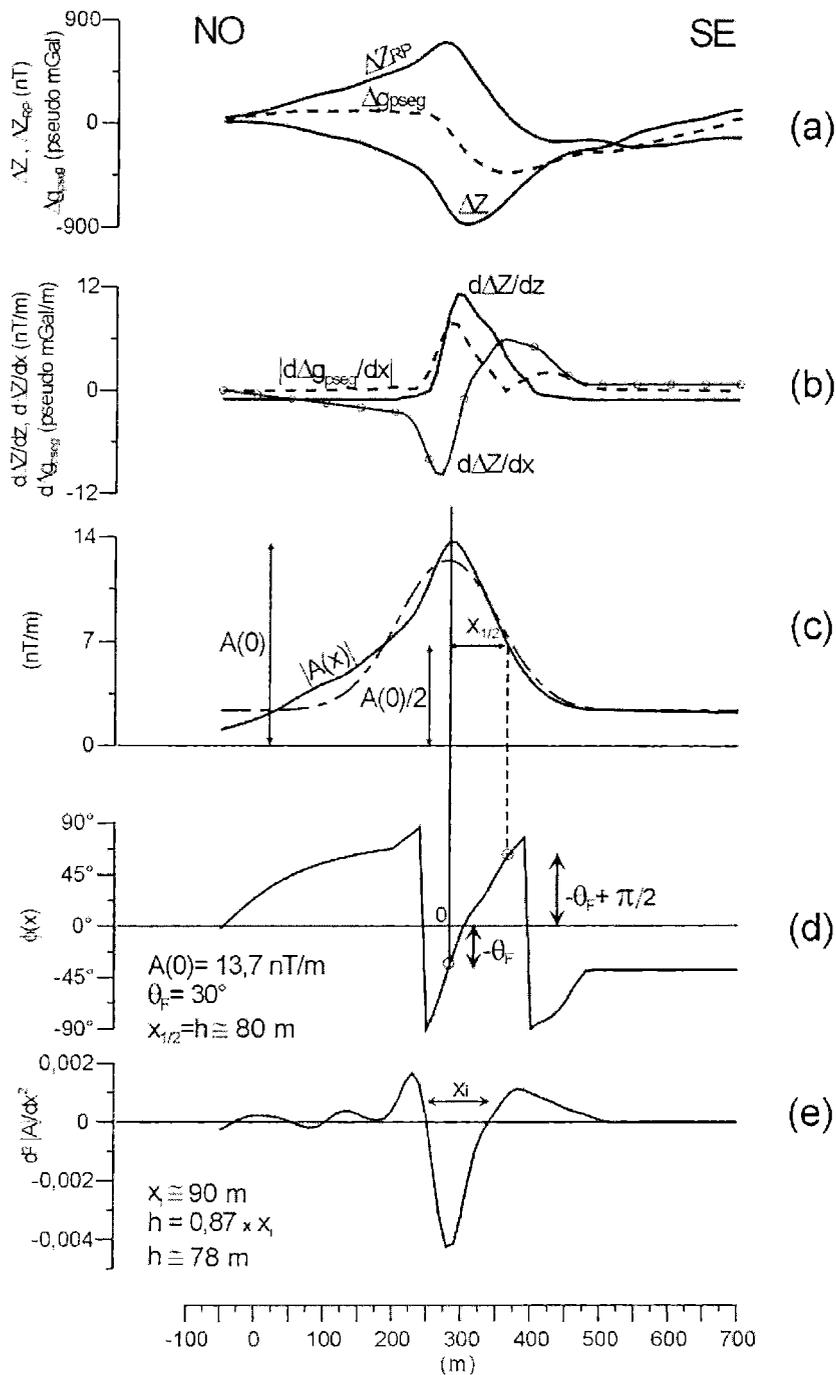


Figura 3. Para la sección A-A' (véase su ubicación en figuras 2 y 4) se grafican: (a) la anomalía magnética componente vertical observada (ΔZ), la anomalía reducida al polo (ΔZ_{RP}), la anomalía de pseudogravedad (Δg_{pseg}); (b) $d\Delta Z/dx$ y $d\Delta g_{pseg}/dx$ y $d\Delta Z/dz$; (c) la curva del valor absoluto de la señal analítica calculada ($|A(x)|$), y en línea de trazos, la curva de Gauss teórica que mejor ajusta a la calculada; (d) la fase $\phi(x)$ y (e) $(d^2|A(x)|/dx^2)$. Además, se indican los valores calculados a partir de estas curvas.

$$|A(x)| = \frac{2 C_F}{x^2 + h^2}$$

$$|A(x)|_{x=0} = A(0) = \frac{2 C_F}{h^2}$$

$$|A(x)|_{x=\pm h} = \frac{A(0)}{2} = \frac{2 C_F}{2 h^2}$$

$$h = x_{1/2}$$

$$\phi(x)_{x=0} = -\theta_F$$

$$\phi(x)_{x=\pm h} = -\theta_F \pm \frac{\pi}{2}$$

$$\frac{d^2 |A(x)|}{dx^2} = C_F \frac{2(3x^2 - h^2)}{(x^2 + h^2)^3} \quad (6)$$

$$\therefore h = 0,87 x_i$$

En la Figura 3c se representa la curva SA computada indicándose los parámetros derivados de la misma. También se ha incluido la curva de Gauss teórica de mejor ajuste a los valores de SA, exhibiendo una alta consistencia.

La profundidad estimada a partir de la semiamplitud máxima de SA es de 80 m. Este valor es claramente consistente con el calculado a través de la derivada segunda de SA (Fig. 3e).

El valor verdadero de θ_F se obtiene teniendo en cuenta los signos, alrededor del origen, de las derivadas horizontal y vertical de campo (Atchuta Rao *et al.*, 1981). Observando los signos de dAZ/dz y dAZ/dx (Fig. 3b) y teniendo en cuenta la Tabla 2 de Atchuta Rao *et al.*, el rango de θ_F varía entre -90° y -180° , de tal manera que el valor verdadero es $\theta_F = -120^\circ$. Usando esta última cantidad podemos calcular el buzamiento del dique (véase tabla 1), que resulta: $\delta = 118,11^\circ$, o $\delta \cong 62^\circ$ hacia el noroeste.

Por otro lado, el valor absoluto del gradiente de las pseudoanomalías de gravedad (Fig. 3b)

está desplazada hacia el noroeste con respecto al máximo de la señal analítica. Este desplazamiento es indicativo de la existencia de una componente remanente en la anomalía (Roest y Pilkington, 1993). Además, en el caso de contactos inclinados, este desplazamiento horizontal se produce siempre en la dirección del buzamiento (Grauch y Cordell, 1987), confirmando el buzamiento del dique hacia el noroeste.

El mapa de la Figura 4 muestra las amplitudes de la señal analítica calculadas usando la ec.(3). También se indican las profundidades de techo estimadas para una serie de diques angostos alojados en caliza. En este caso, se considera que la extensión en profundidad de los cuerpos es importante con respecto a la distancia al nivel de observación (la superficie topográfica) y por lo tanto las profundidades calculadas se acercan más al techo de las fuentes. Ellas oscilan entre 50 y 125 metros por debajo de la superficie.

Tentativamente, a través de las ec. (6) y la Tabla 1, calculamos la probable susceptibilidad magnética, que resulta del orden de $\chi \cong 0,1$ cgs. Esta alta susceptibilidad indicaría una fuerte magnetización con una importante componente de remanencia.

CUENCA CUYANA

La cuenca Cuyana se extiende con rumbo NO-SE sobre el centro oeste de Argentina (Fig. 1b). Se trata de una cuenca tipo rift cuyo origen se remonta al Triásico inferior, producto de esfuerzos extensionales que provocaron el hundimiento escalonado de bloques suavemente rotados, a través de fallas lítricas con una superficie de despegue de bajo a moderado ángulo (Boll y de la Colina, 1993). En el Cenozoico la cuenca es sometida a una reactivación general como consecuencia de la orogenia Andina, responsable de la configuración estructural actual. En aproxima-

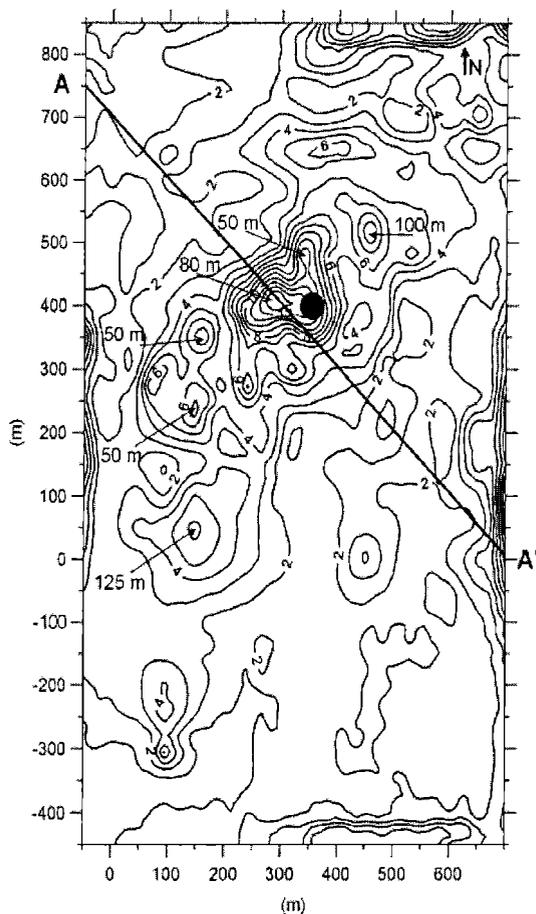


Figura 4. Valor absoluto de la señal analítica calculada para la zona del yacimiento aurífero Hualilán. Isoanómalas cada 1 nT/km. Se indican las profundidades de techo estimadas. El círculo relleno demarca la posición geográfica de la base ($30^{\circ} 43' 30''$ Sur, $68^{\circ} 56' 30''$ Oeste). Indica la ubicación del perfil analizado en la Figura 3.

damente 34° S de latitud, un alto estructural divide a la cuenca Cuyana en dos grandes subcuencas: al norte la de Cacheuta y al sur la de Alvear.

Las rocas más antiguas que conforman el basamento de la cuenca son metamorfitas, pertenecientes al ámbito geológico de las Sierras Pampeanas y atribuidas al Precámbrico. Estas rocas dominan netamente en el sector oriental del zócalo mientras que hacia occidente se observa mediano a bajo grado

de metamorfismo. Finalmente integran el sustrato las vulcanitas y las rocas piroclásticas del Grupo Choiyoi (Permotriásico). El relleno de la cuenca Cuyana está conformado casi en su totalidad por una potente sucesión clástica y parcialmente vulcanoclástica, de edad triásica.

La Figura 5a muestra el mapa de anomalías magnéticas componente total para el área de la cuenca. Los datos corresponden a mediciones propias llevadas a cabo en el período 2000-2001, con una distribución irregular siguiendo la red vial de la región. El campo geomagnético internacional de referencia (IAGA, 2000) se usó para remover del campo observado la influencia del campo magnético principal para la época de medición. Los valores de anomalías fueron regularizados a una malla de 10 km de lado. En términos generales, las anomalías muestran un carácter similar, señalando que las fuentes magnéticas corresponderían a un intervalo común de profundidad.

El mapa en la Figura 5b muestra el valor absoluto de la señal analítica calculada, junto con las profundidades estimadas (Fig. 5c) suponiendo contactos verticales de contrastes de magnetización. Los valores de profundidad se calcularon mediante los semianchos del módulo de la señal analítica correspondientes, valores que fueron afectados por los factores consignados en la Tabla 2. El proceso de interpretación requirió de la identificación de los picos o máximos de $|A|$ y del rumbo de la estructura representada por cada uno de ellos. En casos sencillos como el presente estos pasos pueden realizarse visualmente. Para anomalías de mayor complejidad (p.e., datos aeromagnéticos de alta resolución), resulta conveniente recurrir a técnicas automáticas tales como las utilizadas por Roest *et al.* (1992).

