

MODELO GEOELÉCTRICO DE LA CUENCA CHACOPARANENSE EN SANTA FE-ENTRE RÍOS A PARTIR DE UN ESTUDIO MAGNETOTELÚRICO

Alicia FAVETTO y Cristina POMPOSIELLO¹

¹ Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), CONICET-UBA, Ciudad de Buenos Aires.
E-mail: favetto@ingeis.uba.ar, cpomposi@ingeis.uba.ar

RESUMEN

Los datos magnetotelúricos analizados en este trabajo se enmarcan dentro de un perfil regional de dirección oeste alrededor de la latitud 31,5 °S registrados entre el 2001 y el 2008. El mismo se extiende desde el oeste de la provincia de San Juan hasta el este de la provincia de Entre Ríos próximo al río Uruguay. En este trabajo se interpretan los datos correspondientes a la parte más oriental de un perfil formado por 22 estaciones magnetotelúricas. Este estudio permitió hallar un modelo de resistividad eléctrica, determinando la profundidad del basamento cristalino de la cuenca Chacoparanaense en este sector, caracterizando sus propiedades eléctricas. A partir de un análisis de la dimensión de la estructura, se concluyó que la estructura geoelectrica es unidimensional (1D) para períodos menores a 10 segundos mientras que para períodos mayores la estructura es principalmente bidimensional. A partir de un análisis multiestación, se encontró que la dirección de simetría de la estructura es de N6°E. El modelo obtenido de la cuenca sedimentaria muestra que la profundidad de la misma se extiende alrededor de los 4 km en la parte central y tiende levemente a hacerse más superficial en los extremos. La cuenca en casi todo el perfil muestra valores de resistividad muy bajos desde valores inferiores a 1 a 10 Ωm que correlacionan con las altas conductividades del agua en el pozo Villaguay para las distintas profundidades.

Palabras clave: *Magnetotelúrica, cuencas sedimentarias, Entre Ríos.*

ABSTRACT: *Geoelectric modeling of the Chacoparanense Basin in Santa Fe-Entre Ríos from a magnetotelluric study.* The magnetotelluric data analyzed in this study correspond to the west-east regional-scale profile at 31.5°S registered between 2001 and 2008. This profile extends from its western end at San Juan province to the eastern part of Entre Ríos province near the Uruguay river. Data interpretation of twenty two sites corresponding to the most eastern part of this profile was used to image the geoelectrical features of the inner earth. This study allowed finding an electrical resistivity model, resolving the crystalline basement geometry within this sector of the Chacoparanense basin. It was quantitatively determined that the dimensionality of the dominant conducting structures is approximately 1D up to the first 10 seconds and 2D for longer periods. The multisite regional strike determination resulted in an angle of N6°E. The sedimentary basin model shows that the deepest part is located in the center, around 4 km deep, and at both ends the basin extends down to lower depths of around 3 km. The resistivity of the sediments observed within the basin is very low, from less than 1 Ωm up to 10 Ωm . These results are consistent with the extremely low resistivities found in the hydrothermal well, Villaguay, due to its high salinity water.

Keywords: *Magnetotelluric, sedimentary basin, Entre Ríos.*

INTRODUCCIÓN

El método magnetotelúrico (MT) es un método de prospección geofísica que permite obtener la distribución de la resistividad eléctrica dentro de la Tierra. Consiste en la medición simultánea de las variaciones temporales de los campos naturales eléctricos y magnéticos totales, o sea, los externos y los inducidos en el subsuelo. Este método ha sido ampliamente empleado para modelar la resistividad eléctrica de la corteza y el manto terrestre, ya que depen-

diendo de la banda de períodos registrada permite estudiar desde algunos cientos de metros a cientos de kilómetros de profundidad.

Desde 1998 hemos realizado varios estudios magnetotelúricos (MT) en el ámbito de Sierras Pampeanas, llanura Chacopampeana y Precordillera con más de 120 estaciones para el estudio de la estructura geoelectrica de la Tierra hasta profundidades de 500 km. A partir del año 2001 se comenzó un estudio regional que corresponde al ámbito de Precordillera, Sierras Pampeanas, y

Llanura Chacopampeana, a 31,5 °S abarcando varios bloques corticales y diferentes estilos tectónicos.

En general, los estudios magnetotelúricos que realizados en Argentina, han respondido a dos intereses principales, uno más regional enfocado a determinar las características profundas del manto y corteza inferior correlacionándolas a procesos tectónicos (Booker *et al.* 2004, Favetto *et al.* 2008). El otro más local orientado a describir la estructura más superficial, por ejemplo de las cuencas sedimentarias (Pomposiello *et*

al. 2002, Favetto *et al.* 2007).

En este trabajo, se presenta el análisis e interpretación de datos magnetotelúricos obtenidos en 22 estaciones a lo largo de un perfil de aproximadamente de 450 kilómetros. El mismo se extiende en la llanura Chacopampeana (~31,5°S) desde la parte oriental de la provincia de Córdoba hasta el río Uruguay en la provincia de Entre Ríos (Fig.1). El objetivo principal del mismo fue describir geoelectricamente la cuenca Chacoparanaense y caracterizar las diferentes estructuras geológicas presentes.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y LOCAL

La llanura Chacopampeana, en sentido amplio, es parte de una gran cuenca que, desde el Mioceno, recibió sedimentos provenientes del levantamiento andino y que hoy constituye el lugar de tránsito de esos sedimentos hacia la plataforma y talud continental atlántico (Chebli *et al.* 1999). El conjunto de rocas sedimentarias y volcánicas que rellenan esta cuenca está integrado por varios ciclos sedimentarios que abarcan desde el Paleozoico hasta el Reciente. El Paleozoico presenta desarrollo de facies continentales, litorales y también marinas y glaciáricas, mientras que en el Mesozoico existen registros de sedimentitas fluviales y eólicas del Triásico al Jurásico Medio, y basalto toleíticos del Jurásico Superior a Cretácico Inferior que las cubren. Estos basaltos actúan como factor confinante de los acuíferos termales profundos alojados en esos sedimentos fluviales y eólicos infra-yacentes. En el Cretácico Superior y en el Terciario pueden definirse nuevos episodios sedimentarios, entre los que se identifican depósitos fluviales, intercalados con sedimentos marinos y loésicos. Durante fines del Terciario y todo el Cuaternario se disponen nuevos elementos fluviales y loésicos, que hacia el sudeste se interdigitan con depósitos estuáricos. La cuenca sedimentaria tiene un espesor total variable. En el modelo magnetotelúrico que abarca la provincia de Córdoba y oeste de la provincia de Santa Fe a la misma latitud del perfil de este trabajo alcanza más de 4.500 me-

