



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MEXICO



Centro de Geociencias, Juriquilla, Querétaro
Posgrado en Ciencias de la Tierra

MODELO GEOFÍSICO DEL ACUIFERO GUARANI: ZONA COMPRENDIDA ENTRE URUGUAY Y ARGENTINA

TESIS

**Que para obtener el grado de:
Maestro en Ciencias de la Tierra
(Exploración Geofísica)**

Presenta:

Fernando Corbo Camargo

Tutor: Dr. Jorge Arzate Flores

Juriquilla Querétaro, 2006.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



Dedicada con amor a:

Mis padres: Héctor y María del Carmen

Mis hermanos: Cecilia y Sebastián

Mis abuelos: Berta, Amando y María del Carmen



AGRADECIMIENTOS

Inicialmente quisiera agradecer al Dr. Jorge Arturo Arzate y a su familia, por su apoyo y amistad en mi estadía en México.

A la DGEP, Dirección General de Estudios de Posgrado, entidad que me favoreció con unas de sus becas en el segundo año de esta residencia; así como a la división de estudios de posgrado por el apoyo financiero que me otorgó durante los últimos meses.

Al PDT, Programa de Desarrollo Tecnológico, entidad que me apoya en la escritura de la Tesis durante tres meses en este año en curso.

A Carolina y toda su familia (Mirtha, Marcela, Gabriel, María, Facundo, Micaela), que me brindaron su apoyo, cariño y amor durante estos últimos años.

A los compañeros del IMFIA, Instituto de Mecánica de los Fluidos e Ingeniería Ambiental, por el apoyo dado, en especial a Alejandro (Cucho) y Jorge De Los Santos que además me brindaron su amistad.

A los integrantes del comité evaluador, Dra. Leticia Flores Marquez, Dra. Birgit Steinich, Dr. J. Alejandro Carrillo Chávez, Dr. Oscar Escolero Fuentes, por sus valiosos comentarios en el desarrollo del presente trabajo.

A todo el personal administrativo del centro de Geociencias, especialmente a Marta Pereda y Dr. Roberto Molina, por su eficiencia en el desempeño de sus labores.

A los grandes amigos que me ha brindado mi estancia en México, por todo su cariño y amistad: Bertha, Daniel (Animal), Alejandra, Lina, Oscar, Héctor (Jobo), Isaac, Laura, Blanca, Iván, Pepe, Lenin....

A todos los estudiantes e investigadores del posgrado del centro de Geociencias, que me han dado su compañerismo y que de manera directa o indirecta han contribuido a mi crecimiento académico y personal durante mi estancia en Querétaro.

A mi familia, que me apoyaron incondicionalmente en la obtención de esta meta.

A todas las personas que de una forma u otra se vieron involucradas en la elaboración de este trabajo y de mi estadía en México.



Índice General

1	RESUMEN	- 8 -
2	INTRODUCCION.....	- 10 -
2.1	Objetivos.....	- 12 -
2.2	Área de estudio	- 13 -
2.3	Antecedentes.....	- 14 -
3	MARCO GEOLÓGICO	- 18 -
3.1	Estratigrafía	- 21 -
3.1.1	Precámbrico	- 25 -
3.1.2	Carbonífero - Pérmico	- 25 -
3.1.3	Triásico - Jurásico.....	- 27 -
3.1.4	Cretácico inferior.....	- 29 -
3.1.5	Post-Cretácico inferior.....	- 30 -
3.2	Origen de los basaltos de Formación Serra Geral	- 30 -
4	MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	- 33 -
4.1	Antecedentes.....	- 33 -
4.2	Aspectos Teóricos	- 34 -
4.2.1	Dimensionalidad del medio.....	- 36 -
4.2.2	Pseudo-secciones de fase.....	- 39 -
4.3	Análisis de Distorsión.....	- 39 -
4.3.1	Corrimiento estático	- 39 -
4.3.2	Inducción electromagnética.....	- 41 -
4.4	Prospección Magnetotelúrica	- 43 -
4.4.1	Equipo utilizado.....	- 44 -
4.4.2	Procedimiento de campo	- 45 -
4.5	Procesamientos de datos.....	- 50 -
4.5.1	Criterios de dimensionalidad.....	- 52 -
4.5.1.1	Swift y Bahr.....	- 52 -
		- 1 -