Las profundidades tienen el carácter de valores medios pues consideramos que las capas son de un espesor comparable con la distancia al nivel de observación (Roest *et al.*,

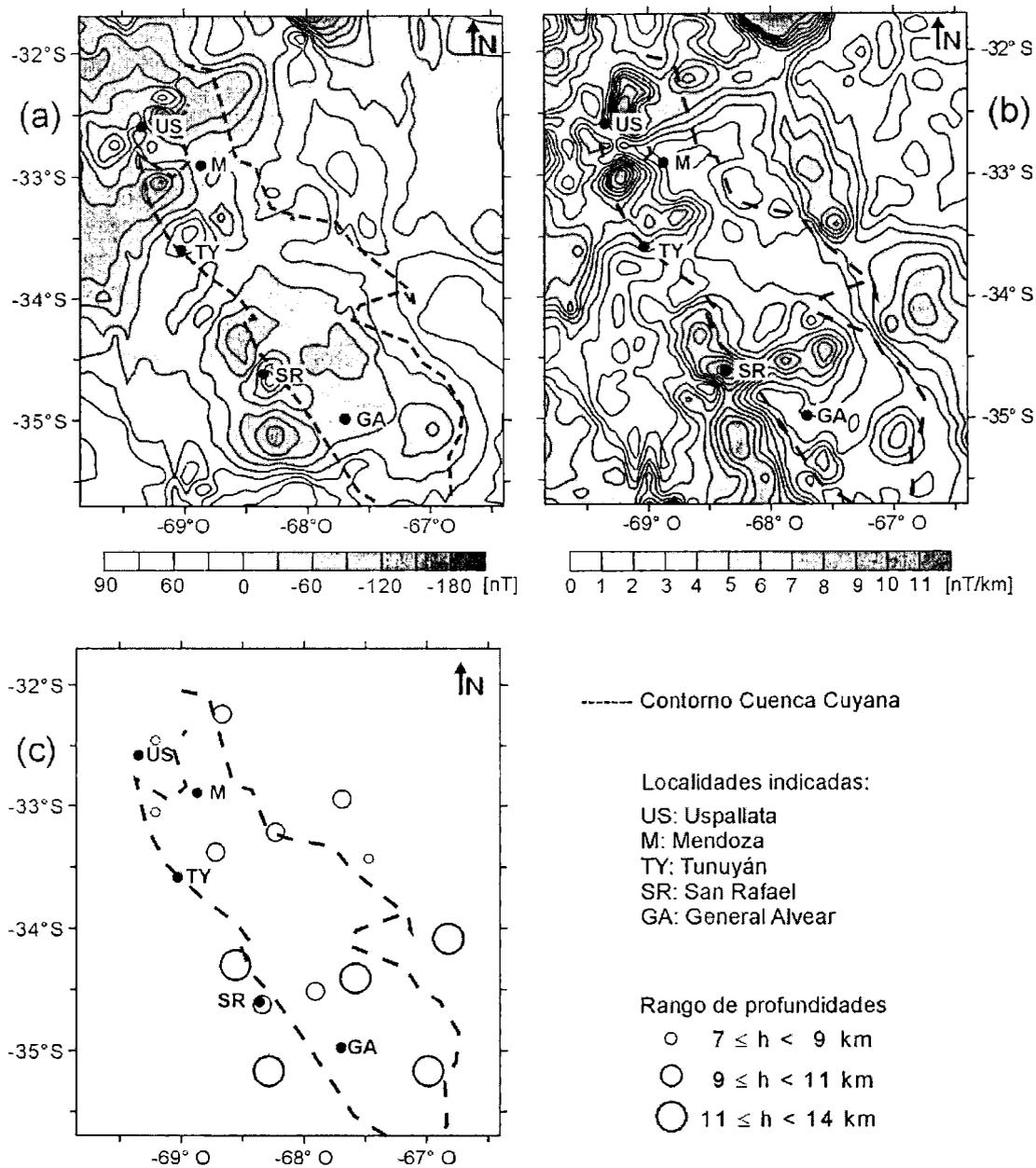


Figura 5. Se grafican para el área de la cuenca Cuyana: (a) las anomalías magnéticas componente total cada 40 nT; (b) el valor absoluto de la señal analítica cada 1 nT/km; (c) las profundidades medias de contrastes de magnetización calculadas a partir de la señal analítica.

1992). Ellas son preliminares debido a la distribución irregular de la información. Los valores de h oscilan entre 7,7 y 14 km, con un valor medio de 10,6 km consistente con las profundidad media determinada por métodos

espectrales (Miranda, 2004) En términos generales se observa un aumento de la profundidad hacia el sur, es decir que la profundidad de contrastes de magnetización parecería ser un tanto más superficial sobre la

subcuenca de Cacheuta que sobre la subcuenca de Alvear. Estas subcuencas presentan características tectónicas particulares tales como la inversión tectónica durante la orogenia andina, que afectó fundamentalmente la parte norte de la cuenca, y el cambio del ángulo de subducción. Con respecto a la amplitud máxima de SA, los mayores valores se producen en la zona de Uspallata (13 nT/km) y al suroeste de San Rafael (10 nT/km). En el resto de las curvas los máximos varían entre 4 y 9 nT/km (valor medio de 7 nT/km). De acuerdo a este análisis regional, los terrenos geológicos presentes en el área exhibirían propiedades magnéticas similares. Este resultado es consistente con la interpretación de Miranda (2004) de distintos terrenos geológicos presentes en el basamento de la cuenca, identificados por exhibir relaciones magnetización/densidad características ($\Delta M/\Delta\sigma$), aunque bajos y de rango muy restringido ($-4 \times 10^{-3} \text{SI} \leq \Delta M/\Delta\sigma \leq 4 \times 10^{-3} \text{SI}$).

CONCLUSIONES

Para el área adyacente a la mina Hualilán sur, utilizando datos de anomalías magnéticas componente vertical, transformaciones de reducción al polo y de pseudogravedad y el valor absoluto de la señal analítica se establecieron:

- la ubicación de una serie de cuerpos magnetizados con rumbo aproximadamente noreste-suroeste,
- el buzamiento de los cuerpos, identificados como diques buzantes, hacia el noroeste ($\approx 60^\circ$),
- la profundidad del techo de los cuerpos de entre 50 y 125 metros.

Para el área de la cuenca Cuyana, a partir de las anomalías magnéticas componente total y la señal analítica, se determinaron en forma preliminar:

- los contactos de contrastes de magnetización (a tal efecto supuestos verticales), señalados

por los contornos de la señal analítica que en buen número se alinean con rumbo paralelo al eje de la cuenca,

- las profundidades medias de los contactos de entre 7 y 14 km, a partir de las isoanómalas de señal analítica cuando las mismas permitieron una clara identificación.

Si bien se observa una mayor profundidad de magnetización hacia el sur (subcuenca de Alvear), la reducida varianza que exhibe la señal analítica calculada indicaría que las características magnéticas del subsuelo de esta región son semejantes.

Agradecimientos: a los revisores del manuscrito por las consideraciones y sugerencias realizadas.

REFERENCIAS

- Angelelli, V., 1984. Yacimientos Metalíferos de la República Argentina II. Comisión de Investigaciones Científicas CIC, Provincia de Buenos Aires, pp. 704.
- Atchuta Rao, D., H.V. Ram Babu and P.V. Sanker Narayan, 1981. Interpretation of magnetic anomalies due to dikes: the complex gradient method. *Geophysics*, 46(11):1572-1578.
- Bengochea, J.D., A.L. Bengochea y G.R. Más, 1988. Inclusiones fluidas en el yacimiento de oro en calizas Hualilán, Provincia de San Juan, Argentina. *Actas Tercer Congreso Nacional de Geología Económica*. Buenos Aires. I:251-267.
- Blakely, R., 1995. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge Univ. Press.
- Boggetti, D., V. Martínez Cal, C. Regazzoni, L. Andrada y M. Marnetti, 1999. Aporte de la sísmica 3D al modelo prospectivo en la cuenca Cuyana. *Actas IV Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Mar del Plata, Argentina. I:263-281.
- Boll, A. y J. de la Colina, 1993. Armazón estratigráfico del Triásico-Jurásico en Atamisqui-Cuenca Cuyana-Mendoza. *Actas XII Congreso Geológico Argentino y II Cong. de Exploración de Hidrocarburos*. I:33-40.
- Grauch, V. J. S. and L. Cordell, 1987. Limitations on determining density or magnetic boundaries

- from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity data: *Geophysics*, 52(1):118-121.
- Hahn, A., E. Kind and D. Misha, 1976. Depth estimation of magnetic sources by means of Fourier amplitude spectra. *Geophysical Prospecting*, 24:287-308.
- Hansen, R. O. and R. S. Pawlowski, 1989. Reduction to the pole at low latitudes by Wiener filtering. *Geophysics*, 54:1607-1613.
- Herrera, J., 1989. Interpretación de anomalías magnéticas en el sector noreste del área Mina Hualilán. Tesina de Licenciatura en Geofísica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. Inédito. 129 pp.
- (IAGA) International Association of Geomagnetism and Aeronomy Division V, Working Group 8, M. Manda (chair), 2000. International Geomagnetic References Field - 2000. Scientific Report.
- MacLeod, I. N., K. Jones and T. Fan Dai, 2003. 3-D Analytic Signal in the Interpretation of Total Magnetic Field Data at Low Magnetic Latitudes. www.geosoft.com, pp.12.
- Mendonca, C. A. and B. C. Silva, 1993. A Stable Truncated Series Approximation of the Reduction-to-the Operator. *Geophysics*, 58:1084-1090.
- Miranda, S., 2004. Mapeo de la Relación Magnetización-Densidad en la Región de la Cuenca Cuyana (Argentina). Enviado a *Geoacta*.
- Nabighian, M., 1970. The analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 38: 517-537.
- Nabighian, M., 1972. Additional comments on the analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross section. *Geophysics*, 39:85-92.
- Nabighian, M., 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations. *Geophysics*, 49:780-786.
- Roest, W. and M. Pilkington, 1993. Identifying remanent magnetization effects in magnetic data. *Geophysics*, 58(5):653-659.
- Roest, W., J. Verhoef and M. Pilkington, 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57(1):116-125.
- Victoria, M. S., 1989. Interpretación de anomalías magnéticas en el sector sur del área Mina Hualilán. Tesina de Licenciatura en Geofísica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. Inédito. pp.129.

PROCESOS HIDROSEDIMENTOLOGICOS Y METEOROLOGICOS RELACIONADOS CON LA SEDIMENTACION DE UN PUERTO

Gisela A. Federici¹, Diana G. Cuadrado¹⁻³, Eduardo A. Gómez¹⁻²

¹Instituto Argentino de Oceanografía. CC804. 8000 Bahía Blanca. Argentina - CONICET
Camino La Carrindanga Km. 7. Casilla de correo 804. (8000) Bahía Blanca, Argentina
E-mail: federici@criba.edu.ar, cuadrado@criba.edu.ar, gngomez@criba.edu.ar

²Universidad Tecnológica Nacional, Facultad Regional Bahía Blanca 11 de Abril 461.
8000 Bahía Blanca. Argentina

³Depto Geología. Universidad Nacional del Sur. San Juan 670. 8000 Bahía Blanca. Argentina

RESUMEN

Se estudian los procesos que intervienen en la generación de una tasa de sedimentación muy alta en Puerto Rosales. Para ello se analiza la distribución de la concentración de sedimentos en suspensión en la columna de agua, velocidad y dirección de las corrientes, así como también las condiciones meteorológicas correspondientes a un ciclo de marea completo. Se identifica la importancia de los vientos del sector SE, los que al coincidir con la dirección de mayor fetch, generan olas que actúan sobre las planicies de marea aledañas al puerto, aumentando notablemente la concentración de sedimento en suspensión. Se concluye que la resuspensión del sedimento en suspensión, producto de la acción de las olas sobre las planicies, es la responsable de la alta tasa de sedimentación que históricamente ha presentado Puerto Rosales.

Para disminuir la velocidad de sedimentación del puerto se propone evitar el ingreso de agua con concentraciones muy altas de sedimento en suspensión mediante la construcción de una barrera que atraviese la planicie de marea. Al mismo tiempo se propone proteger y una manera de propiciar el desarrollo de la *Spartina alterniflora* sobre la marisma con el objeto de disminuir la generación de sedimento en suspensión.

Palabras claves: tasa de sedimentación, concentración de sedimento en suspensión, barrera, *Spartina alterniflora*, Puerto Rosales.

ABSTRACT

Processes involved in the generation of an abnormally high siltation rate in Rosales harbor are studied. The vertical distribution of suspended sediment concentration related to tidal currents and meteorological conditions during a complete tidal cycle is analyzed. The importance of the southeastern winds is identified. Because the coincidence with the maximum available fetch, winds from this sector are responsible to generate waves that act over the tidal flats near the harbor and notably increase the suspended sediment concentration of the area. It is concluded that the excess in suspended sediment generated by this way is responsible for the high siltation rate that Rosales harbor has historically presented. In order to diminish the harbor siltation rate, the income of water with high suspended sediment concentrations can be arrested constructing a barrier across the entire intertidal area. To protect and propitiate the development of a *Spartina alterniflora* marsh to diminish the suspended sediment excessive generation it is also proposed.

Key words: siltation rate, suspended sediment concentration, barrier, *Spartina alterniflora*, Rosales Port.

INTRODUCCION

Con el objeto de introducir mejoras en los sectores costeros para un mejor aprovechamiento desde el punto de vista económico, es común que se construyan rompeolas o muelles, se realicen tareas de dragado, se determinen sitios para la ubicación del material refulado, etc. Muchas de estas modificaciones son efectuadas sin la previa realización de estudios que permitan conocer la dinámica del lugar y así poder prever las modificaciones originadas en el ambiente a causa de su ejecución, e implementar las acciones pertinentes.

Modificaciones realizadas en el sector costero pueden tener impactos negativos o positivos sobre el ecosistema y el dragado no es una excepción. En otros países las tareas de dragado en sus puertos se constituyen en un medio de fundamental importancia para el desarrollo socio-económico. Es así que en Bélgica (Mieghem, *et al.*, 1997), Alemania (Köthe, 1997), India (Luybaert, 2000), Australia (Murray, *et al.*, 1994), Inglaterra (De Silva, *et al.*, 1994), Estados Unidos y Holanda (Pipai, 1995) se realizan exhaustivos estudios para conocer detalladamente los diferentes procesos que tienen lugar en el ambiente, tratando de que las modificaciones que en él se realizan tengan el menor impacto posible. Es así que los materiales extraídos del dragado, en la mayoría de los casos ubicados en cercanías al sitio donde se realizaron dichas tareas debido a los bajos costos de transporte, convierten la zona, por ejemplo, apta para la agricultura, recreación, industrias, etc. Previamente se realizan exhaustivos estudios y evaluaciones para conocer detalladamente los diferentes procesos que tienen lugar en el ambiente y así poder determinar el mejor programa de aplicación.