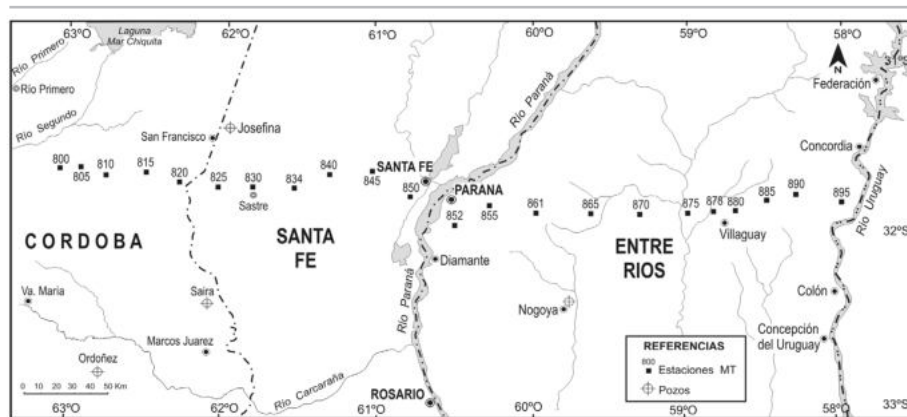


Figura 1: Perfil magnetotelúrico oeste-este. Se muestran las estaciones magnetotelúricas (estaciones de 800 a 895) y la ubicación de los pozos profundos.

tros (Favetto *et al.* 2004).

Desde el punto de vista estructural, presenta un registro de varias fases de deformación superpuestas y recurrentes, que condicionaron el desarrollo del marco tectónico complejo que afecta la mayoría de las secuencias geológicas preservadas (Da Rosa Filho *et al.* 2003). Soares *et al.* (1978) clasifican a esta cuenca como intracratónica y de evolución policíclica, en largos períodos de tiempo, con fases sucesivas de subsidencia y acumulación de grandes secuencias sedimentarias separadas por discordancias regionales que reflejan épocas de levantamiento y erosión.

El basamento cristalino de edad precámbrica-paleozoica temprana forma el sustrato donde se apoyan los depósitos que integran la columna estratigráfica de la cuenca Chacoparanaense. No aflora en el área considerada, pero ha sido encontrado en el subsuelo en varias perforaciones hidrogeológicas (Montaño *et al.* 1998 y Silva Busso 1999) tales como las realizadas en las ciudades de Colón y Concepción del Uruguay localizadas sobre el río Uruguay (Fig. 1). En la zona del perfil magnetotelúrico existen dos perforaciones profundas Josefina y Nogoyá que fueron realizadas por YPF para prospección petrolera (Fig. 1).

El pozo Josefina ubicado en la provincia de Santa Fe, muy cerca del límite con la provincia de Córdoba, se perforó hasta los 4320 m sin alcanzar el basamento cristalino. En el cuadro 1 se detallan todas las unidades identificadas que dan una idea de la estratigrafía de la cuenca en esta región.

El pozo Nogoyá ubicado a 70 km al sur del perfil magnetotelúrico en la provincia de Entre Ríos se perforó hasta los 2088 m sin alcanzar el basamento. Si bien estas dos perforaciones no alcanzan el basamento muestran que la cuenca es profunda y se puede esperar un espesor superior a los 4000 metros. Además, por las características de las unidades perforadas se prevé que la cuenca es eléctricamente muy conductora. Unidades geológicas o sedimentos equivalentes se han detectado en las perforaciones hidrogeológicas de las ciudades de Concordia, Federación, Diamante y Villaguay, entre otras (Montaño *et al.* 1998, Silva Busso 1999, 2002, Stöckli *et al.* 2006). La ubicación de las ciudades se presenta en la figura 1. Los datos del pozo Villaguay por estar sobre el perfil se tendrán en cuenta en la interpretación del modelo magnetotelúrico. Una característica importante de esta cuenca es la sucesión basáltica denominada Formación Serra Geral que está integrada por potentes derrames basálticos, vinculados con la apertura del Atlántico Sur e interestratificados con sedimentitas clásticas. Un estudio geocronológico de los basaltos de Nogoyá (Entre Ríos) realizado por Cortezzi y Cazeneuve (1967) mostró que la edad de los basaltos es neojurásico-eocretácica variando entre $117,4 \pm 0,3$ Ma a 748 mbbp y $141,7 \pm 0,1$ Ma a 2052 mbbp. Los basaltos cubren una superficie superior a $1.000.000$ km² en Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay. El máximo espesor se registró en Brasil en la región de Cuiabá Paulista (Estado de São Paulo) con 1930

CUADRO 1: Datos del pozo Josefina YPF (informe del pozo).

Edad	Formación	Josefina	
		mbnm	mbbp
Cuaternario	Pampa	108	0.
	Puelche	24	84
Terciario	Entre Ríos	-3	111
	Paraná	-57	165
	Chaco	-126	234
Cretácico	M. Boedo	-396	504
	S. Geral	-710	818
	Tacurembó	-942	1050
Carbónico - Pérmico	Ordóñez	-2375	2483
	Josefina	-4212	4320

metros (Da Rosa Filho *et al.* 1998). En Argentina, las areniscas intercaladas fueron denominadas Miembro Solari por Gentili y Rimoldi (1979). En Entre Ríos aflora solamente en el sector NE en una delgada franja aledaña al río Uruguay.