4.5.1.2	Vectores de inducción	54 -
4.5.1.3	Diagramas Polares	60 -
4.5.1.4	Observación de las curvas de resistividad.....	64 -
4.5.2	Pseudo-mapas de resistividad y Pseudo-secciones TE y TM.....	66 -
4.6	Registros eléctricos de pozos y resistividades de unidades litológicas	80 -
5	INVERSION DE DATOS MT	83 -
5.1	Inversión Unidimensional	84 -
5.1.1	Algoritmo Occam	84 -
5.2	Inversión Bidimensional.....	87 -
5.2.1	Algoritmo de Gauss-Newton (GN).....	89 -
5.2.2	Algoritmo de Mackie-Madden (MM).....	90 -
5.2.3	Algoritmo de los gradientes conjugados no-lineales (NLCG)	90 -
6	RESULTADOS	92 -
6.1	Sondeos Paramétricos.....	92 -
6.2	Secciones de profundidad.....	97 -
6.3	Mapas de profundidad	104 -
6.4	Análisis bidimensional	109 -
6.4.1	Secciones de profundidad 2D.....	110 -
6.4.1.1	Secciones con las principales unidades geológicas	115 -
6.4.2	Estabilidad de la solución.....	118 -
6.5	Modelo conceptual 3D	120 -
7	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	125 -
8	REFERENCIAS	128 -
9	ANEXOS	135 -
9.1	Anexo 1- Comparación Swift - Bahr.....	135 -
9.2	Anexo 2- Curvas de Resistividad y Fase.....	141 -
9.3	Anexo 3- Interpretaciones 1D.....	147 -
9.4	Anexo 4- TE y TM calculados y observados en la interpretación 2D, con su valor de RMS.....	150 -



Índice de Figuras

Figura 1. Ubicación del Acuífero Guaraní (De Santa Ana et al., 2006).....	11 -
Figura 2. Zona de estudio	13 -
Figura 3. Mapa de Anomalía de Bouguer de la región norte de la República Oriental del Uruguay (Oleaga (2002), de Subiza et al., 2004).	16 -
Figura 4. Espesor de los derrames basálticos en la Cuenca Norte de Uruguay (Modificada de Bossi y Shipilov, 1998)	20 -
Figura 5. Columna estratigráfica en dirección SE a NW, modificada por Oleaga (2002) de De Santa Ana, et al., (1994)	22 -
Figura 6. Ubicación de los cortes (modificada de Montaña et. al., 2002).....	23 -
Figura 7. Referencias y columna estratigráfica (Modificada de Montaña et al., 2002).....	24 -
Figura 8. Corte AB (Modificada de Montaña et al., 2002)	24 -
Figura 9. Basaltos de meseta continental Fanerozoicos de la Tierra (De Farmer, 2004).....	31 -
Figura 10. Proceso de Rifting en el Atlántico Sur (modificada de Condie, 2001).....	32 -
Figura 11. Tormentas solares y su interacción con la Tierra.....	34 -
Figura 12. Diagrama que muestra los efectos del corrimiento estático mientras que la curva de fase no es afectada.	40 -
Figura 13. Corte litológico en el área de estudio con el registro eléctrico correspondiente (Oleaga, 2002).....	43 -
Figura 14. Esquema de ubicación de los dipolos eléctricos (lado izquierdo) y esquema de las bobinas de magnéticas (lado derecho).....	46 -
Figura 15. Fotografías del equipo central y de una bobina magnética.	47 -
Figura 16. Ubicación de los pozos profundos y de los sondeos AMT y MT en la zona de estudio.	49 -
Figura 17. Ejemplo de Sondeo realizado, línea roja componente xy y línea azul yx.....	51 -
Figura 18. Comparación de los métodos Swift y Bahr y los ángulos de giro proporcionado por Geotools.....	52 -



Figura 19. Comparación de los métodos Swift y Bahr y los ángulos de giro proporcionados por Geotools, para frecuencias mayores a 0.5 Hz..... - 53 -

Figura 20. Comparación de los métodos Swift y Bahr y los ángulos de giro proporcionados por Geotools, para frecuencias menores a 0.5 Hz..... - 53 -