Los factores físicos-geológicos que son indispensables conocer en el ambiente marino-costero incluyen a las corrientes de marea, las olas, los vientos, la geomorfología y la

sedimentología. Es necesario también comprender su interrelación, ya que la dinámica de los sedimentos en este ambiente, conjuntamente con la geomorfología submarina asociada, está controlada por la interacción de varios procesos, como ser la amplitud y la velocidad de las corrientes de marea, las olas y las tormentas. Conocer y comprender el origen y desarrollo de los procesos que intervienen es indispensable para poder efectuar un manejo adecuado de las zonas costeras, evitando así la futura generación de problemas tanto ambientales como socio-económicos de difícil solución.

El objetivo del presente estudio es determinar los procesos e interacciones que causan una alta velocidad de sedimentación en un canal de acceso y sitios de amarre a un puerto. Sólo después de lograr un conocimiento adecuado de tales procesos, será posible instrumentar medidas que puedan conducir a solucionar el problema de sedimentación en forma adecuada, tratando de obtener una óptima utilización de la infraestructura portuaria.

AREA DE ESTUDIO

Puerto Rosales es uno de los puertos que integra uno de los complejos portuarios de aguas profundas más importantes de la Argentina. Está ubicado sobre la costa norte del Canal Principal del estuario de Bahía Blanca, constituyéndose como el puerto más externo de dicho sistema (Fig. 1). Esquemáticamente, se encuentra formado por un muelle y espigón de piedras que se extiende con dirección norte-sur, perpendicular a la costa. Hacia el sector este del mismo se encuentra una extensa planicie de marea constituida principalmente por material arenoso con una gran proporción de limo-arcilla.

El puerto presenta condiciones naturales importantes desde el punto de vista del desarrollo portuario, lo cual le confiere ciertas

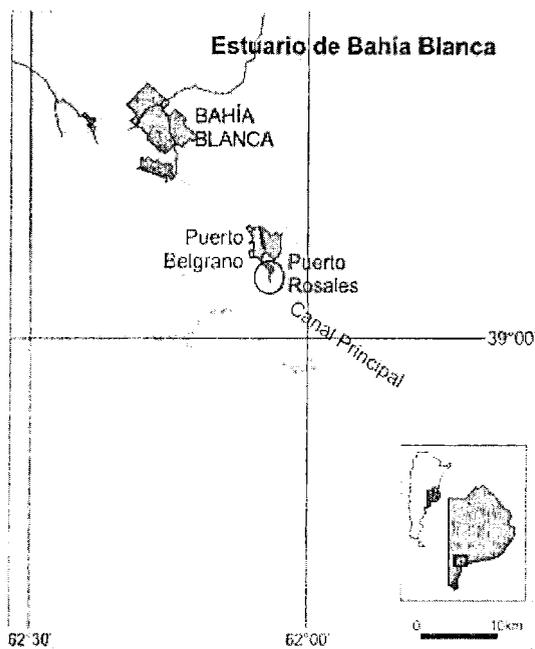


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio.

ventajas frente al resto de los puertos que constituyen el sistema portuario. En primer lugar las distancias que deben recorrer las embarcaciones para arribar al mismo son menores respecto a los otros puertos, y en segundo lugar porque la porción del Canal Principal próxima posee profundidades naturales superiores a los 20 metros. A pesar de dichas ventajas, Puerto Rosales nunca pudo desarrollarse comercialmente debido a que históricamente ha presentado una alta tasa de sedimentación en su canal de acceso y sitios de amarre, siendo sólo apto para el ingreso de embarcaciones de pequeño calado.

Es así que la sedimentación que ha sufrido el puerto ha demandado grandes esfuerzos para tratar de mantenerlo con profundidades operativas, tanto desde el sector estatal como desde el privado (Melo *et al.*, 1997). En 1922, el Ministerio de Obras Públicas (MOP) obligaba a los concesionarios a mantener las profundidades en 9 metros (30 pies). Dicho requerimiento fue cambiando con el tiempo, disminuyéndose la profundidad requerida de-

bido a que ningún concesionario pudo llegar a mantener profundidades superiores a los 5,5 metros (18 pies), alegando que los altos costos que implicaba el mantenimiento de las profundidades requeridas no eran compensatorios con la explotación del puerto. Finalmente en 1971, la Administración General de Puertos realizó un dragado a 8 metros (26,4 pies), sin efectuarse posteriormente ningún tipo de tareas para mantener dicha profundidad.

La evolución de la tasa de acumulación que sufrió el puerto en su canal de acceso y sitio de amarre desde el dragado efectuado en 1971 hasta el año 1990 fue estudiado por Cuadrado *et al.* (1996). Los resultados mostraron una gran sedimentación durante los diecinueve años comprendidos, registrándose la máxima acumulación de 1,6 metros en el primer año a partir del dragado. Luego de 10 años, la acumulación se mantuvo constante con una tasa de 6 cm/año durante los últimos 8 años.

Luego del dragado de 1995 y con el objeto de proteger al puerto de la sedimentación pero sin basarse en estudios previos, se modificaron las condiciones naturales del área (Federici *et al.*, 2000). En esta oportunidad se ubicaron sobre la planicie intermareal, al este del puerto, a manera de barrera discontinua, dos embarcaciones de 40 metros de eslora en la porción media baja de la planicie, y los materiales extraídos durante las tareas de dragado en el sector alto de la planicie de marea (Cuadrado *et al.*, 2000) (Fig. 2).

METODOLOGIA

Para conocer la concentración y evolución de los sedimentos en suspensión en la columna de agua y las características de las corrientes de marea en el canal de acceso a Puerto Rosales, se efectuó un monitoreo horario durante un ciclo de marea completo. Para poder realizar la determinación de dichos parámetros se dispusieron dos estaciones (Fig. 2), una en el canal de acceso al puerto, cercana

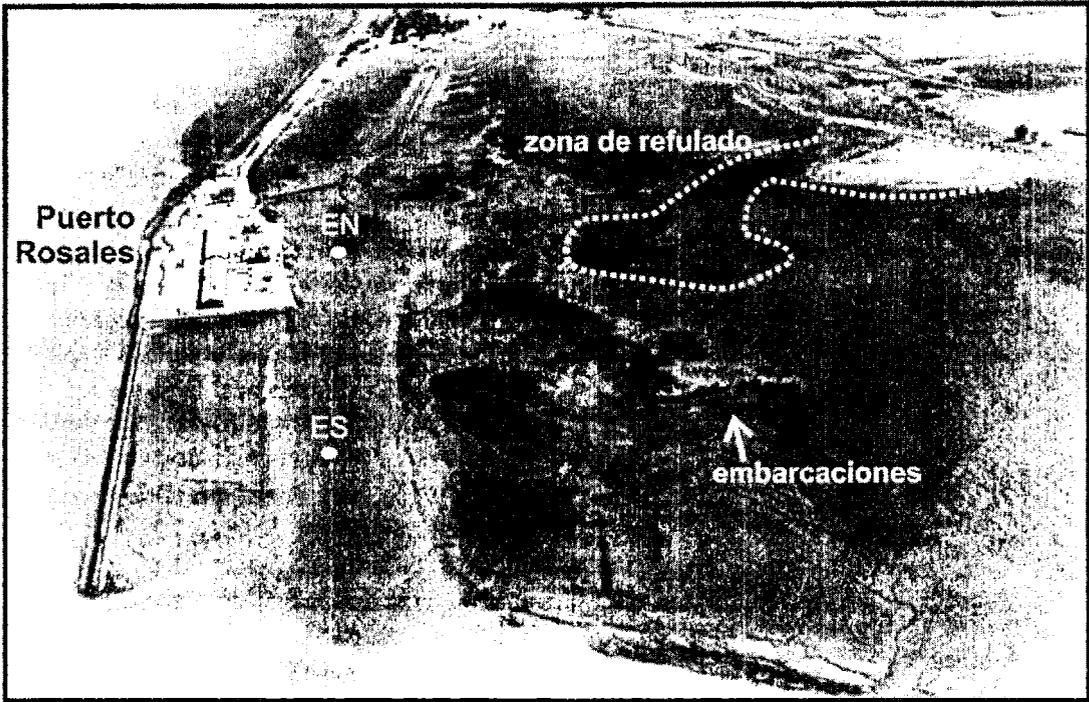


Figura 2. Ubicación de las estaciones de muestreo (EN, ES). Se observa el emplazamiento de los materiales dragados y las embarcaciones fondeadas en el área de estudio.

el Canal Principal (EN) y otra en los sectores de amarre (ES), con una separación entre ambas de 550 metros. Se utilizó una lancha de 12 metros de eslora, la cual se desplazaba de una estación a la otra con intervalos de 30 minutos. El posicionamiento de la embarcación se realizó mediante el empleo de un GPS (Global Positioning System) trabajando en modo diferencial en tiempo real (con errores menores a 3 m).

Para medir la concentración de sedimentos en suspensión y su variación dentro de la columna de agua, se utilizó un OBS (Optical Backscattering Sensor). Posteriormente, para transformar los datos obtenidos por el OBS a m^{-1} , se realizó una curva de calibración utilizando muestras de sedimento, extraídas durante el trabajo de campo. Para determinar las características de las corrientes de marea, velocidad y dirección, se utilizó un correntómetro Valeport, midiendo en cinco niveles

durante 2 minutos en cada estación. Suponiendo un perfil logarítmico de la distribución vertical de la velocidades, las mediciones se distribuyeron cada 0.6 m en los tres niveles cercanos al fondo y más espaciadas, a profundidades dependientes del estado de marea, en los dos niveles superiores. Simultáneamente, fueron obtenidos registros de vientos de una estación meteorológica ubicada en el puerto durante el período de la campaña. Estos datos se registraron a intervalos de 30 minutos en km/h.

Para determinar la velocidad de sedimentación del puerto se compararon cartas batimétricas de relevamientos realizados en el canal de acceso al puerto y sitios de amarre, proporcionadas por la Administración de Puerto Rosales y por el Consorcio de Gestión del Puerto de Bahía Blanca. De la comparación de una carta batimétrica con la sucesiva se obtuvieron mapas residuales. Los sondeos ba-

timétricos se realizaron en piernas longitudinales de dirección E-O (perpendicular al sitio de amarre y espigón), con un espaciamiento entre 20 y 80 m. La profundidad de todas las cartas se encuentra referida al nivel de reducción del mareógrafo de Puerto Belgrano.

Se seleccionó un área común a todas las cartas batimétricas y posteriormente se realizó un grillado cuadrado de 10 m de lado en donde se volcaron los datos extrapolados de profundidad. Por comparación nodo a nodo de dos cartas consecutivas se obtuvieron los mapas residuales, los cuales reflejan la acumulación y erosión en malcanzada durante los períodos considerados. Posteriormente se emplearon los valores de acumulación promedio para la determinación de la velocidad de sedimentación dentro del canal de acceso y sitio de amarre.

RESULTADOS

Para determinar los procesos que causan una gran sedimentación en el canal de acceso y sitios de amarre al puerto se analizaron los datos de las corrientes de marea y el sedimento en suspensión medido. También fueron analizados los cambios en las condiciones meteorológicas registrados durante el ciclo de marea en que se realizaron las mediciones. Se determinó que existe una relación directa entre la concentración de sedimentos en suspensión y el estado de la marea (Fig. 3). Durante el flujo, la concentración de material en suspensión (CMS) es baja (75 mg l⁻¹ como máximo), mientras que durante el reflujó existe un aumento en la CMS (alcanzando 240 mg l⁻¹). Al inicio de las mediciones (6:20), la distribución de la CMS fue casi homogénea entre las dos estaciones, siendo la máxima concentración de 40 mg l⁻¹ en el fondo de la ES. A medida que la altura de marea aumentó, la CMS también fue aumentando. En primer lugar (9:00), se registró un aumento en el fondo

de la ES alcanzando máximos valores de 75 mg l⁻¹, disminuyendo en toda la columna de agua hacia el interior del puerto. Luego (10:00), se reconoció en el fondo de la EN un aumento hasta valores de 65 mg l⁻¹, mientras la CMS en superficie se mantuvo en 35 mg l⁻¹, disminuyendo la concentración de sedimentos en la columna de agua hacia el Canal Principal.

Durante el reflujó (15:05), la CMS en el fondo siguió aumentando en la EN hasta alcanzar los máximos valores de 110 mg l⁻¹, y de 240 mg l⁻¹ en la ES luego de la media marea bajante (16:54). En ese momento, coincidiendo con las máximas velocidades de bajante, la CMS aumentó en toda la columna de agua, alcanzando valores en superficie de 65 y 80 mg l⁻¹ para ES y EN respectivamente. Al finalizar el ciclo de marea, la CMS disminuyó en toda la columna de agua (18:05), donde la CMS en el fondo no excedió los 115 y los 85 mg l⁻¹ para la ES y EN respectivamente, mientras que en superficie la concentración fue levemente superior a 60 y 40 mg l⁻¹ para ES y EN respectivamente.

En la Figura 4 se muestran las corrientes de marea registradas en cada uno de los 5 niveles medidos a lo largo del ciclo de marea. En la ES se observan claramente las diferencias en las velocidades durante las mediciones. En el reflujó las máximas velocidades de las corrientes alcanzan los 30 cm s⁻¹ en todos los niveles, mientras que durante el flujo no se alcanza dicho valor. La característica más importante que se aprecia en la distribución de las corrientes de marea es que éstas se presentan en sentido NO-SE. Las corrientes en ambas estaciones se comportan siguiendo un esquema similar, aunque la distribución en la estación EN es un poco más heterogénea que en la estación ES. Ello se puede deber a que las corrientes al llegar a la parte interna de puerto son más débiles y por ende las fluctuaciones en la dirección se manifiestan en una medida mayor.