ADQUISICIÓN DE DATOS

El método magnetotelúrico usa las variaciones del campo electromagnético natural para explorar la variación de la resistividad eléctrica del subsuelo. Los datos magnetotelúricos son el tensor de impedancia \mathbf{Z} (2x2) y la función de transferencia entre los campos magnéticos horizontales y vertical \mathbf{T}_Z (1x2) que son magnitudes complejas y dependientes de la frecuencia. Representan la respuesta inductiva del subsuelo conductor por campos electromagnéticos externos variables en el tiempo y se definen en el dominio espectral a través de las siguientes relaciones lineales:

$$E_H = \mathbf{Z}H_H \text{ y } H_Z = \mathbf{T}_Z H_H$$

donde los subíndices H y Z representan las componentes horizontales y verticales de los campos eléctricos y/o magnéticos. La frecuencia ω (o su recíproco el período τ), son indicadores aproximados de la profundidad, para bajas frecuencias la inducción alcanza mayores profundidades y este efecto de penetración es llamado *skin-depth*.

La técnica de campo consiste en medir en un punto sobre la superficie de la tierra, las

componentes ortogonales del campo eléctrico (E_x , E_y) y magnético (H_x , H_y , H_z), estando generalmente los ejes orientados de la siguiente manera: \mathbf{X} hacia el norte, \mathbf{Y} hacia el este y \mathbf{Z} hacia el subsuelo. El campo eléctrico se midió con pares de electrodos impolarizables enterrados en la tierra, hechos de un cilindro de PVC con solución salina de cloruro de plomo en arcilla, un extremo de material poroso y conector de alambre de plomo. El campo magnético se registró con 10 magnetómetros de última generación de *Narod Geophysics*, tipo *fluxgate* que registran en el rango de 1 a 10000 s. Las series temporales correspondientes a las componentes de los campos medidos se almacenan en un sistema de adquisición de datos.

ANÁLISIS DE DATOS Y DIMENSIONALIDAD

Para el procesado de las series temporales se utilizó un método robusto (Egbert 1997) obteniéndose el tensor de impedancia \mathbf{Z} que relaciona como se mencionó anteriormente los campos magnéticos horizontales, H_x y H_y , y los campos eléctricos E_x y E_y ; y además la función transferencia \mathbf{T}_Z entre las componentes horizontales, H_x y H_y , y la componente vertical H_z del campo magnético. Obteniéndose el siguiente sistema de ecuaciones:

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \\ E_y &= Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \\ H_z &= T_{zx}H_x + T_{zy}H_y \end{aligned} \quad (1)$$

Este método permite realizar referencia remota que utiliza datos registrados simultáneamente en dos sitios diferentes preferentemente separados varios kilómetros. Los campos de un sitio se procesan utilizando el campo magnético simultáneo del otro sitio de forma conjunta con referencia remota, para evitar el *bias* debido al ruido, principalmente en la banda entre 1 a 10 s, que se denomina "banda muerta" donde la intensidad de la señal es baja y comparable al ruido.

A partir del tensor \mathbf{Z} se definen la resistividad aparente y fase de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} \rho_n &= 1 \left| Z_y \omega^2 \right. \\ &\quad \left. \mu_0 \right. \\ \varphi_{ij} &= \frac{\tan^{-1} \operatorname{Im}(Z_{ij}, \omega)}{\operatorname{Re}(Z_{ij}, \omega)} \end{aligned} \quad (2)$$

Si la estructura se interpreta en capas horizontales, simetría 1D, se tiene que satisfacer que los elementos diagonales del tensor \mathbf{Z} y las componentes T_{zx} y T_{zy} tengan valores cercanos a cero y los elementos fuera de la diagonal tengan aproximadamente la misma magnitud entre sí, con signo contrario.

La interpretación 2D corresponde a un modelo de Tierra donde la resistividad es constante con una dirección horizontal (dirección de *strike*) y varía solamente con la dirección horizontal perpendicular a la dirección de *strike* y en profundidad. Si la dirección del *strike* es, por ejemplo, paralela al eje x, la resistividad será $\rho(y, z)$. En estos casos hay un campo vertical inducido no nulo y las ecuaciones de Maxwell pueden ser desacopladas en 2 modos, cada uno relacionando tres componentes de los campos: transversal eléctrico (TE) con corrientes paralelas al *strike* que involucra a las componentes E_x , H_y , H_z y transversal magnético (TM) con corrientes perpendiculares al *strike* que involucra a E_y y H_x . En este caso T_{zx} debe ser cercano a cero. Los ejes paralelo y perpendicular al *strike* se denominan ejes principales del tensor.

Para estudiar la bidimensionalidad de la estructura se analizaron los vectores de inducción, los mismos son la representación vectorial de la función de transferencia \mathbf{T}_Z (considerando sus partes real e imaginaria). Debido a que el campo magnético vertical es generado por gradientes laterales de la conductividad, estos vectores pueden ser utilizados para inferir la presencia o ausencia de grandes contrastes laterales de conductividad cuando su magnitud es alta. En la convención de Parkinson los vectores apuntan hacia regiones de concentración de corriente (conductoras eléctricamente). En el caso de una estructura bidimensional los mismos son ortogonales al *strike* (Parkinson 1962).

En la figura 2 se presentan los vectores reales para períodos de 10, 107 y 1280 se-

gundos. Para periodos menores a 10 s la magnitud es pequena a lo largo del perfil excepto en la ultima estacion en la parte oriental del perfil. Para periodos mayores a 10 s son casi paralelos al perfil excepto en las ultimas estaciones que apuntan al NO. Para 1280 s los vectores son paralelos al perfil y en los dos extremos apuntan hacia el centro del perfil.

Ademas, en la figura 3, se presentan las pseudo-secciones de los vectores de induccion (T_{ZY}) en la direccion del perfil (amplitud y fase). La amplitud es muy pequena ($<0,08$) para casi todos los periodos en la parte central del perfil y se hacen mas grandes ($<0,5$) principalmente en el extremo este del perfil.

Otra herramienta que se utiliza para estudiar la dimensionalidad es el analisis del tensor de fase (Bibby *et al.* 2005). Un invariante del tensor, denominado *skew*, mide si la estructura se aproxima a una estructura 1D o 2D. Para que esto ocurra el *skew* debe ser muy pequeno $< 0,03$. Tambien se tiene en cuenta la elipticidad del tensor de fase que pone de manifiesto si la estructura tiene una simetria 1D que se satisfice para valores $< 0,1$. En la figura 4 se presentan el *skew* y la elipticidad. El primero tiene valores entre 0 y 0,2 y el segundo valores menores a 0,1 para periodos menores de 10 s, indicando una simetria 1D para profundidades someras. La pequena magnitud de los vectores de induccion tambien muestra una debil variacion lateral dentro de la estructura superficial.