Figura 21. Vectores de inducción para 100 Hz. - 56 -

Figura 22. Vectores de inducción para 10 Hz - 57 -

Figura 23. Vectores de inducción para 1 Hz - 58 -

Figura 24. Vectores de inducción para 0.1 Hz - 59 -

Figura 25. Vectores de inducción para 0.01 Hz - 60 -

Figura 26. Diagramas polares para 100 Hz. - 62 -

Figura 27. Diagramas polares para 10 Hz. - 62 -

Figura 28. Diagramas polares para 1 Hz. - 63 -

Figura 29. Diagramas polares para 0.1 Hz. - 63 -

Figura 30. Diagramas polares para 0.01 Hz. - 64 -

Figura 31. Curvas xy e yx de todos los sondeos..... - 65 -

Figura 32. Pseudo mapas de resistividad a 10 Hz. - 66 -

Figura 33. Pseudo mapas de resistividad a 1 Hz. - 67 -

Figura 34. Pseudo mapas de resistividad a 0.1 Hz. - 67 -

Figura 35. Pseudo mapas de resistividad a 0.01 Hz - 68 -

Figura 36. Perfil 1, modo TE..... - 69 -

Figura 37. Perfil 1, modo TM..... - 70 -

Figura 38. Perfil 2, modo TE..... - 70 -

Figura 39. Perfil 2, modo TM..... - 71 -

Figura 40. Perfil 3, modo TE..... - 71 -

Figura 41. Perfil 3, modo TM..... - 72 -

Figura 42. Perfil 4, modo TE..... - 72 -

Figura 43. Perfil 4, modo TM..... - 73 -

Figura 44. Perfil 5, modo TE..... - 73 -

Figura 45. Perfil 5, modo TM..... - 74 -

Figura 46. Perfil 6, modo TE..... - 74 -



Figura 47. Perfil 6, modo TM..... - 75 -

Figura 48. Perfil 7, modo TE..... - 75 -

Figura 49. Perfil 7, modo TM..... - 76 -

Figura 50. Perfil 8, modo TE..... - 76 -

Figura 51. Perfil 8, modo TM..... - 77 -

Figura 52. Perfil 9, modo TE..... - 77 -

Figura 53. Perfil 9, modo TM..... - 78 -

Figura 54. Perfil 10, modo TE..... - 78 -

Figura 55. Perfil 11, modo TM..... - 79 -

Figura 56. Perfil 11, modo TE..... - 79 -

Figura 57. Perfil 11, modo TM..... - 80 -

Figura 58. Paramétrico pozo Gaspar, Sondeo 101 - 94 -

Figura 59. Paramétrico pozo Belén, Sondeo 5 - 94 -

Figura 60. Paramétrico pozo Belén, Sondeo 5 girado en los ejes principales..... - 94 -

Figura 61. Paramétrico pozo Arapey, Sondeo 102..... - 95 -

Figura 62. Paramétrico pozo Guaviyú, Sondeo 20..... - 95 -

Figura 63. Paramétrico pozo Chajarí, Sondeo 120..... - 95 -

Figura 64. Paramétrico pozo Chajarí, Sondeo 120 girado en los ejes principales - 96 -