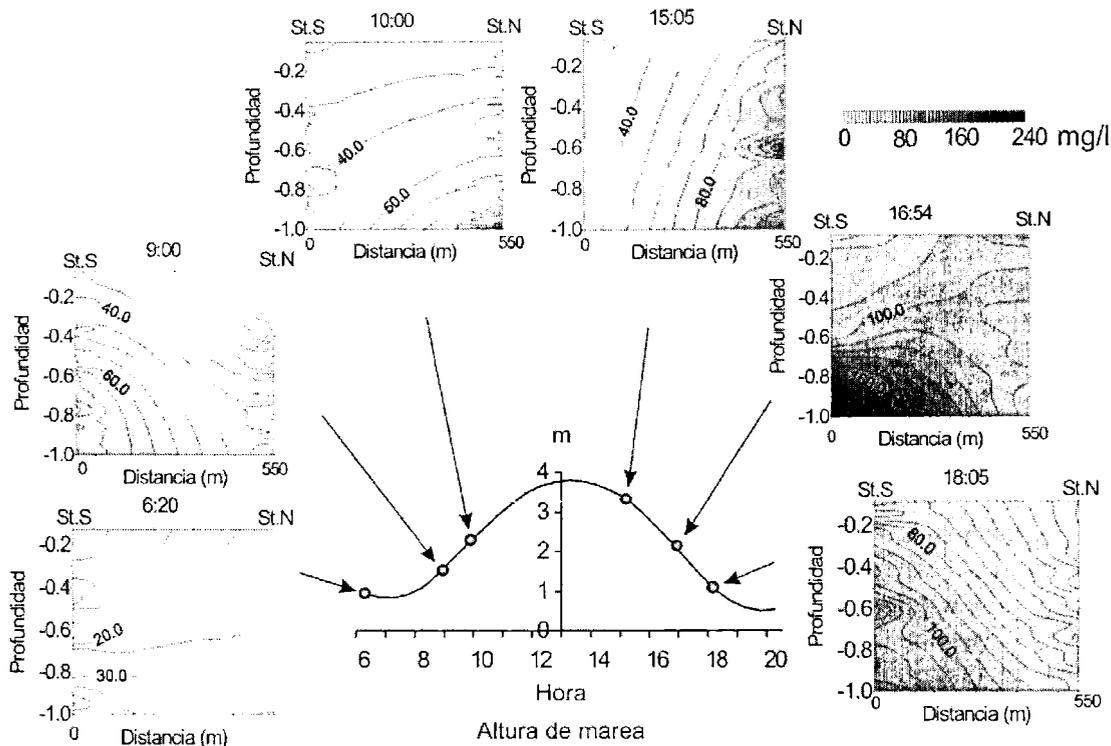


Figura 3. Variación de la concentración de sedimentos en suspensión durante el ciclo de marea. Las profundidades están normalizadas.

La variación de la velocidad y dirección del viento durante el ciclo de marea se presenta en la Figura 5. Dichos parámetros se modificaron abruptamente coincidiendo aproximadamente con la pleamar. Durante la creciente el viento sopló desde el cuadrante NO a una velocidad menor a 20 km h^{-1} , mientras que durante la bajante el viento cambió al cuadrante SE con velocidades superiores a 20 km h^{-1} .

DISCUSION

Causa de la alta velocidad de sedimentación

La influencia del viento en la modificación de los parámetros físicos es de fundamental importancia en la zona de estudio. Este hecho queda reflejado en el notable aumento de la CMS a partir del cambio de la dirección del viento hacia el sector SE y el incremento de

su velocidad. Dicha dirección es la de mayor distancia para que el viento genere olas que inciden en Puerto Rosales. Por lo tanto, el incremento de CMS en el sector portuario puede ser explicado por el accionar de las olas, que al disipar su energía sobre las planicies de marea ubicadas sobre el sector este, resuspenden el sedimento de fondo produciendo un incremento en la CMS del agua que circula en todo el área.

Por su parte, las corrientes de marea medidas en el canal de acceso y sitios de amarre al puerto indican la existencia de una importante componente transversal, la cual sería la principal responsable de transportar hacia la zona portuaria el sedimento que es puesto en suspensión por acción de las olas sobre las planicies adyacentes. Este sedimento sólo puede depositarse, y permanecer depositado durante la totalidad del ciclo de marea,

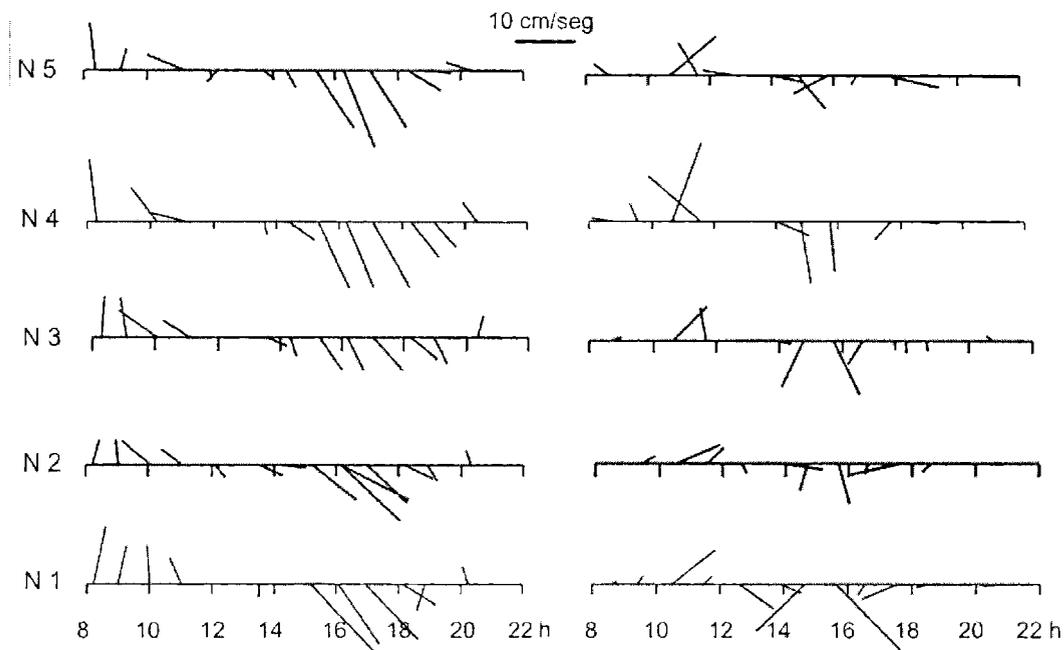


Figura 4. Comportamiento de las corrientes de marea en cada nivel (N) medidos durante el ciclo de marea en las dos estaciones. N1 corresponde al fondo y N5 a la superficie de la columna de agua.

sólo en aquellos lugares caracterizados por una muy baja energía ambiental, como efectivamente lo son los sitios de amarre y canal de acceso al puerto.

Consecuencias de las modificaciones ambientales de 1995

Para evaluar la efectividad de la barrera discontinua construida en 1995, se analizó la evolución de la profundidad promedio del canal de acceso a los puertos y sitios de amarre, desde antes de dicha modificación. Para ello se compararon tres períodos. El período 1972-1990 a partir de un dragado a 8 metros de profundidad, el período 1995-2000 luego de un dragado a 6 metros y el período 2000-2001 luego de un dragado a 4 metros.

En la Figura 6 se puede observar la evolución de la profundidad promedio del sector dragado durante los tres períodos considerados. El valor de la pendiente de la curva en un

punto determinado indica la velocidad de sedimentación promedio para ese punto, la cual no es constante, ya que es máxima inmediatamente después del dragado y progresivamente disminuye con el transcurso del tiempo. Ello se debe a que si bien el caudal de agua intercambiado durante el ciclo de marea es constante, tanto la sección como la velocidad de las corrientes máximas dentro del puerto no son constantes en un período donde se involucran tareas de dragado. Es así que luego del dragado, el puerto presenta su máxima sección (máxima profundidad) y consecuentemente la velocidad del intercambio de agua es mínima, favoreciendo la sedimentación. Al disminuir la sección del puerto con el transcurso del tiempo (menor profundidad), aumenta la velocidad de intercambio de agua y por lo tanto disminuye la velocidad de sedimentación. Si las condiciones ambientales no se modifican, la profundidad disminuye pro-

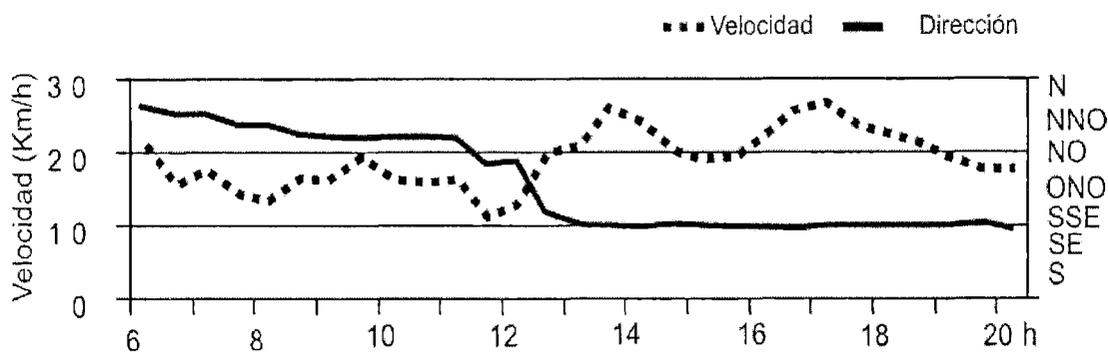


Figura 5. Variación de la velocidad y dirección del viento durante el ciclo de marea.

gresivamente hasta que después de un determinado tiempo se estabiliza en lo que podría denominarse profundidad promedio de equilibrio. En el periodo 1972-1990 (Fig. 6), la profundidad promedio de equilibrio tuvo un valor aproximado de 0,60 metros.

Debido a que en cada período comparado difirió la profundidad de dragado, la comparación directa de la velocidad de sedimentación entre periodos debe efectuarse necesariamente sobre la base de profundidades iguales o similares. Por lo tanto, el rango de profundidad común a los tres periodos comparados corresponde al intervalo entre los 1,75 y 3,5 m. Dentro de este rango resulta evidente que la velocidad de sedimentación se ha incrementado notablemente en cada período sucesivo (Fig. 6), ya que en el primer periodo (1972-1990) su colmatación se produjo en 52 meses, en el siguiente periodo (1995-2000) en 16 meses y llevó tan sólo 9 meses en el último periodo.

Luego de un dragado a 4 m en 2002 y a pesar del poco tiempo involucrado en esta última comparación (octubre de 2002 a junio de 2003), se puede establecer una clara tendencia en la sedimentación actual ya que se acumularon 1.44 m durante un total de 7,5 meses. Ello indica una tasa de sedimentación de 0.192 m/mes, mientras que en la comparación de 2000-2001, que abarcó casi 9 meses,

la acumulación fue de 1.76 m, lo cual revela una tasa de 0.195 m/mes. Ambas tasas son similares, lo cual estaría indicando una estabilización en la tasa de sedimentación del puerto, aunque a valores notablemente más altos que los históricos (periodo 1972-1990).

Lo expuesto precedentemente revela sin lugar a dudas que las modificaciones efectuadas en el ambiente en 1995 afectaron de manera significativa el ambiente portuario y las planicies circundantes. Los sedimentos refulados ubicados en el sector alto de la planicie de marea fueron contenidos por mangueras de geotextil, las cuales con el transcurso de los meses comenzaron a deteriorarse hasta romperse. Entonces, los sedimentos originalmente contenidos quedaron disponibles al accionar de las olas y corrientes, contribuyendo de esta forma a aumentar la cantidad de sedimento en suspensión que circula en el ambiente. Por otro lado, las embarcaciones fondeadas en la parte baja de la planicie de marea, modificaron las características de las olas. La pared vertical rígida e impermeable que conforman las embarcaciones varadas actúa como una superficie reflectante para el oleaje incidente, y es por ello que las olas incidentes pierden muy poca energía al reflejarse. Por tal motivo, la suma de la onda incidente y reflejada origina una ola estacionaria en la que los movimientos

horizontales se anulan mutuamente, pero el desplazamiento vertical se suma, dando como resultante una ola que presenta el doble de energía (doble altura) que la onda incidente original. Este hecho provoca una profundización del fondo en cercanías de los buques y el consecuente aumento de la CMS en el ambiente.

Efecto de la vegetación en la marisma

Otro factor que estaría relacionado con la variación de la energía en la zona de estudio es la población de *Spartina alterniflora* que conforma la marisma adyacente al sector portuario. Según estudios de Frey y Basan (1985) tendientes a determinar la disminución de la erosión y la retención de sedimentos por medio de este tipo de vegetación sobre las planicies, la energía de la ola puede disminuir hasta en un 92% y puede causar una pérdida en la altura de ola de hasta 71%. Teniendo en cuenta dichos resultados, la presencia del espartillar en las planicies adyacentes a Puerto Rosales produciría una disminución apreciable de la cantidad de material sedimentable que ingresa a los sitios de amarre, y en consecuencia una reducción de la velocidad de colmatación del mismo.