Las componentes del tensor de impedancia, Z , fueron analizadas usando la tecnica de descomposicion del tensor (Mc Neice and Jones 2001). Este metodo permite separar los efectos locales 3D de la estructura regional 2D y ademas, realizar el analisis para cualquier rango de periodos ya sea por estacion o conjuntamente. A partir de este analisis se estimó el *strike* de la estructura en cada estacion y tambien ajustando para todas las estaciones un unico valor. Se presenta en la figura 5 el *strike* entre 10 y 100 s y entre 100 y 1000 s. Como se observa para periodos mayores a 100 s se puede considerar un *strike* de N6°E. En este analisis ademas se pueden deter-

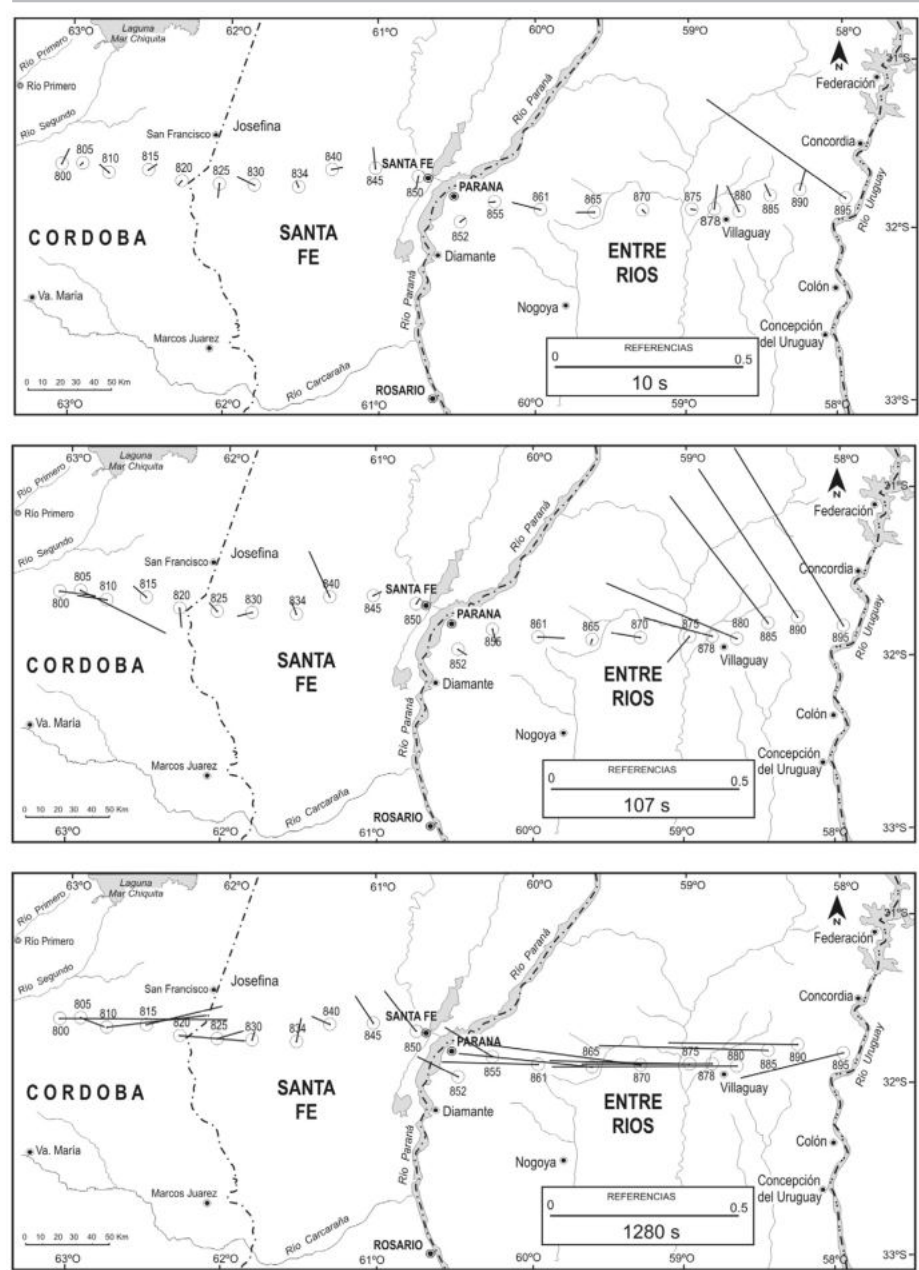


Figura 2: Vectores reales de induccion (Parkinson) para periodos de 10, 107 y 1280 s que señalan hacia las zonas más conductoras.

minar los parámetros de distorsión *twist* y *shear*. El primero permite corregir el efecto de una inhomogeneidad superficial que desvía las corrientes telúricas modificando la orientación de los ejes principales generando un *strike* local que se aparta del *strike* regional. Mientras que el segundo muestra como se deforman los ejes principales dejando de ser ortogonales. En la figura 6 se presentan estos parámetros entre 10 y 100 s y entre 100 y 1000 s. Para periodos menores a 100 s estos va-

lores son pequeños $[-10^\circ, 10^\circ]$ salvo las estaciones del borde oriental que los valores son mayores sin superar los 25° . Para periodos mayores a 100 s estos parámetros son más grandes que para los periodos menores pero no superan los 30° . Nuevamente en el borde oriental se observan mayores distorsiones. Este resultado del borde oriental concuerda con la orientación de los vectores de Parkinson (Fig. 2), los mayores valores de la amplitud de T_{ZY} (Fig. 3) y los valores de *skew* y