Figura 65. Paramétrico pozo Concordia, Sondeo 116..... - 96 -

Figura 66. Paramétrico pozo Federación, Sondeo 119..... - 96 -

Figura 67. Ubicación de las 11 secciones realizados..... - 97 -

Figura 68. Perfil 1. Interpolación 1D..... - 98 -

Figura 69. Perfil 2. Interpolación 1D..... - 99 -

Figura 70. Perfil 3. Interpolación 1D..... - 99 -

Figura 71. Perfil 4. Interpolación 1D..... - 100 -

Figura 72. Perfil 11. Interpolación 1D..... - 100 -

Figura 73. Perfil 5. Interpolación 1D..... - 101 -

Figura 74. Perfil 6. Interpolación 1D..... - 101 -

Figura 75. Perfil 10. Interpolación 1D..... - 102 -

Figura 76. Perfil 7. Interpolación 1D..... - 102 -



Figura 77. Perfil 8. Interpolación 1D.....	- 103 -
Figura 78. Perfil 9. Interpolación 1D.....	- 103 -
Figura 79. Profundidad que indica el techo de los basaltos.....	- 104 -
Figura 80. Base del basalto.....	- 106 -
Figura 81. Izquierda espesor de basaltos, derecha anomalía de Bouguer (Subiza et al., 1994).....	- 107 -
Figura 82. Base de la cuenca	- 108 -
Figura 83. Espesor de rocas Devónicas-Jurásicas	- 109 -
Figura 84. Perfil 1, análisis 2D.....	- 110 -
Figura 85. Perfil 2, análisis 2D.....	- 111 -
Figura 86. Perfil 3, análisis 2D.....	- 111 -
Figura 87. Perfil 4, análisis 2D.....	- 112 -
Figura 88. Perfil 11, análisis 2D.....	- 112 -
Figura 89. Perfil 5, análisis 2D.....	- 113 -
Figura 90. Perfil 6, análisis 2D.....	- 113 -
Figura 91. Perfil 10, análisis 2D.....	- 114 -
Figura 92. Perfil 7, análisis 2D.....	- 114 -
Figura 93. Perfil 8, análisis 2D.....	- 115 -
Figura 94. Perfil 9, análisis 2D.....	- 115 -
Figura 95. Perfil 2, sección geológica	- 116 -
Figura 96. Perfil 4, sección geológica	- 117 -
Figura 97. Perfil 6, sección geológica	- 117 -
Figura 98. Error cuadrático medio de cada perfil.....	- 118 -
Figura 99. TE y TM calculados y observados, sondeo 101, interpretación 2D.....	- 119 -
Figura 100. Ubicación de los sondeos realizados.....	- 120 -
Figura 101. Superficie topográfica de la zona de estudio.....	- 121 -
Figura 102. Techo de los Basaltos.....	- 121 -
Figura 103. Base de los basaltos.....	- 122 -
Figura 104. Techo del Basamento.....	- 122 -
Figura 105. Modelo general de los límites de las unidades geológicas.....	- 123 -



Figura 106. Modelo general de las unidades geológicas- 124 -

Índice de Tablas

Tabla 1. Ubicación de los sondeos realizados en el área de estudio.- 48 -

Tabla 2. Valores típicos de resistividad de los materiales que se encuentran en el área de estudio (Oleaga, 2002).- 81 -



1 RESUMEN

El principal objetivo de este trabajo se enfoca en obtener un modelo geológico del Sistema Acuífero Guaraní (SAG) en una de sus zonas de mayor explotación, mediante sondeos magnetotelúricos de espectro amplio, en la región comprendida a ambos flancos del Río Uruguay entre las latitudes 30° 30' y 31° 52' Sur y las longitudes 57° y 58° 22' Oeste. El actual conocimiento del Sistema Acuífero Guaraní, es muy limitado en la zona de estudio, especialmente en lo que se refiere a la morfología de la cuenca geológica que lo alberga, conocida como cuenca Chaco-Paranense, y consecuentemente en la comprensión del sistema de flujo subterráneo. El SAG es uno de los mayores depósitos de agua subterránea dulce del mundo. Tiene una superficie total estimada de 1.2 millones de km², siendo compartido por Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay. Se encuentra en el centro-este de América del Sur, entre los 12° y 35° de latitud Sur y los 47° y 65° de longitud Oeste, y está contenido en el paquete de rocas sedimentarias Eolo-fluvio-lacustres del Triásico-Jurásico. En algunas zonas se ubica en la superficie, en tanto en otras zonas se encuentra hasta más de 1,500 m de profundidad bajo potentes derrames basálticos (Formación Arapey o Serra Geral) y se estima un espesor medio de 500 m. El uso del acuífero es muy diverso, constituye una fuente de suministro de agua potable para abastecimiento urbano, industrial, turístico-termal y agrícola. El área del presente estudio, comprende una superficie aproximada de 12,000 km², pertenece al sector suroeste de la Cuenca y cuenta con 14 perforaciones profundas (>1000 m). En ésta zona se ubica uno de los mayores centros turísticos termales de la región, en donde se extraen aproximadamente 25,000 m³/día de agua. Por esta razón, es necesario conocer con mayor detalle la estructura geológica que lo alberga, no solo para comprender sus límites, sino para precisar su funcionamiento y poder evaluar su potencial presente y futuro. Como parte del presente proyecto se investigaron 19 sitios, combinados con otros 12 (Oleaga, 2002) y 14 pozos profundos que permiten disponer de 45 sitios con información del subsuelo. Previo a la interpretación de los datos se llevó a cabo un análisis de distorsión electromagnética a los 31 sondeos AMT-MT, el cual indica que a frecuencias mayores de 0.5 Hz (altas y medias frecuencias) el medio se comporta como un semi-espacio estratificado, a excepción de algunos sitios en donde la distorsión se asocia a estructuras geológicas locales. Es decir, el subsuelo de la zona se puede considerar unidimensional (1D), por lo cual se obtuvieron los modelos 1D del