Estudios recientes (Federici *et al.*, 2003) han detectado que en los últimos 10 años esta vegetación ha experimentado una notable expansión sobre las marismas, la cual estaría relacionada con el control de vertidos crónicos de hidrocarburos al mar producidos en una planta petrolera ubicada al este del puerto. En varios países (Yang, 1998; Castillo, 2001; Cagnoni, 1999; Netto *et al.*, 1997; Asano, 1992) se ha demostrado que la protección del medio ambiente en este sentido tiene consecuencias positivas en todo el área circundante. Por lo tanto, la protección de dicha vegetación, además de propiciar su desarrollo y expansión en el área bajo estudio, podría traer aparejado importantes beneficios económicos indirectos al puerto.

Posibles soluciones

Conociendo los procesos responsables que intervienen en el aumento de la CMS en las planicies de marea vecinas a Puerto Rosales, se pueden establecer dos propuestas para solucionar o al menos disminuir la velocidad de sedimentación en el puerto. Una opción es evitar el ingreso al puerto de agua con exceso de sedimento en suspensión desde donde éste se genera, mientras que otra solución sería reducir la generación del sedimento en suspensión que ocurre en las planicies de marea.

El ingreso al puerto de concentraciones excesivas de sedimento en suspensión puede evitarse mediante la construcción de una barrera continua que atraviese la totalidad de la planicie intermareal. Su altura debería ser superior al nivel de mareas excepcionales y que debería llegar hasta una profundidad limitada por su posible interacción con las corrientes de marea en el Canal Principal, ya que esta interacción podría alterar el transporte litoral de arena en la entrada del puerto.

La evaluación de la viabilidad de dicha propuesta se realizó mediante el empleo de un modelo matemático hidrodinámico realizado por Pierini y Perillo (2003). Para evaluar la efectividad y evitar o disminuir potenciales efectos negativos de dicha obra, se probaron diferentes extensiones de la defensa. Se determinó que la barrera debería ser construida hasta los 4 metros de profundidad, ya que una de menor longitud (a menor profundidad) permitiría el pasaje de agua proveniente de las planicies de marea hacia el interior del puerto; mientras que una barrera de mayor longitud (y por lo tanto a mayor profundidad), podría generar un banco de arena en la entrada del puerto por la interacción con la deriva litoral (Cuadrado *et al.*, 2004).

Por otra parte, la reducción de la generación del sedimento en suspensión en las planicies de marea podría ser lograda mediante el desarrollo del espartinar, ya que la colonización de las planicies por *Spartina alterniflora*

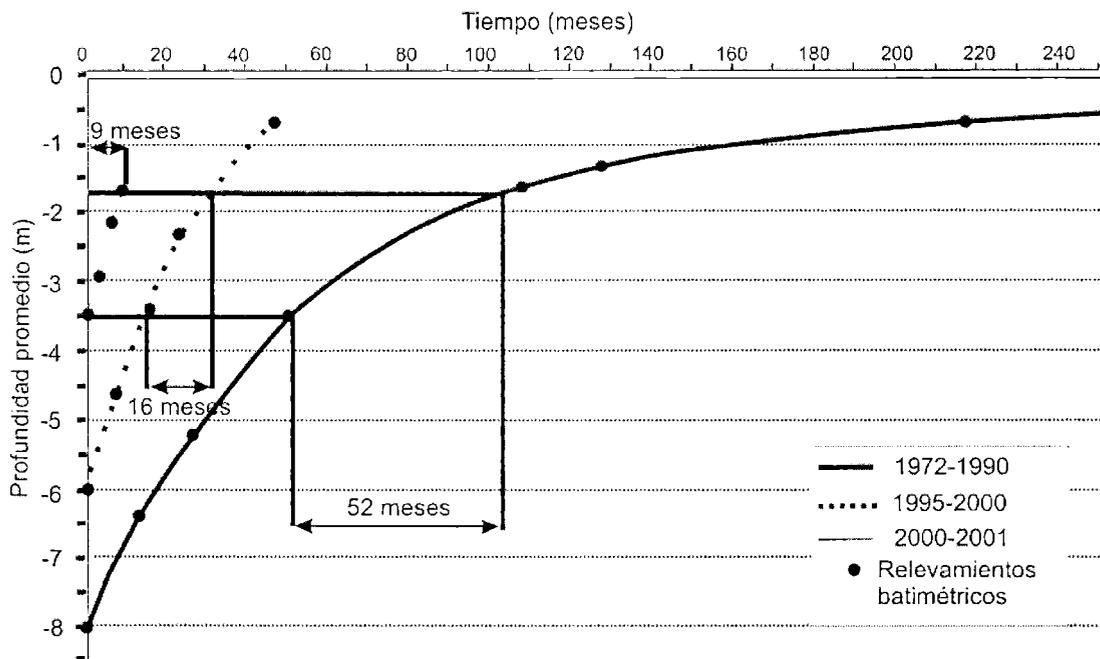


Figura 6. Evolución de la profundidad promedio en diferentes períodos.

entrapa gran parte de los sedimentos que están siendo transportados en suspensión, mientras que la densidad de su malla radicular aumenta la resistencia de las planicies a la acción erosiva de las olas. Es por ello que es posible prever que la presencia y expansión del espartillar en la zona produciría entonces una disminución en la cantidad de material sedimentable que ingresa al puerto, disminuyendo su velocidad de colmatación, redundando de esta forma en un notable beneficio para las actividades portuarias.

CONCLUSIONES

Con el presente estudio se demuestra que la causa primaria por la que Puerto Rosales presenta una velocidad anormalmente alta de sedimentación tiene su origen en el ingreso al sector portuario de agua con concentraciones muy altas de sedimento en suspensión. Estas se originan por la erosión que provoca el oleaje sobre las planicies intermareales contiguas al puerto.

Al no haberse basado en estudios previos adecuados para conocer la hidrodinámica del lugar, las modificaciones introducidas en el año 1995 en el ambiente marino costero condujeron a incrementar de forma alarmante la velocidad de sedimentación en el canal de acceso y sector de amarre del puerto, con el consecuente impacto negativo para el desarrollo portuario.

A pesar de ello y aunque involucra un corto período de tiempo, la desaceleración observada en el aumento de la velocidad de sedimentación entre los dos últimos períodos indica una clara tendencia hacia la estabilización.

Dicha desaceleración sería causada primariamente por la disminución de las fuentes de sedimentos que se generaron a partir de las modificaciones introducidas en 1995. Sin embargo, esta desaceleración podría estar simultáneamente propiciada por la presencia y expansión recientemente detectada del espartillar, ya que este vegetal incrementa la resistencia de las planicies y simultáneamente inmoviliza gran parte del sedi-

mento que está siendo transportado por la masa de agua.

Una forma de disminuir el exceso de sedimentación en Puerto Rosales es evitando el ingreso de agua con concentraciones muy altas de sedimento. Ello podría conseguirse mediante la construcción de una barrera no reflectiva que atraviese la planicie de marea en su totalidad hasta una profundidad que no superase los 4 m para que no interactúe de forma negativa con las corrientes del Canal Principal. Otra forma de disminuir la velocidad de sedimentación dentro del puerto es evitando la generación del exceso de sedimento en suspensión en las planicies vecinas a Puerto Rosales, lo cual en gran parte podría ser logrado protegiendo y propiciando el desarrollo del espartillar en toda la zona intermareal.

Agradecimientos: Este trabajo fue subsidiado por los proyectos financiados por UNS (PGI24/ZH08), CONICET (PEI N°6025-N°6427-PIP N°2611) y SGCyT (2003 N°07-14652)

REFERENCIAS

- Asano, T., H. Deguchi, and N. Kobayashi, 1992. Interaction between water waves and vegetation. Proceedings of the 23rd. International Conference on Coastal Engineering, Venice, Italy. 2710-2723.
- Cagnoni, M., 1999. Espartillares de la costa bonaerense de la República Argentina. Un caso de humedales costeros. En: Tópicos sobre humedales subtropicales y templados de Sudamérica. Ana Inés Malvaréz (Ed) UNESCO Montevideo 224, 51-67. (Oficina Regional de Ciencia y Técnica de la UNESCO para América Latina y Caribe). Montevideo, Uruguay.
- Castillo, J.M., 2001. Ecología y fisiología comparadas de *Spartina marítima* y *Spartina densiflora* en marismas mediterráneas. Aplicaciones al control y la prevención de la erosión en las Marismas del Odiel. Tesis doctoral (Inédito). Universidad de Sevilla.
- Cuadrado, D.G, E.A. Gómez, J. Pierini and G.A. Federici, 2004. A possible solution to Rosales Harbour excessive siltation rate (Bahía Blanca Estuary, Argentina). Journal of Coastal Research. En prensa.
- Cuadrado, D.G, W.D. Melo y E.A. Gómez, 1996. Evolución de la tasa de sedimentación en Puerto Rosales, Estuario de Bahía Blanca. VI Reunión de Sedimentología. Actas:261-266.
- Cuadrado, D.G., G.A. Federici, E.A. Gómez and M. Natali, 2000. Modification on Rosales Port Sedimentation Rate, Argentina. Revista Profile, 18 (CD-Room).
- Federici, G.A., D.G. Cuadrado, E.A. Gómez y M. Natali, 2000. Influencia de la Alteración Ambiental en la Tasa de Sedimentación en Puerto Rosales, Estuario de Bahía Blanca. Resúmenes IV Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar, Argentina. 62.
- Federici, G., E. Gómez, D.G. Cuadrado y M. Borges, 2003. Influencia de la *Spartina alterniflora* en la sedimentación de Puerto Rosales. Res V Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar, XIII Coloquio Argentino de Oceanografía. 105.
- Frey, R.W. and P.B. Basan, 1985. Coastal salt marsh. En: Coastal sedimentary environments. Davis, R.A. (Ed). Springer-Verlag, New York, Berlín. Heidelberg. Tokyo, 101-159.
- Melo, W., D.G. Cuadrado y E. Gómez, 1997. Importancia de las condiciones ambientales en la planificación territorial del área de Puerto Rosales. Actas 1° Jornadas Nacionales de Geografía Física. 147-152.
- Netto, S.A and P.C. Lana, 1997. Influence of *Spartina alterniflora* on superficial sediment characteristics of tidal flats in Paranaguá Bay (South-eastern Brazil). Estuarine, Coastal and Shelf Science, 44:641-648.
- Paipai, E., 1995. Environmental enhancement using dredging material. International Journal on Public Works, Ports & Waterways Developments. Terra et Aqua, 59:5-21.
- Pierini, J.O. y G.M.E. Perillo, 2003. Evaluación de un Modelo de Circulación en Ambientes Intermareales. Res V Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar, Mar del Plata, Argentina. 153.
- Yang, S.L., 1998. The role of *Scirpus* Marsh in attenuation of hydrodynamics and retention of fine sediment in the Yangtze Estuary. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 47:227-233.

VARIACIONES GEOMAGNETICAS ATRIBUIDAS A LA CORRIENTE ANILLO ECUATORIAL EN PERIODOS DE TORMENTA MAGNETICA, A PARTIR DE REGISTROS EN OBSERVATORIOS SIMETRICOS EN LATITUD GEOMAGNETICA

María Andrea Van Zele

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA) - Dto. de Ciencias Geológicas. Ciudad Universitaria.
C1428EHA Buenos Aires, Argentina. avanzele@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

Las variaciones del campo magnético terrestre registradas durante una tormenta geomagnética son la superposición de variaciones regulares y perturbaciones. Las primeras son debidas principalmente a corrientes en la alta atmósfera generadas por la acción dínamo de un sistema de vientos horizontales; las segundas a corrientes magnetosféricas e ionosféricas causadas por la transferencia de masa y energía del viento solar a la magnetosfera. Entre éstas últimas se destaca la corriente anillo ecuatorial, que circula hacia el oeste con simetría respecto del plano del ecuador geomagnético y en su vecindad; la variación geomagnética que produce ha sido tradicionalmente calculada suponiendo que tiene simetría cilíndrica alrededor del eje del dipolo geomagnético, extrapolándose por tanto que la corriente anillo ecuatorial tiene tal simetría cilíndrica. Los valores symH calculados (por minuto) por el Centro Mundial de Kyoto (Japón) pretenden expresar, con mayor definición temporal que los tradicionales índices Dst (horarios), las variaciones debidas a la corriente anillo ecuatorial. Ambos conjuntos forman sucesiones completas.

En este trabajo se presenta un método que se basa en imponer una condición de simetría a la variación geomagnética que se atribuye a la corriente anillo ecuatorial: una misma variación negativa de la componente norte y variaciones opuestas de la componente vertical, a ambos lados del ecuador geomagnético. Para ello se utilizan la componente norte X y la vertical Z registradas durante tormentas geomagnéticas en pares de observatorios con latitud geomagnética conjugada y similar longitud. Los resultados permiten corroborar que la componente norte condicionada por la simetría ecuatorial depende del tiempo local (de la longitud de los observatorios), mostrando que esta variación no es independiente del ángulo acimutal alrededor del eje dipolar geomagnético (no tiene simetría cilíndrica alrededor de él). De la relación entre las componentes geomagnéticas norte y vertical que satisfacen la condición de simetría ecuatorial impuesta, se deduce que la corriente anillo ecuatorial no es la única que satisface tal condición, sino que los aportes de las variaciones debidas a las corrientes de la magnetopausa, de la cola magnética, de la cuña auroral o las ionosféricas no pueden ser consideradas despreciables. El conjunto de los valores de la variación hallada con la condición de simetría respecto del plano ecuatorial no es completo.