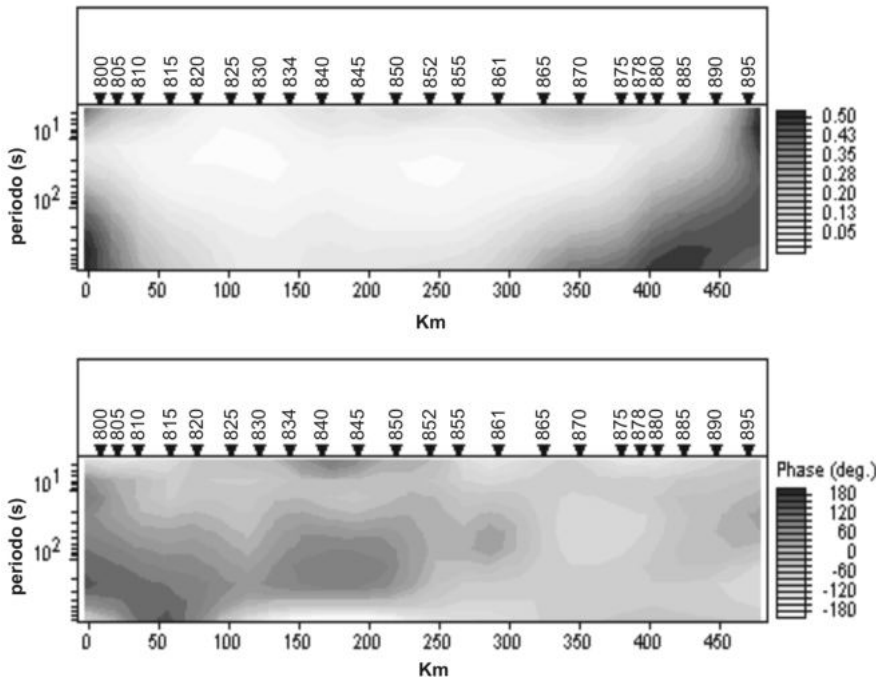


Figura 3: Magnitud (arriba) y fase (abajo) de los vectores reales de inducción.

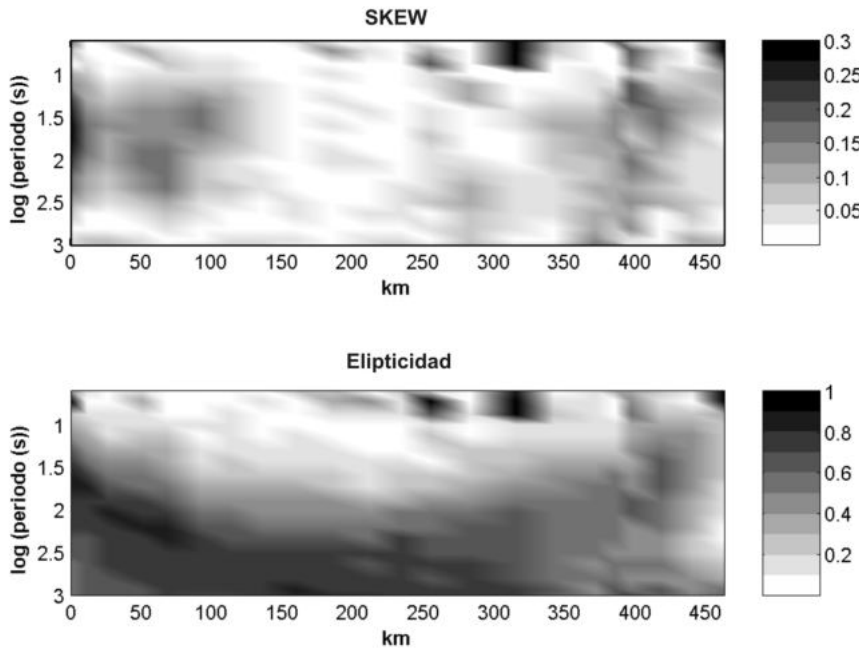


Figura 4: El skew permite estudiar la bidimensionalidad y la elipticidad delimita los datos provenientes de estructuras 1D.

elipticidad (Fig. 4).

Se obtuvo un modelo bidimensional de la distribución de resistividad eléctrica. Se usó un algoritmo de inversión que busca la estructura mínima que ajuste los datos experimentales con los predichos por el modelo dentro de un error establecido (Rodi y Mackie 2001).

MODELO 2D

Para realizar la inversión de los datos magnetotéluricos se utilizó el programa de inversión 2D MT NLCG ver 6.11 de Randall Mackie. El algoritmo de inversión halla la solución regularizada utilizando el método de gradiente conjugado para problemas

no lineales. Minimiza una función objetiva que está formada por el desajuste normalizado *misfit* entre los datos medidos y los datos predichos por el modelo y permite el suavizado del modelo donde el compromiso entre ambas contribuciones es controlado por el parámetro de regularización, Tau. Los datos incluidos en la inversión son $\log(\rho)$ y ϕ para las dos polarizaciones (transverso eléctrico y transverso magnético), y las partes real e imaginaria de T_{ZY} en función de la frecuencia y posición (Rodi y Mackie 2001), para todas las estaciones excepto la 895 por estar muy distorsionada.

Este programa permite fijar valores de resistividades en sectores del modelo correspondientes a datos conocidos, también permite desacoplar el procedimiento de ajuste en aquellas discontinuidades de grandes contrastes.

El modelo más representativo de la cuenca fue obtenido a partir del procedimiento detallado a continuación: Se utilizó como modelo inicial un semi-espacio de $1000 \Omega\text{m}$. Con la finalidad de lograr un modelo suave se utiliza un error umbral en los datos que es este caso se incrementó en el modo transverso magnético cuya resistividad aparente para períodos largos es notoriamente más baja y por consiguiente el modo transverso eléctrico define mejor la estructura más profunda evitando la aparición de estructuras conductoras artefactos de el proceso de inversión. Los valores utilizados en el error umbral son: $\epsilon(\log \rho_{TE}) = 10\%$, $\epsilon(\phi_{TE}) = 5\%$, $\epsilon(T_{ZY}) = 0,02$, $\epsilon(\log \rho_{TM}) = 20\%$, $\epsilon(\phi_{TM}) = 10\%$

Se comenzó con la inversión conjunta de $\log(\rho_{TE})$, ϕ_{TE} y T_{ZY} hasta lograr un ajuste general del modelo cercano a 1, para ello se usó un valor del parámetro de regularización de $\text{Tau} = 10$. Luego se agregó el modo transverso magnético utilizando el modelo obtenido previamente como modelo inicial y se impuso el contorno de la cuenca hallada como vínculo en la inversión (Fig. 7). Para finalizar, se permitió corregir efectos estáticos en las resistividades aparentes y liberar la condición de vínculo anterior, dejando que la minimización alcance la convergencia libremente. El error

cuadrático medio normalizado (NMRS) global logrado es de 1,6.