total de sondeos. Posteriormente se llevo a cabo el análisis de distorsión de los sondeos para obtener la dirección de las estructuras principales que controlan el flujo eléctrico regional. Finalmente, se llevó a cabo la inversión 2D de los 11 perfiles propuestos para el estudio de la cuenca en esta región, un esquema geológico de tres de estos y un modelo conceptual 3D de la zona de estudio. Siete de los sondeos son paramétricos los cuales fueron utilizados para calibrar los modelos obtenidos y asignar rangos de resistividad a las principales unidades litológicas, incluido el SAG. Los resultados muestran una cuenca que se profundiza en dirección oeste, alcanzando profundidades mayores a los 4,000 m en el lado Argentino del área de estudio, sector donde antes se desconocía la profundidad del basamento. Como parte de los resultados se destaca la presencia de una falla paralela al Río Uruguay a 30 km al Este, la cual probablemente representa un rasgo regional de dimensiones subcontinentales. Debido a que no existe distorsión significativa del tensor de impedancia y a que tanto las elipses de polarización como los vectores de inducción sugieren un medio relativamente homogéneo a profundidades del SAG (Triásico-Jurásico), se especula que el accidente tectónico responsable del desnivel observado (> 500 m) a través de dicha estructura es de origen pre-Jurásico. Las fallas que habían sido identificadas en superficie en Uruguay se observó que continúan en la República Argentina, debajo de la cubierta sedimentaria existente. En algunas zonas del área de estudio el desplazamiento vertical de las fallas principales provocan una discontinuidad entre sectores permeables del acuífero que superan el espesor total de éste, no pudiéndose determinar si el fallamiento ha generado barreras al flujo del agua subterránea, dividiendo en sectores independientes el acuífero.



2 INTRODUCCION

El acuífero Guaraní es uno de los mayores depósitos de agua subterránea dulce del mundo. Tiene una superficie total aproximada de 1,195,500 millones de km² (Araujo et al., 1999), donde 840,000 km² corresponden a Brasil, 225,000 km² a la Argentina, 71,700 km² a Paraguay y 50,000 km² a Uruguay. Se ubica en el centro-este de América del Sur, entre los 12° y 35° de latitud Sur y los 47° y 65° de longitud Oeste. La denominación acuífero Guaraní proviene del geólogo Uruguayo Danilo Antón (1994), en homenaje a la nación indígena Guaraní, dado que abarca prácticamente el dominio geográfico que fue habitado por esa civilización en la época del descubrimiento de América. Posteriormente este acuífero ha sido llamado Sistema Acuífero MERCOSUR ó Acuífero Gigante del MERCOSUR por Laury Medeiros de Araújo y otros (1995). El acuífero se encuentra en rocas sedimentarias eolo-fluvio-lacustres del Triásico al Jurásico (245 a 144 Ma) las cuales presentan un espesor medio de 500 m, afloran en algunas zonas y en otras se ubican a más de 1,500 m de profundidad bajo potentes derrames basálticos. Su recarga se estima en 166 km³/año. De acuerdo a los límites establecidos a la fecha, la población sobre el acuífero Guaraní (Figura 1) es de aproximadamente 15 millones. En ocasiones constituye la principal fuente de suministro de agua potable para abastecimiento urbano, industrial y agrícola. Últimamente el acuífero se ha explotado en gran medida para uso turístico (termal), ya que existen zonas en donde se obtienen temperaturas de hasta 65 °C y caudales de extracción que alcanzan hasta los 1,000 m³/hr (Empresa perforadora ITAI, Brasil) e inclusive presenta surgencia (artesianismo) en algunas zonas. El conocimiento actual del SAG respecto de su extensión es relativamente limitado. Entre los aspectos más importantes desde el punto de vista geohidrológico se encuentran los límites, la extensión y la secuencia estratigráfica de la cuenca geológica, para poder emplear modelos de flujo adecuados. La región SW es quizás la zona donde existe una mayor incertidumbre en la definición de sus límites. En consecuencia, en esta región se llevó a cabo el estudio geofísico, que cubre un área de 12,000 km² aproximadamente. El estudio se basa en la realización de 19 sondeos de amplio espectro apoyado en 7 sondeos paramétricos que fueron ubicados espacialmente de tal forma que se pueden dividir en 11 perfiles.