Palabras claves: corriente anillo ecuatorial - índices de actividad geomagnética

ABSTRACT

The geomagnetic field variations recorded on the Earth during a geomagnetic storm are the superposition of both quiet and disturbed variations. The first ones are principally due to currents at the upper atmosphere generated by the dynamo action of a system of horizontal wind. The second ones are due to ionospheric and magnetospheric currents caused by the mass and energy transfer of the solar wind to the magnetosphere. Among these last ones, the equatorial ring current drifts westward, with symmetry in relation with the geomagnetic equator, at 4-7 Re. It produces a geomagnetic variation that has been traditionally calculating assuming that it is symmetric around the dipole axis. The symH values calculated

(each minute) by the WDC-C2 of Kyoto supposedly express, with better definition than the hourly Dst index the geomagnetic variations due to this equatorial ring current.

This work presents a method based on the symmetrical condition imposed to the geomagnetic variations impute to the equatorial ring current: the same negative variation of the north X component and opposite variations of the vertical component, at both sides of the geomagnetic equator. The north X and the vertical Z components recorded during a geomagnetic storm, in pairs of observatories with conjugate geomagnetic latitude and similar longitude are used. The results verified that the conditioned X component (which is comparable with the indices) is not independent of the azimuthal angle around the dipole axis (depends on the local time). From the relation between X and Z conditioned components it is deduced that the equatorial ring current is not the only one satisfying the symmetry imposed, but variations due to the currents at the magnetopause, the magnetic tail, the auroral wedge or the ionospheric ones can not be ignored. The set of values of the conditioned variations by the equatorial symmetry is not complete.

Keywords: equatorial ring current - geomagnetic activity index.

INTRODUCCION

El campo geomagnético se origina en el núcleo fluido del planeta y en menor proporción por la presencia de material magnético en las proximidades de la superficie terrestre. Puede ser expresado como el gradiente de un potencial escalar cuyo término dipolar del desarrollo en armónicos esféricos muestra que el momento magnético del campo principal está inclinado unos 11 grados con respecto al eje de rotación. Es posible, por medio de una rotación, definir el sistema de coordenadas del dipolo inclinado de modo que el eje Z no sea el de rotación sino el del dipolo terrestre (Schulz, 1991). Alejándose de la superficie terrestre hacia el espacio, los términos de orden superior del desarrollo decrecen en importancia relativa al de primer orden (término dipolar geomagnético) (Chapman y Bartels, 1940).

En conjunto, la atmósfera de la tierra es eléctricamente neutra; sin embargo, por encima de los 50 km una pequeña fracción de ella está ionizada. La ionización se produce principalmente por radiación ultravioleta y rayos X emitidos por el sol. La región atmosférica donde la ionización es importante es la ionosfera. Debido a la baja densidad, por encima de los 100 km, las especies ionizadas no se combinan rápidamente y existe permanentemente una población de iones y

electrones libres. Los movimientos convectivos, causados por el calentamiento solar de la alta atmósfera ionizada, bajo la influencia del campo magnético de la tierra, producen corrientes eléctricas que originan variaciones geomagnéticas (Kato, 1980; Heargraves, 1992; Matsushita, 1967). Estas son las variaciones geomagnéticas solares tranquilas (Sq).

La combinación de plasma y campo eléctrico en la magnetosfera permite fluir corrientes eléctricas en ella; pueden identificarse muchos sistemas: la corriente en la magnetopausa, en la cola magnética y la corriente anillo ecuatorial. Las partículas de la hoja de plasma interior y la plasmasfera derivan (corriente de iones hacia el oeste, de electrones hacia el este) en un campo dipolar (no uniforme) conformando la corriente anillo ecuatorial (Heargraves, 1992).

Las perturbaciones geomagnéticas resultan del incremento, modificación o creación de las corrientes ionosféricas (como los electrochorros aurales y el ecuatorial) y las magnetosféricas. La cuña de corriente ionosférica auroral hacia el oeste, y las corrientes de Birkeland (alineadas al campo) que la conectan a la hoja de plasma de la cola magnética durante la fase de expansión de las subtormentas también producen variaciones geomagnéticas.

Todas estas corrientes inducen otras internas (Price, 1967) y como es usual, por simplicidad se supone que las variaciones geomagnéticas que ambas producen son proporcionales. Sin embargo, esta premisa no puede generalizarse en la componente Z.

La corriente anillo ecuatorial se idealiza como un anillo de corriente que fluye hacia el oeste en el plano del ecuador geomagnético a 4-7 radios terrestres. Se intensifica durante las tormentas cuando la componente Z del campo magnético interplanetario se orienta hacia el sur ($B_z(\text{IMF}) < 0$), incrementando la densidad de partículas en la hoja de plasma de la cola magnética y acelerándolas hacia la tierra (Daglis *et al.*, 1999).

Una tormenta geomagnética se caracteriza por producir un rápido decrecimiento de la componente norte del campo, medido en latitudes ecuatoriales, bajas y medias de la superficie del planeta, a cualquier hora local, de al menos 50nT, durante un intervalo no menor a 4 horas (fase principal de la tormenta) (Taylor *et al.*, 1994); al decrecimiento le sucede una fase de recuperación, alcanzando los valores no perturbados al cabo de varios días. Los índices de actividad geomagnética asociados a la corriente anillo ecuatorial se calculan a partir de las variaciones de tormenta de las componentes X o H; tradicionalmente el índice Dst (Mayaud, 1980), horario, es la medida de la intensidad de la perturbación producida por una corriente anillo ecuatorial, con simetría cilíndrica (Friedrich *et al.*, 1999), energizada durante la tormenta; más recientemente, el índice symH definido por Iyemori *et al.* (2000) y calculado a minuto, mide una intensidad similar; y el índice asyH pone de manifiesto la máxima asimetría longitudinal en cada instante.

La corriente anillo ecuatorial produce, a latitudes menores que las aurales, una misma variación negativa de la componente norte y variaciones opuestas de la componente vertical, en ambos hemisferios.

LOS DATOS

Se consideran 2 pares de observatorios con latitud geomagnética conjugada y similar longitud geográfica, dado que la corriente anillo no tiene simetría cilíndrica, localizados donde el ecuador geográfico está alejado del geomagnético.

		lat. geog.	long. geog.	lat. geom. λ
Trelew	TLW	-43°14.9'	294° 41.1'	-32°
San Juan	SJG	18° 6.8'	293°51.0'	29.4°
aquí denominados observatorios W: TL = TU - 4h				
Charten				
Towers	CTA	-20° 4.8'	146° 15'	-28.2°
Kakioka	KAK	36°25.8'	140° 10.8'	27.2°
aquí denominados observatorios: TL = TU + 10h;				

Con los valores de las componentes H, D y Z registrados cada minuto de los días universales seleccionados (tranquilos y de tormenta) se calculan los promedios cada 5 minutos de las componentes de norte y vertical. Para la selección de tales días se tienen en cuenta los índices de actividad geomagnética Km (Menvielle et Berthelier, 1991), Kp, AE, y Dst (Mayaud, 1980).

Los días más tranquilos (q) de un mes se eligen para este trabajo como aquellos días universales que tienen cada Km $\leq 1+$ (Paris, 2001), cada Kp $\leq 1+$ (Geo-Forschung-Zentrum Potsdam, 2001) y los valores de AE mínimos (<http://swdcdh.kugi.kyoto-u.ac.jp>). Se han estudiado 5 tormentas producidas durante los años 2000 o 2001. Las variaciones de tormenta (componentes X y Z) resultan de restar los valores de las componentes para los días tranquilos (Xq, Zq) a los correspondientes al día de tormenta, suponiendo que durante la perturbación la radiación solar ioniza una alta atmósfera no perturbada donde el movimiento diario regular de iones y electrones subyace aún en los días no tranquilos. Los días tranquilos distan de los de tormenta en menos de 1 mes.

Se presenta como ejemplo la tormenta producida el 31 de marzo de 2001, próximo al

equinoccio, el día tranquilo correspondiente es el 15 de marzo de 2001 (<http://swdcd.b.kugi.kyoto-u.ac.jp/aedir/ae1/q/RAE.010315bw.gif>). Los índices AE muestran perturbación auroral en [6:40, 8:30] TU y en [16:00, 17:00] TU. El satélite WIND (http://nssdc.gsfc.nasa.gov/ftp/helper/wind_swe_2m.html; <http://cdaweb.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/cdaweb/eval3.cgi>) registra una sucesión de decrecimientos de Bz(IMF) entre las 3:15 y las 8:30TU y de 14:50 a 21:30 TU (entre otros menos notables), no constituyendo una única tormenta aislada; las manifestaciones geomagnéticas serán registradas en la superficie del planeta con una hora de atraso aproximadamente, dependiendo de la velocidad del plasma.

RELACIONES ENTRE LAS VARIACIONES X Y Z DURANTE UNA TORMENTA

Si la corriente anillo ecuatorial tuviera simetría cilíndrica alrededor del eje dipolar geomagnético, los observatorios situados a la misma distancia del ecuador geomagnético pero en distintos hemisferios (con latitud geomagnética conjugada) registrarían en todo el planeta, durante una tormenta geomagnética, el mismo decrecimiento de la componente norte y una variación negativa (positiva) de la componente vertical en el hemisferio sur (norte); se las identificarán como variaciones r en lo que sigue del trabajo.

Entonces, la variación de tormenta en observatorios con latitud geomagnética conjugada puede escribirse como la superposición de 2 contribuciones: la variación r y la que no responde a tal simetría (variación i).

$$\begin{aligned} X_S &= -X_r + X_{iS} \\ X_N &= -X_r + X_{iN} \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} Z_S &= -Z_r + Z_{iS} \\ Z_N &= Z_r + Z_{iN} \end{aligned} \quad (2)$$

donde

$X_r > 0, Z_r > 0$ hacen referencia a las variaciones r ;

los subíndices S y N hacen referencia a la latitud sur y norte, respectivamente, de los observatorios;

i se refiere a otras variaciones que las r (principalmente debidas a corrientes ionosféricas).

Como la corriente anillo no tiene simetría cilíndrica alrededor del eje dipolar geomagnético (Akasofu and Chapman, 1964; Frank, 1970; Iyemori, 1990; De Michelis *et al.*, 1997), las relaciones (1) y (2) son satisfechas por pares de observatorios con la misma longitud geográfica.

La Figura 1 muestra las variación de tormenta de las componentes norte X y vertical Z (cada 5 minutos) correspondiente al 31 de marzo de 2001 en los observatorios W; la tormenta se produce próxima al equinoccio, de modo que las corrientes i resultan simétricas respecto del ecuador geográfico, pero no simétricas respecto del ecuador geomagnético (dada la distancia entre ecuador geográfico y geomagnético); el decrecimiento de X comienza a las 4:23 TU (0 TL aproximadamente). También puede verse que durante esta primera fase principal $Z_N(W) = Z(SJG) = Z_r + Z_{iN}$ decrece y es negativa, y como $Z_r > 0$, resulta $Z_r < |Z_{iN}|$ y $Z_{iN} < 0$ (ec. 2). A las 6:30TU, Z_N se torna positiva, coincidiendo con la primera recuperación de X.

La Figura 2 muestra las variaciones X y Z en tiempo de tormenta para los observatorios E; el decrecimiento de X comienza a las 4:48 TU (15 TL aproximadamente). También la variación de tormenta $Z_N(E) = Z(KAK)$ permanece negativa desde el inicio de la fase

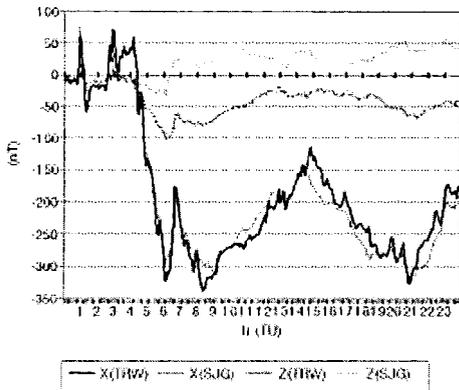


Figura 1. Variaciones en tiempo de tormenta de las componentes norte X y vertical Z (cada 5 minutos) del 31 de marzo de 2001, en los observatorios TRW y SJG.

principal (hasta las 9:00 TU ya iniciada la recuperación de X), mostrando que la variación i es mayor que la r durante un período más extenso que para los observatorios W (en la post-medianoche) durante la fase principal de la tormenta.

De la comparación de las variaciones de las Figuras 1 y 2 surge que los observatorios ubicados a la medianoche (los W) al inicio de la tormenta registran el decrecimiento de la componente norte X antes que los del lado diurno (los E). La mayor asimetría en el decrecimiento de X para los observatorios W

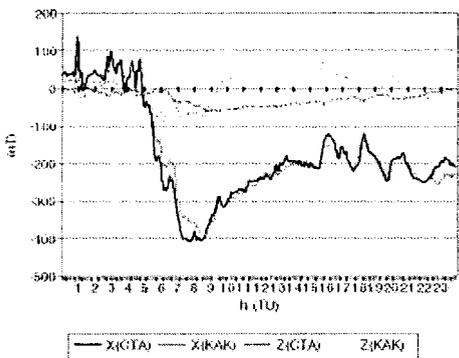


Figura 2. Variaciones en tiempo de tormenta de las componentes norte X y vertical Z (cada 5 minutos) del 31 de marzo de 2001, en los observatorios CTA y KAK.

y E se produce cuando $B_z(\text{IMF}) < 0$: los observatorios ubicados a la mañana durante la fase principal de la tormenta (los W en [7:00, 9:00]TU, los E en [16:00, 22:00]TU) registran un menor decrecimiento de X que los ubicados del lado vespertino. En [5:00,9:00]TU, la componente $Z_N(E)$ recibe ([15:00,19:00]TL) una fuerte contribución de las variaciones i más prolongada que los observatorios W (en la post-medianoche) durante la fase principal de la tormenta.