En la figura 8 se observa el modelo obtenido, el error cuadrático medio normalizado por estación y los datos medidos utilizados en la inversión junto a los predichos por el modelo para todas las estaciones presentados como pseudosecciones. El valor del error por estación muestra un valor bajo indicativo de un muy buen ajuste con un incremento apreciable en las 4 últimas estaciones del este. Desde el río Paraná (estación 850), las cuatro estaciones hacia el este muestran una estructura muy conductora desde la superficie hasta el basamento con zonas de inhomogeneidades altamente conductoras, resistividades menores a 1 Ω m. El basamento se encuentra alrededor de los 4 km de profundidad a lo largo del perfil, con una tendencia a ser más superficial en los extremos. Los datos medidos y los datos predichos por el modelo son consistentes dentro del error en la inversión.

COMPARACIÓN DEL MODELO CON LOS DATOS DE POZOS CERCANOS

Las perforaciones profundas realizadas y publicadas hasta el presente en las provincias de Entre Ríos y Santa Fe, ya sea con finalidad de prospección de hidrocarburos o agua termal, no han alcanzado la base de la cuenca en ninguno de los casos. El pozo Josefina de YPF, al norte de la estación 825, (Fig. 1) muestra características de la cuenca en zonas cercanas al perfil. Se puede destacar el techo y la base del basalto correspondiente a la Formación. Serra Geral, con espesor de 232 m.

En el pozo Nogoyá de YPF se perforaron 2088 m sin alcanzar el basamento. El espesor de la Formación. Serra Geral es de 790 m y su techo se encontró a 650 metros. Este es el único pozo profundo de la provincia de Entre Ríos y está ubicado a más de 70 km al sur de la estación 861. Si bien esta perforación está lejos del perfil como para comparar las profundidades locales, nuevamente indica que el basamento podría encontrarse a mayores profundidades.

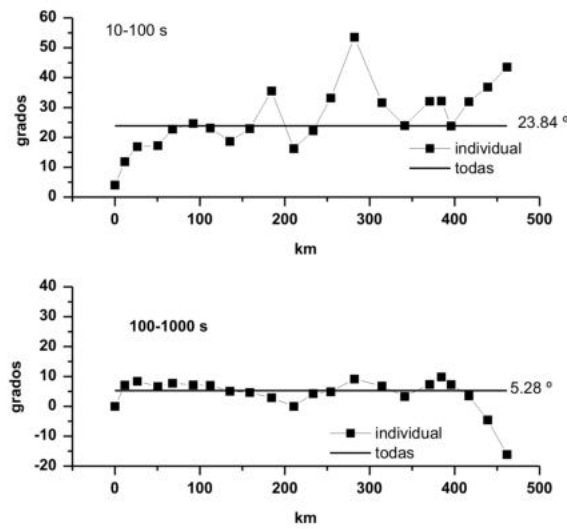


Figura 5: El valor del *strike*, medida de la orientación de la estructura 2D, para 10-100 s (estructura más superficial) y para 100-1000 s (estructura más profunda).

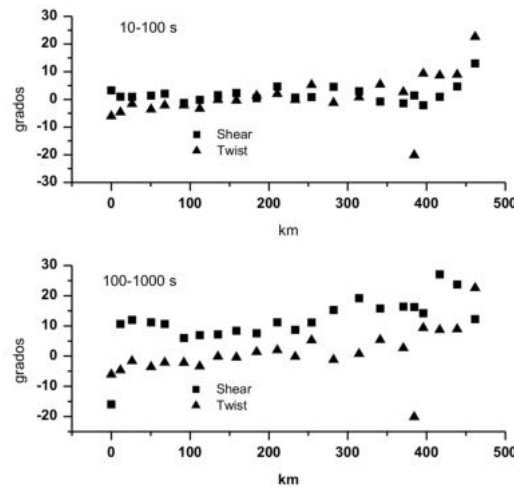


Figura 6: Se muestra la variación de los parámetros *twist* y *shear* que cuantifican el efecto de las distorsiones debidas a inhomogeneidades superficiales.

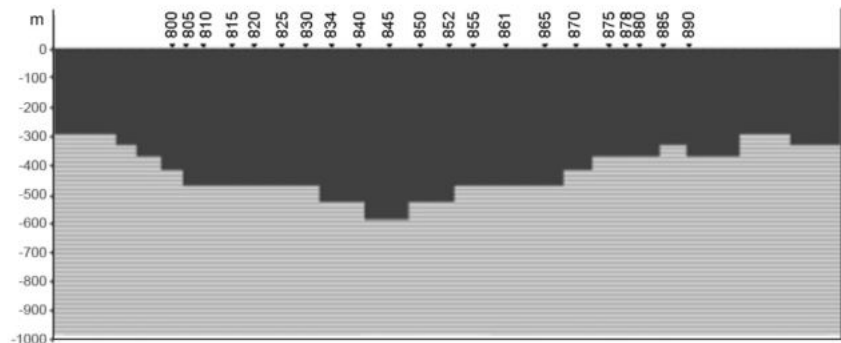


Figura 7: Interfase de la base de la cuenca usada como herramienta en el proceso de inversión.

Si bien las características generales de la resistividad de las formaciones (según los pozos mencionados) son consistentes con las bajas resistividades encontradas en la cuenca, vale la pena particularizar con los datos de la perforación hidrotermal Villaguay que está contenida en el perfil de medición.