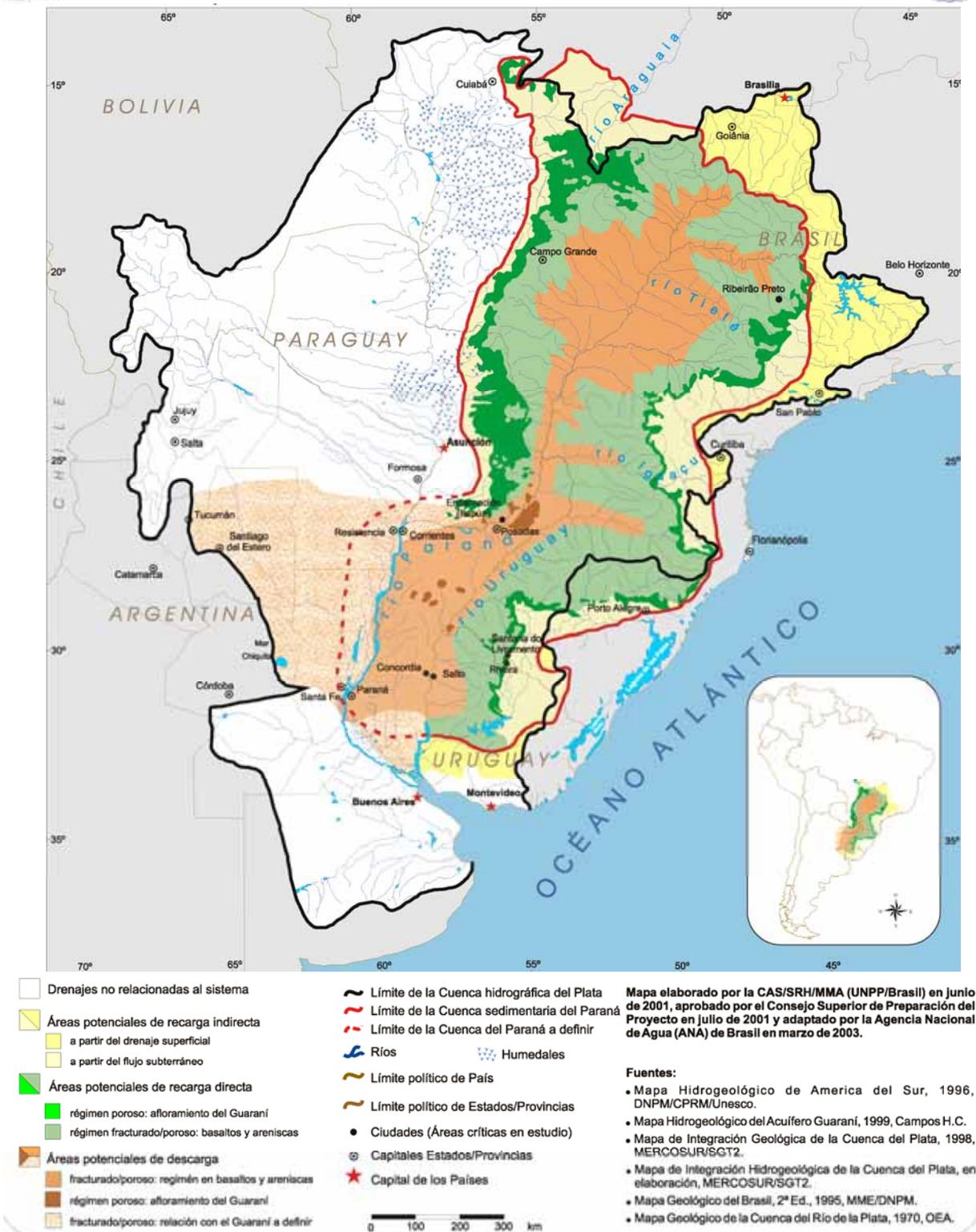


Figura 1. Ubicación del Acuífero Guaraní (De Santa Ana et al., 2006)



2.1 Objetivos

- Obtener un modelo estratigráfico del Acuífero Guaraní (SAG) en la zona de estudio mediante técnicas magnetotelúricas.
- Generar un modelo de la estructura geológica en una de las zonas de mayor explotación del SAG.