CONDICIONES DE LIGADURA

- 1.- La corriente anillo varía lentamente debido a los procesos que involucran la deriva y pérdida de partículas en la plasmasfera.
- 2.- Si la geometría de la corriente anillo no varía en un intervalo, es posible escribir

$$X_r = a_r \cdot Z_r \quad (3)$$

donde a_r es una constante positiva dado que X_r y Z_r han sido definidas positivas.

- 3.- Durante los equinoccios, las variaciones i en diferentes hemisferios pueden suponerse proporcionales respecto del ecuador geomagnético, de modo que puede escribirse

$$X_{iN} = c \cdot X_{iS} = c \cdot X_i$$

$$Z_{iN} = k \cdot Z_{iS} = k \cdot Z_i$$

Para dos observatorios con la misma longitud geográfica y latitud geomagnética conjugada, la ecuación (1) puede escribirse

$$\begin{aligned} X_S &= -X_r + X_i && \Rightarrow \\ X_N &= -X_r + c \cdot X_i \\ \Rightarrow X_i &= \frac{X_S - X_N}{1 - c} \\ \Rightarrow X_r &= \frac{c \cdot X_S - X_N}{1 - c} = -X_S + \frac{X_S - X_N}{1 - c} \end{aligned} \quad (4)$$

$\forall c \neq 1$

donde

$c = X_{iN} / X_{iS}$ es la relación entre las variaciones i en cada hemisferio;

si $c \rightarrow 1 \Rightarrow X_r \rightarrow \infty$;

si $c \approx 0 : X_r \approx -X_N$;

si $|c| < 1 \Rightarrow |X_{iN}| < |X_{iS}|$;

si $X_S = X_N \Rightarrow X_r = -X_S$ si $c \neq 1$.

Análogamente, la ecuación (2) puede escribirse

$$\begin{aligned} Z_S &= -Z_r + Z_i \\ Z_N &= Z_r + k \cdot Z_i \end{aligned} \Rightarrow$$

$$Z_i = \frac{Z_S + Z_N}{k + 1}$$

$$\Rightarrow Z_r = \frac{Z_N - k \cdot Z_S}{k + 1} = -Z_S + \frac{Z_N + Z_S}{k + 1}$$

$$\forall k \neq -1 \quad (5)$$

de modo que

$Z_i = Z_S$ y $k \cdot Z_i = Z_N$ hacen referencia a otras variaciones verticales que las r (las i) en los hemisferios S y N;

k es la relación entre las variación verticales i en cada hemisferio, principalmente a las debidas a corrientes ionosféricas ;

si $k \rightarrow -1 \Rightarrow Z_r \rightarrow \infty$

si $k \approx 0 \Rightarrow$ el observatorio de hemisferio norte se encuentra bajo el hilo (equivalente) de corriente ionosférica;

si $k < 0 \Rightarrow \text{sg}(Z_{iS}) \neq \text{sg}(Z_{iN})$: las variaciones i son opuestas en distintos hemisferios;

si $|k| > 0 \Rightarrow |Z_{iS}| < |Z_{iN}|$;

si $Z_S = -Z_N$ y $k \neq -1 \Rightarrow Z_r = -Z_S$.

Las variaciones r (X_r , Z_r) determinadas a partir de las variaciones de tormenta calculadas para los observatorios (X_S , X_N , Z_S , Z_N), dependen fuertemente (ec. 4 y 5) del valor a partir del cual estas últimas son medidas (en este trabajo, de X_q y Z_q). Para la tormenta del 31 de marzo, las variaciones de tormenta son prácticamente nulas con anterioridad a las 4:30 TU.

METODOLOGIA

Combinando las ecuaciones (3), (4) y (5) se obtiene

$$X_N = [c] \cdot X_S + [a_r \cdot k \cdot \frac{1-c}{1+k}] Z_S + [\frac{c-1}{k+1} a_r] Z_N \quad (6)$$

Entonces, de las componentes norte y vertical registradas en dos observatorios con latitud geomagnética conjugada y similar longitud geográfica (X_S , X_N , Z_S , Z_N) es posible obtener c , k y a_r ajustando por cuadrados mínimos los coeficientes de la ecuación (6) (entre corchetes); c y k son independientes, $a_r = a_r(c, k)$.

Se calcularon los coeficientes de la ecuación (6) y con ellos se determinaron las ternas c , k , a_r utilizando 3 valores sucesivos (intervalos de 15 minutos) de X_S , X_N , Z_S y Z_N para ajustar cada suma, asignando los valores determinados al intervalo intermedio. Se determinaron valores cada 5 minutos de X_r y Z_r , desechando aquellos que resultan $X_r < 0$, $Z_r < 0$, o $a_r < 0$, dada la simetría de la corriente anillo; y dado que para la determinación de los coeficientes se utilizan valores de intervalos aledaños. Si un intervalo anterior o posterior a éstos desechados tiene el valor absoluto del segundo término del último miembro de la igualdad (4) mayor que 60nT o de la igualdad (5) mayor que 45nT, tampoco se consideran los valores de X_r y Z_r correspondientes a ese intervalo. Como la corriente anillo ecuatorial es de lenta variación, se desechan valores de X_r y Z_r en los que X_r diste del anterior en más de 40nT; también se desecha un valor que esté precedido y seguido por otros así desechados (similarmente para Z_r con valores que superen los 30nT). Se consideran representativos de las variaciones r los valores no desechados simultáneamente en ambas componentes.

Los valores de $-X_r$ según los criterios anteriormente establecidos son variaciones que satisfacen las condiciones de simetría respecto del ecuador geomagnético y pretenden

representar principalmente a la corriente anillo ecuatorial.

En la Figura 3, para los observatorios W, X_r está definida a lo largo de toda la tormenta, aunque no para cada intervalo de 5 minutos, y como estaba previsto de la ec(4), donde $X_S = X_N \Rightarrow X_r = -X_S$ para todo $c \neq 1$.

Para los observatorios E la fase principal resulta indefinida según se observa en la Figura 4, debido a los valores Z_S y Z_N ; los valores hallados para Z_r no satisfacen la condición de variación lenta. En ese tiempo ([4:00,9:00]TU) para estos observatorios transcurre la tarde.

La Figura 5 muestra la razón $Z_r / X_r = 1 / a_r = \text{tg } I_i$, para los observatorios W y E.

La corriente anillo ecuatorial, representada por un hilo de corriente que circula a varios radio terrestres, debe producir variaciones r tales que I_i resulta mayor que la latitud geomagnética de los observatorios (latitud geomagnética $\lambda \approx 30^\circ \Rightarrow \text{tg } I_i > \text{tg } \lambda \approx 0.57$). En la fase principal de la tormenta la componente Z_r de los observatorios W no es uniforme revelando una fuerte inducción entre la medianoche y el amanecer; sin embargo, a partir de las 9 TU los observatorios W (situados del lado diurno hasta las 22TU) y los E (ubicados del lado nocturno hasta las 20TU)

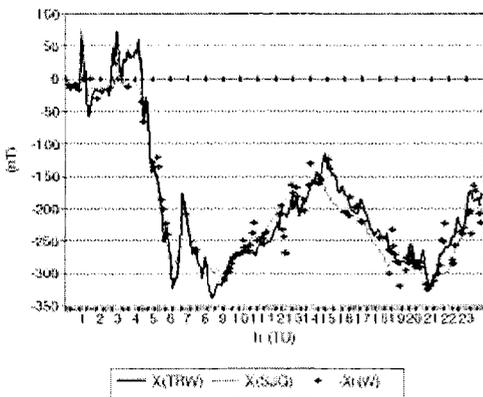


Figura 3. Variaciones en tiempo de tormenta de la componente norte y variaciones r , cada 5 minutos, para los observatorios W, del 31-3-2001.

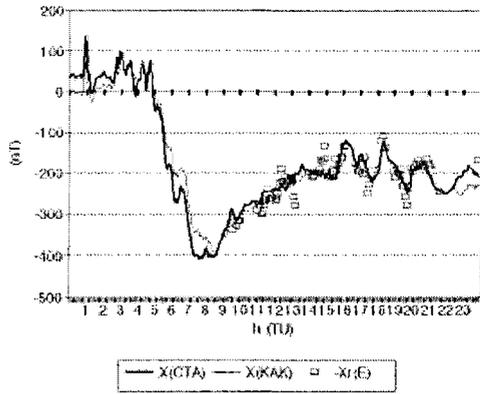


Figura 4. Variaciones en tiempo de tormenta de la componente norte y variaciones r , cada 5 minutos, para los observatorios E, del 31-3-2001.

muestran que tal relación no se cumple pues $\text{tg } I_i \approx 0.2$ (Fig.5); ello puede deberse a que:

- i) circulan, entre los observatorios y el ecuador, corrientes hacia el este que producen variaciones r que se adicionan a las de la corriente anillo: componentes Norte positivas, componente vertical positiva en el hemisferio S (negativa en N);
- ii) circulan, entre los observatorios y la región auroral, corrientes hacia el este que producen variaciones r que se adicionan a las de la corriente anillo: componentes Norte positivas, componente vertical negativas en S (positiva en N);

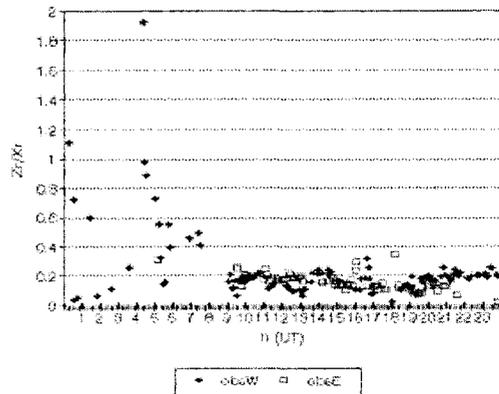


Figura 5. Razón $Z_r / X_r = 1 / a_r = \text{tg } I_i$, para los observatorios W y E el 31-3-2001.

iii) circulan, entre los observatorios y la región auroral, corrientes hacia el oeste que producen variaciones r que se adicionan a las de la corriente anillo: componentes norte negativas, componente vertical positiva en S (negativa en N);

iv) las variaciones X_q y Z_q no son representativas de los efectos de las corrientes ionosféricas convectivas después de la fase principal de la tormenta, cuando aparece el agujero electrónico ionosférico (Hargreaves, 1992);

v) la corriente anillo ecuatorial no circula en realidad únicamente en el plano del ecuador geomagnético, sino que se extiende a lo largo de las líneas de campo magnético plasmasférico que lo atraviesan y elementos de corriente alejados del ecuador colaboran en X_r y Z_r .

La Figura 6 muestra valores de $-X_r$ para los observatorios W y los E, calculados según este método para la tormenta del 31 de marzo de 2001, convertidos al ecuador según la convención tradicional (Mayaud, 1980):

$-X_r / \cos \lambda$. También muestra los índices de actividad geomagnética symH y $\text{symH} \pm \text{asyH}$

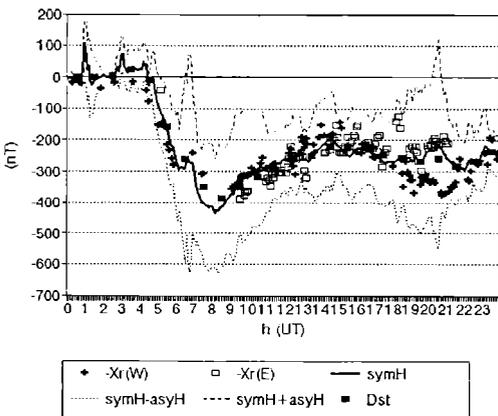


Figura 6. Valores de la variación r convertidos al ecuador según la convención tradicional: $-X_r / \cos 30^\circ$, índices de actividad geomagnética symH y $\text{symH} \pm \text{asyH}$ (cada 5 minutos) y Dst (horarios) para la tormenta del 31 de marzo de 2001.

calculados por el Universidad de Kyoto y los Dst para ese día.

RESULTADOS

a) X_r tiene el mismo valor calculado a partir de c (ec.4) o a partir de k y a_r (ec. 3 y 5), tanto para los observatorios W como para los E;

b) las sucesivas respuestas a los decrecimientos de $B_z(\text{IMF}) < 0$ se asocian a la energización de la corriente anillo durante la fase principal de la tormenta; $-X_r(W)$ detecta las intensificaciones de las variaciones r a las 4:23, 5:18 y 6:58TU (post medianoche) (Fig. 3) que corresponden a 3 de los inicios de $B_z(\text{IMF}) < 0$, aunque a las 6:58TU está en evolución una fase de expansión de subtormenta; el decrecimiento que se observa a partir de las 15TU no se identifica claramente con el comportamiento de $B_z(\text{IMF})$ o con la actividad auroral;

c) no se pudieron determinar las variaciones r en el horario en que $Z_N < 0$ en los observatorios E (Fig. 4); las variaciones r calculadas para los observatorios E durante la noche, a partir del último decrecimiento notable de $B_z(\text{IMF})$ que se produce a las 15:00TU no permiten hacer una asignación de su origen;

d) las variaciones r , expresadas como proporcionales a $-X_r$, no muestran simetría cilíndrica (Fig. 6) dado que en [9:00, 15:00]TU, $-X_r(E) < -X_r(W)$; y que en [15:00, 21:00]TU, $-X_r(W) < -X_r(E)$: las variaciones r entre el mediodía y la medianoche son más intensas que entre la medianoche y el mediodía.