Características de la perforación Villaguay

La perforación Villaguay (Stöckli *et al.* 2006) está ubicada entre las estaciones 878 y 875, prácticamente sobre el perfil, donde se realizó una perforación de exploración para agua termal. Las características generales de

Modelo Magnetotélurico 2D de resistividad eléctrica

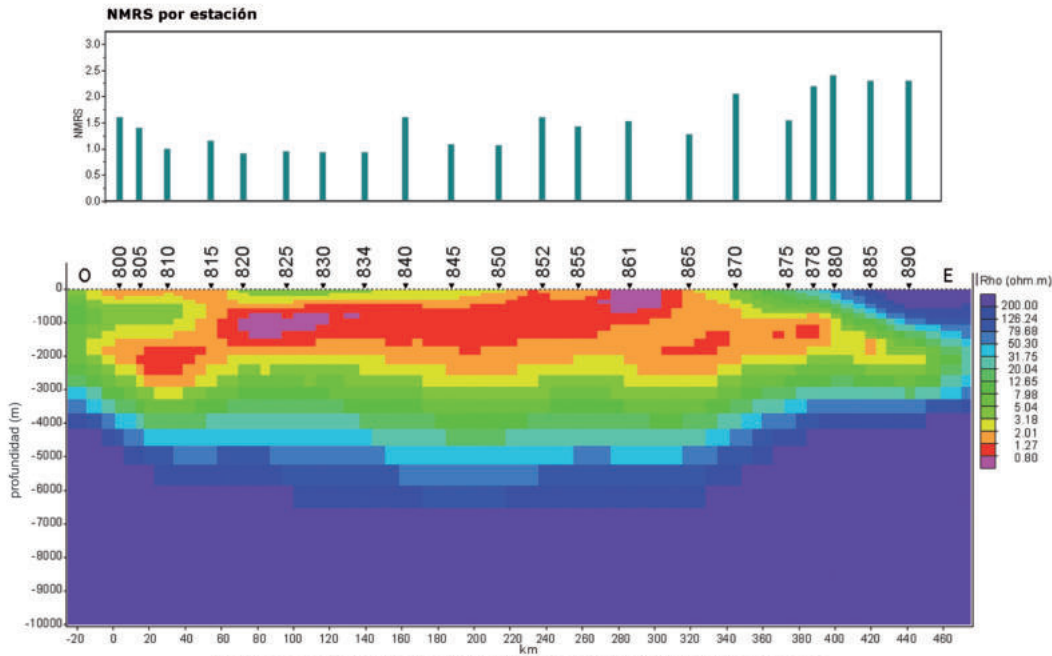


Figura 8: Modelo geoelectrico, error cuadrático medio normalizado (NRMS) por estación y pseudo-secciones de datos medidos y predichos por el modelo.

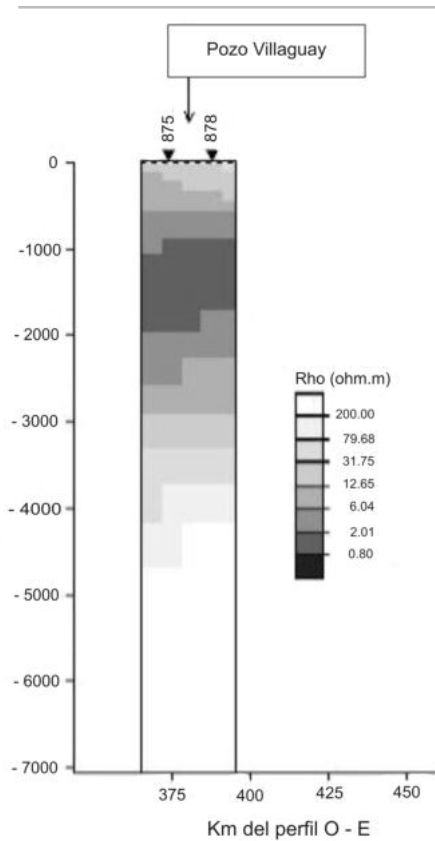


Figura 9: Modelo magnetotelúrico correspondiente a la locación del pozo de Villaguay obtenido del modelo presentado en la figura 8.

las secciones encontradas son las siguientes. En la sección suprabasáltica (0,80 m a 444 m) se pueden distinguir las siguientes secuencias:

Entre 0,80 m y 155 m, se observa una secuencia de arcilla parda limosa, arena mediana a fina limosa, bien seleccionada, limo areno-arcilloso pardo, arena limosa con intercalaciones de lentes de arcillas verdes y grises y arcilla parda. Es portadora de agua dulce con una resistividad de 33 Ω m.

Entre 155 m y 270 m, se observa una sucesión de limo arcilloso pardo, arcillas pardas con lentes de arcillas verdes, arenas limosas grises y limo arenoso gris. Es portadora de agua con una resistividad de 5 Ω m.

Entre 270 m y 444 m, se observa arcillas pardas con lentes de arcilla azuladas, limo arenoso con lentes de arcilla gris verdosa, arcilla parda con lentes de arcillas verde azuladas, arcillas pardas con, canto rodado, arenas y limos y calcáreos en lentes.

Entre 444 m y 1.294 m, se observan 22 coladas basálticas con diversas intercalaciones

de arcillas y arenas. Los basaltos tienen colores pardo a gris verdoso y negro. Esta sección es portadora de agua de elevada salinidad, con una resistividad inferior a los 0,5 Ω m.

Finalmente, entre 1.294 m y 1.354 m se observa una secuencia de areniscas rosadas, con lentes de arcillas y basaltos y portadora de agua muy salada, menor a 0,2 Ω m. Del modelo se puede ver una correspondencia entre las capas superficiales ya que la capa más superficial tiene resistividades de 5-10 Ω m y a partir de los 700 m hasta los 2.000 m tiene resistividades de 1-3 Ω m. Hallándose el basamento alrededor de los 3.000 m de profundidad, no alcanzado en la perforación (Fig. 9).

Respecto al cambio brusco en las resistividades de la parte superficial en el extremo este, podemos mencionar los datos de los pozos hidrotermales cercanos, Concordia al norte y Colon al sur. En la primera perforación se halló el basalto a escasos 60 m de profundidad con un espesor mayor a 900 m, por debajo de la misma se hallan los sedimentos infrabasálticos que alojan al acuífero termal y en la segunda perforación los basaltos se encuentran a los 228 m con un espesor de 658 m, que apoyan discordantemente sobre el basamento cristalino. Teniendo en cuenta el modelo en las últimas estaciones, se observa una correlación de la capa resistiva con los basaltos (en profundidad y valor de resistividad) y la capa conductora subyacente con el acuífero termal.