Metas del estudio son:

- Compilación de toda la información y antecedentes de la zona de estudio.
- Adquirir y ordenar información geológica, geofísica, geomorfológica y cartográfica existente del área de estudio.
- Relacionar la información disponible. En particular, correlacionar la litología descrita en los países de Uruguay y Argentina.
- Generar un modelo conceptual para el área de estudio de la estructura geológica del SAG en la zona.
- Estudio estructural de la cuenca del Acuífero Guaraní en la región.
- Realizar los sondeos electromagnéticos de amplio espectro (AMT/MT) algunos en cercanías de perforaciones con descripción litológica y/o registros de pozos y otros en sitios de carencia de información del subsuelo.
- Interpretación de los sondeos MT-AMT realizados en el presente estudio y los realizados en investigaciones previas.
- Calibrar información geofísica y litológica obtenida en perforaciones, e interpretar los sondeos a fin de determinar el espesor de los paquetes litológicos en cada sitio de investigación.
- Estimar la profundidad del contacto pérmico-triásico (inferior) y jurásico-cretácico (superior) del acuífero, debido a que se encuentra confinado en dicha zona, basándose en las características eléctricas de los medios.
- Modelo bidimensional de la cuenca utilizando MT-AMT.
- Modelo tridimensional de la secuencia estratigráfica.



2.2 Área de estudio

El área de estudio tiene una superficie aproximada de 12,000 km², ubicándose en la frontera Uruguayo-Argentina, centrada en el área termal de Salto (Uruguay)-Concordia (Argentina). Abarca el sector Noreste de la provincia de Entre Ríos, Argentina y la parte Noroeste de Uruguay. En esta zona las rocas sedimentarias eolo-fluvio-lacustres del Triásico al Jurásico que constituyen el SAG, se ubican a profundidades de entre 400 a más de 1,000 m de la superficie según la información disponible de pozos, siendo la fuente de agua termal de los ocho centros turísticos que existen en la zona. La base de la cuenca consistente en granitos Precámbricos. Sobreyaciendo al basamento se ubica un paquete de depósitos clásticos Devónico a Pérmicos de espesores que alcanzan los 1,000 m, sobre los cuales se encuentran las areniscas eolo-fluvio-lacustres Triásico-Jurásicas, que pueden superar los 700 m de espesor, que se encuentran confinadas por basaltos del Cretácico inferior cuyo espesor supera los 1,000 m en la ciudad de Salto (Bossi y Shipilov, 1998). Una nueva etapa sedimentaria con un espesor menor (0 a 200 m) cubre la mayor parte del área de estudio.