De la comparación con los índices de actividad asociados a la corriente anillo ecuatorial (Fig. 6) queda manifiesto que

i) el índice Dst (horario) no diferencia las 2 primeras intensificaciones de la corriente anillo ecuatorial, como lo hacen los índices symH , o los valores de $-X_r(W)$;

ii) los valores que el método determina para las variaciones r tanto en observatorios W como E, están acotados por $\text{sym}H \pm \text{asy}H$;

DISCUSION

De todas las corrientes que pueden contribuir a estas variaciones la más importante es la corriente anillo ecuatorial, aunque también contribuyen las corrientes de la magnetopausa, de la hoja de plasma, o ionosféricas.

Se supone que

- i) la corriente anillo ecuatorial es de variación lenta;
- ii) las corrientes inducidas producen siempre variaciones proporcionales a las externas (hipótesis no siempre fácil de sostener para la componente Z de tormenta);
- iii) las variaciones de tormenta pueden escribirse como suma de 2 términos: uno satisfaciendo condiciones de simetría respecto del ecuador geomagnético (variaciones r), y otro (variaciones i) (ec.(1) y (2));
- iv) las componentes norte y vertical de las variaciones r son proporcionales (parámetro a_r), variando en términos de minutos (ec.3);
- v) las variaciones i de ambos hemisferios son proporcionales entre sí, tanto en la componente norte (parámetro c) como en la vertical (parámetro k).

El método resulta satisfactorio principalmente cuando las variaciones r son mayores que las i ; la importancia de las segundas se observa en los valores $Z_N < 0$ durante la fase principal de la tormenta cuando muchos valores deben ser desechados.

El método es aplicable cuando el par de observatorios no tiene componentes X_i iguales ($c \neq 1$), ni componentes Z_i opuestas ($k \neq -1$), lo que podría suceder con frecuencia durante los equinoccios si se consideraran observatorios ubicados donde la latitud geomagnética y geográfica coincidieran.

Los valores iniciales a partir de los cuales se mide la variación de tormenta en cada ob-

servatorio, influyen en la determinación de las X_r y Z_r (ec.4 y 5); de las tormentas estudiadas, la del 31-3-2001 es la que tiene los valores previos al inicio más próximos a cero y no faltan registros.

Este método no permite obtener una sucesión completa de valores para las variaciones r , pues la consideración de la componente Z pone en evidencia que los efectos de las corrientes ionosféricas durante la fase principal, en observatorios diurnos, son los más importantes. Los criterios para desechar valores (las cotas para considerar que la variación es o no lenta) son subjetivos.

CONCLUSIONES

Este trabajo presenta un método para determinar variaciones geomagnéticas (aquí denominadas r), que deben satisfacer condiciones de simetría características de la corriente anillo ecuatorial. Las variaciones en tiempo de tormenta de la componente norte u horizontal de SJG y KAK participan (aunque no son deducidas en idéntica forma) en la definición del índice Dst que tradicionalmente representa a las variaciones debidas de la corriente anillo ecuatorial. De la comparación de $-X_r$ con $X(\text{SJG}) = X_N(W)$ o con $X(\text{KAK}) = X_N(E)$ (Fig. 3 y 4) se observa que otras variaciones (aquí llamadas X_{Ni}) son consideradas para la obtención de los índices (ec.1 y 2).

Las variaciones $-X_r / \cos \delta$ son comparables a los índices (Fig. 6), y ponen de manifiesto la falta de simetría de las variaciones r , lo que, por su forma de cálculo, es ignorado por los índices pues suponen una variación con simetría cilíndrica alrededor del eje del dipolo geomagnético.

Los índices de actividad geomagnética $\text{sym}H$ y Dst son una sucesión completa (a minuto los primeros, cada hora los últimos); los valores de $-X_r$ no lo son (Fig. 6), pues por su definición están afectados por los fenómenos de inducción en la componente Z.

La consideración de la componente vertical Z en tiempo de tormenta en este método pone de manifiesto (Fig. 5) que la corriente anillo ecuatorial no es la única que contribuye a $-X_r$, sino que los aportes de las variaciones debidas a las corrientes de la magnetopausa, de la cola magnética, de la cuña auroral o las ionosféricas no pueden ser consideradas despreciables. Sin embargo este método no permite diferenciar las distintas contribuciones a las variaciones r .

Agradecimientos: La autora agradece al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA) por hacer posible el trabajo; a la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (UNLP) por los datos de Trelew; al GIN de Edimburgo (Scotland-British Geological Survey) por los datos de Charten Towers y Kakioka; a Golden, Colorado (US Geological Survey) por los datos de San Juan de Puerto Rico; al Centro Mundial de Datos WDC-C2 de Kyoto (Japon) y al Service International des Indices Geomagnetiques (Francia) por los índices de actividad aquí utilizados; y a la NASA (EEUU) por los datos del satélite WIND.

REFERENCIAS

- Akasofu, S.I. and S. Chapman, 1964. On the asymmetric development of magnetic storm fields in low and middle latitudes. *Planet. Space Sci.* 12:607.
- Araki, T., T.Kamei and M. Iyemori Takeda, 2000. Mid-latitude geomagnetic indices 'ASY' and 'SYM' for 1999 (provisional); <http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/eaasy/asy.pdf>.
- Chapman S. and J. Bartels, 1940. *Geomagnetism II*. Oxford at the Clarendon Press.
- Daglis J., R.M. Thorne, W. Baumjohann and S. Orsini, 1999. The terrestrial ring current: origin, formation, and decay. *Rev Geophys*, 37:407-438.
- De Michelis, P., I.A. Daglis and G. Consolini, 1997. Average terrestrial ring current derived from AMPTE/CCE-CHEM measurements. *Journ. Geophys. Res.*, 102:14103-14111.
- Frank, L.A., 1970. Direct detection of asymmetric increases of extraterrestrial 'ring current' proton intensities in the outer radiation zone. *Journ. Geophys. Res.*, 75:1263.
- Friedrich E., G. Rostoker and M.G. Connors, 1999. Influence of the substorm current wedge on the Dst index. *Journ. Geophys. Res.*, 104(A3):4567-4575.
- Geo-ForschungsZentrum Potsdam, 2001. Geomagnetic Planetary Indices, March 2001 - IAGA International Service of Geomagnetic Indices.
- Hargeaves J.K., 1992. *The solar-terrestrial environment*; Cambridge Atmospheric and Space Science Series; Cambridge University Press.
- Iyemori T., 1990. Storm-time magnetospheric current inferred from mid latitude geomagnetic field variations, *J. Geomagn. Geoelect.*, 42:1249.
- Kato S., 1980. *Dynamics of the upper atmosphere*; Center for Academic Publications Japan/Tokyo; D.Reidel Publishing Company.
- Mayaud P.N., 1980. Deviation, meaning, and use of geomagnetic indices. *Geophysical Monograph American Geophysical Union*. 22:115-129.
- Matsushita S., 1967. Solar quiet and lunar daily variation fields; in *Physics of geomagnetic phenomena*, ed. by S.Matsushita and W.H. Campbell; vol.I, Academic Press.
- Menvielle M. and A. Berthelier, 1991. The K-derived planetary indices: description and availability. *Rev. Geophys.*, 29(3):415-432.
- Paris J., 2001. Bulletin mensuel 01-03-mars 2001. Bureau des Publications du Service International des Indices Geomagnetiques. France.
- Price A.T., 1967. Electromagnetic induction within the earth, in *Physics of geomagnetic phenomena*, ed. by S.Matsushita and W.H.Campbell; vol.I, Academic Press.
- Schulz M., 1991. The magnetosphere, in *Geomagnetism*, ed by J.A.Jacobs, vol.IV, Academic Press.
- Taylor J.R., M. Lester and T.K. Yeoman, 1994. A superimposed epoch analysis of geomagnetic storms. *Ann. Geophys.*, 12:612-624.
- WDC-C2 for Geomagnetism, 2001. Kyoto University, Hourly equatorial Dst values (provisional). March 2001. Bulletin mensuel 01-03-mars 2001. Bureau des Publications du Service International des Indices Geomagnetiques.

NORMAS E INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

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

GEOACTA se publica una vez por año. Los trabajos deben ser originales y presentarán datos, interpretaciones o síntesis no publicadas con anterioridad. En caso de ser aceptados, los trabajos pasarán a ser propiedad intelectual de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas.

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

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

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

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

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

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

PRESENTACION DE TRABAJOS

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

Formato Electrónico

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

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

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

INSTRUCTIONS TO THE AUTHORS

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

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

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

Authors may submit papers in any of the following options.

Research Papers: they are original contributions within the general subject of GEOACTA.

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

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

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

MANUSCRIPTS

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

Electronic Format

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

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

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

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

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

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

Formato Impreso

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

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

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

CRITERIOS EDITORIALES

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

Una vez aceptado el trabajo, el autor deberá enviar el manuscrito final en versión electrónica según las instrucciones indicadas anteriormente. El autor recibirá en formato electrónico las pruebas de galera a los efectos de indicar posibles errores o modificaciones menores del texto. Cambios significativos al trabajo en esta etapa solo serán aceptados a discreción del Editor y los posibles costos de esos cambios deberán ser abonados por el autor.

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

TEXTO

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

Primera Pagina:

Títulos y autores con sus direcciones y correo electrónico

Segunda Página y Consecutivas:

Resumen y Abstract (trabajos en castellano)

Abstract y Resumen (trabajos en inglés)

Palabras claves y keywords

Texto

Agradecimientos

Referencias bibliográficas

Leyendas bilingües de las tablas

Tablas

Leyendas bilingües de las figuras

Figuras

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

Los resúmenes y abstracts no deberán exceder las quinientas (500) palabras.

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

Printed Format

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

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

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

EDITORIAL CRITERIA

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

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

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

TEXT

Number all pages consecutively according to the following order:

First Page:

Title and authors including addresses and e-mails

Second and following pages:

Resumen and Abstract (papers in Spanish)

Abstract and Resumen (papers in English)

Palabras claves and keywords

Text

Acknowledgements

References

Bilingual captions of the tables

Tables

Bilingual captions of the figures

Figures

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

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

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

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

Hasta 5 palabras claves y keywords. En breve se incluirá en la página web de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas un listado de palabras claves sugeridas. Las mismas deberán estar ordenadas por su importancia, con el lugar geográfico al final.

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

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

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

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

Referencias

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

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

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

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

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

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

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

Ejemplos de formatos:

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

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

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

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

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

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

Tablas

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

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

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

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

References

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Tables

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

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

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

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

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

Figures and Equations

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

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

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

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

Figuras y ecuaciones

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

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

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

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

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

Las copias fotográficas deberán ser de buena calidad, en blanco y negro, nítidas, y realizarse en papel brillante de buen contraste, en el tamaño final de reproducción. Las fotos no deben sobrepasar los 84 mm de ancho, ya sean apaisadas o verticales. La escala deberá indicarse con algún elemento cuyas dimensiones se adjuntarán en la leyenda o con una barra de escala.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

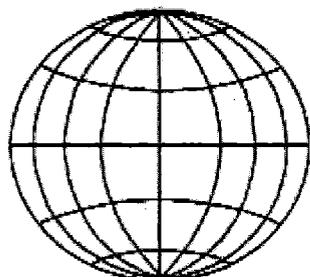
Printed manuscript must include high quality copies of the original figures clearly marked with the author name and number. Originals will not be returned unless requested by the author.

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

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



Undiano 84 - (8000) Bahía Blanca - Tel. (0291) 4547436 / 4564304
E-mail: sapienzaindustriagrafica@arnet.com.ar



GEOACTA

Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas

Volumen 29 - 2004

Exceso de gravedad en la Sierra Grande de San Luis obtenido a partir de ondulaciones del geoide. Estudio preliminar realizado sobre una sección transversal (centrada en 32°50' S) <i>Laura Cornaglia y Antonio Introcaso</i>	1
Mapeo de la relación magnetización-densidad en la región de la cuenca cuyana (Argentina) <i>Silvia Miranda</i>	11
Aplicación de fractales a muestras estratigráficas: consideraciones al aspecto metodológico. <i>Lidia B. Esper, Otón M. Grimolizzi y Marta I. Torres</i>	25
Relevamiento gravimétrico piloto de alta resolución: aplicación a la determinación del weathering. <i>M. Patricia Martínez, Mario E. Giménez, Francisco Ruiz Cobos, Antonio Introcaso y Juan La Vecchia</i>	37
Indicadores isostáticos geoidicos. Un ejemplo para la sierra de San Luis. <i>Carolina Crovetto y Antonio Introcaso</i>	49
Interpretación de anomalías magnéticas mediante el uso de la señal analítica: dos estudios de caso <i>Silvia Miranda</i>	57
Procesos hidrosedimentológicos y meteorológicos relacionados con la sedimentación de un puerto. <i>Gisela A. Federici, Diana G. Cuadrado y Eduardo A. Gómez</i>	69
Variaciones geomagnéticas atribuidas a la corriente anillo ecuatorial en períodos de tormenta magnética, a partir de registros en observatorios simétricos en latitud geomagnética. <i>María Andrea Van Zele</i>	81
Normas par los autores (Instructions for authors)	91

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