CONCLUSIONES

En este trabajo se determinó la base de la cuenca a la latitud 31,5°S cruzando completamente las provincias de Santa Fe y Entre Ríos. Los resultados se muestran en un modelo 2D de resistividad eléctrica.

La base de la cuenca se halla alrededor de los 4 km, siendo menos profunda en los extremos. La resistividad de los sedimentos es muy baja, los valores varían entre 0,5 y 10 Ω m, siendo el sector al este del río Paraná el más conductor. Dado que los sedimentos de la cuenca son muy conductores no puede hacerse una descripción discriminada de la litología a través de esta

metodología. La comparación con los pozos, en particular Villaguay que está sobre el perfil, avala el hecho que no se discrimina en el modelo eléctrico la presencia del basalto como capa más resistiva, dado que la conductividad del agua encontrada en las intercalaciones es extremadamente conductora. Asimismo, el modelo en ese lugar como se analizó previamente, se correlaciona precisamente con los datos del pozo.

Los pozos petroleros cercanos al perfil muestran que el basamento está a profundidades mayores a 4.000 m, consistentemente con los resultados de la presente contribución. El modelo obtenido en este trabajo que incluye 22 estaciones magnetotelúricas desde la parte oriental de la provincia de Córdoba hasta el río Uruguay se comparó con el modelo obtenido previamente por Favetto *et al.* (2004) que incluía solo la provincia de Córdoba y parte de la de Santa Fe, mostrando que tanto la profundidad de la cuenca como los altos valores de conductividad se continúan hacia el este.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue parcialmente financiado por CONICET, PIP2004 5448, PICT2005 38253, *National Science Foundation* (NSF) y los equipos en préstamo en el marco del EMSOC. Agradecemos la colaboración de Gabriel Giordanengo en su colaboración en el trabajo de campo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bibby, H.M., Caldwell, T.G. y Brown, C. 2005. Determinable and non-determinable parameters of galvanic distortion in magnetotellurics. *Geophysical Journal International* 163: 915-930.
- Booker, J., Favetto, A., Pomposiello, M.C. 2004. Low Electrical Resistivity Associated With Plunging Of The Nazca Flat Slab Beneath Argentina. *Nature* 429: 399-403.
- Chebli, G. A., Mozetic, M. E., Rossello, E. A. y Buhler, M. 1999. Cuenas Sedimentarias de la Llanura Chacopampeana. Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Geología Argentina, Anales* 29 (20): 627-644, Buenos Aires.
- Cortezzi, C.R. y Cazeneuve, H. 1967. Estudio

- geocronológico de los basaltos de Nogoyá (Entre Ríos) y sus relaciones con las rocas efusivas del sur de Brasil y Uruguay. *Revista Museo de La Plata. Nueva Serie, Geología* 4: 19-32.
- Da Rosa Filho, E.F., Hindi, E.C. y Montaña Xavier, J. 2001 Effects Of Structural Features On Ground-water Withdrawn From The Guarany Aquifer System - Estado Do Paraná Brazil. *International Conference On Hydrological Challenger In Transboundary Water Resource Management*: 435-442, Koblenz.
- Egbert, G.D. 1997. Robust Multiple Station Magnetotelluric Data Processing. *Geophysical Journal International* 130: 475-496.
- Favetto, A., Pomposiello, C., Bedit, T. y Booker, J. 2004. Magnetotelluric model of the Chacoparanense sedimentary basin at 31.5S, Argentina. 17^o International Workshop on Electromagnetic in the Earth, Expanded Abstract 77-78, Hyderabad.
- Favetto, A., Pomposiello, C. Booker, J. y Rossello E. 2007. Magnetotelluric inversion constrained by seismic data in the Tucumán Basin (Andean Foothills, 27°S, NW Argentina). *Journal Geophysical Research* 112: 1-12.
- Favetto, A., Pomposiello, C., López de Luchi, M. y Booker, J. 2008. Magnetotelluric interpretation of the crust electrical resistivity across the Pampean terrane-Río de la Plata suture, in central Argentina, *Tectonophysics* 459: 54-65.
- Gentili, C. y Rimoldi, H. 1979. Mesopotamia. Academia Nacional de Ciencias, Segundo Simposio Geología Regional Argentina, 1: 185-223, Córdoba.
- McNeice, G.W. y Jones, A.G. 2001. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data, *Geophysics* 66: 158-173.
- Montaña, J., Tujchneider, O., Auge, M., Fili, M., Paris, M., D'elia, M., Perez, M., Nagy, M.I., Collazo, P. y Decoud, P. 1998. Sistema Acuífero Guaraní. Capítulo argentino-uruguayo. Acuíferos regionales en América Latina. Centro de Publicaciones, Universidad Nacional del Litoral, 217 p., Santa Fe.
- Parkinson, W.D. 1962. The Influence of Continents and Oceans on Geomagnetic Variations. *Geophysical Journal Royal Astronomic Society* 6: 441-449.
- Pomposiello, C., Favetto, A., Sainato, C., Booker J. y Shanguei, L., 2002. Imaging the sedimentary basin of the Tucumán plain in the Northern Pampean Range Argentina. *Journal of Applied Geophysics* 49: 47-58.
- Rodi, W. y Mackie, R. 2001. Nonlinear conjugated gradient algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics* 66: 174-178.
- Silva Busso, A. 1999. Contribución al Conocimiento de la Geología e Hidrogeología del Sistema Acuífero Termal de la Cuenca Chacoparanense Oriental Argentina. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), 351 p., Buenos Aires.
- Soares, P. 1981. Estratigrafía das Formações Jurássico-Cretáceas na Bacia do Paraná - Brasil. En Volkheimer, W. y Musacchio, E. (ed.) *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, 271-302 Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, 355 p., Buenos Aires.
- Stöckli, F., Dapeña, C. y Stöckli, M. 2006. El pozo termal Villaguay, Provincia de Entre Ríos, Argentina. 8^o Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea, ALHSUD CD 02: 14 p., Asunción.

Recibido: 9 de octubre, 2009

Aceptado: 12 de mayo, 2010