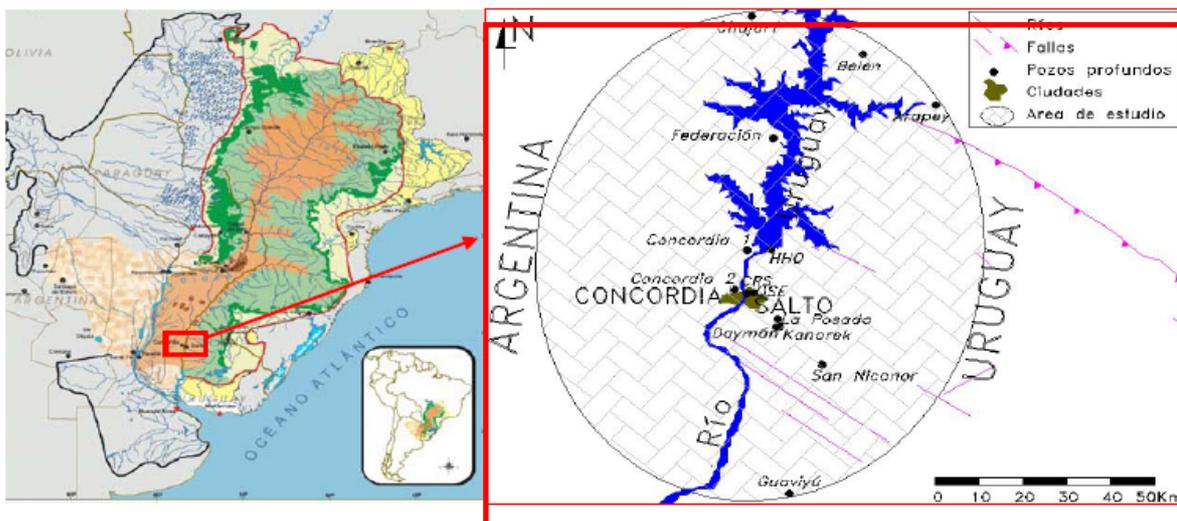


Figura 2. Zona de estudio

2.3 Antecedentes

La prospección petrolera, que comenzó en 1937 por parte del entonces Instituto Geológico, dio inicio a los estudios del subsuelo en Uruguay con la perforación profunda del pozo Arapey (1,400 m), el cual se ubica en la parte norte de la zona de estudio. Esta obra, finalizada en 1942, resultó un fracaso desde el punto de vista de los *Modelo Geofísico del Acuífero Guaraní: Zona Comprendida entre Uruguay y Argentina.*



hidrocarburos, pero fue el origen del actual desarrollo turístico-termal. Luego de 540 m de basalto se perforaron areniscas del actualmente denominado Sistema Acuífero Guaraní, que aportaron un caudal de 800 m³/hr de agua a una temperatura de 39 °C y en forma surgente alcanzando 5.6 kg/cm² de presión a pozo cerrado (Montaño et al., 1998). Con idénticos fines, en la década de los 50 continuó la exploración profunda de la cuenca con la realización de seis perforaciones adicionales, las que siguieron sin dar indicios de hidrocarburos pero confirmando la existencia de importantes espesores de areniscas de buena porosidad. La mitad de estas perforaciones fueron aprovechadas para la producción de agua termal. En el transcurso de 1985 la petrolera estatal (Administración Nacional de Combustibles, Alcoholes y Portland, ANCAP) llevó a cabo la tercera y última etapa de perforaciones, período en el cual se realizaron cuatro nuevos pozos. Previo a esta campaña se contaba con mediciones gravimétricas y magnetométricas en toda la zona norte del territorio uruguayo, las cuales fueron complementadas con 1,650 km de prospección sísmica con la técnica de “*vibroseis*” (vibrosismos) (Chapman et al., 1981). Del lado Argentino del área de estudio, la perforación de pozos profundos ocurrió más recientemente, próxima a los años 90, cuando se realizaron las perforaciones no con fines petroleros, sino para la extracción de agua subterránea. En los últimos años se han hecho ocho nuevas perforaciones profundas en búsqueda exclusiva de agua termal y se han rehabilitado dos existentes. Desde un punto de vista regional, Brasil es el país que ha realizado la mayor parte de los trabajos hidrogeológicos de este acuífero, pues posee la mayor superficie y utilización del mismo. Los estudios de carácter regional son más abundantes, aunque también relativamente recientes, entre los que se pueden mencionar los de Gilboa et al. (1976), Campos (1994), Araujo et al. (1995), Araujo et al. (1999) y Vives et al. (2001) entre otros. El primero de estos trabajos está realizado con poca información y es de carácter general brindando características geohidrológicas del acuífero, los tres siguientes proporcionan mapas geohidrológicos a partir de información recopilada, y el último corresponde a un modelado matemático del flujo subterráneo. En estos estudios la porción del acuífero correspondiente al sector sur, donde se ubica el área de estudio, es considerada solo en forma marginal. La exploración geofísica realizada hasta la fecha en el sector sur de la cuenca comprende estudios gravimétricos, magnetométricos, sísmicos, eléctricos, magnetoteléuticos y registros de pozos, estudios que en su mayoría han sido realizados



en la porción Uruguaya. Las campañas de mediciones gravimétricas fueron llevadas a cabo por parte de la petrolera estatal uruguaya (ANCAP) y el Instituto Geográfico Militar (IGM), siendo la primera la que presenta una mayor cantidad de puntos de medición. El IGM ha publicado mapas de anomalía de aire libre y de Bouguer a escala 1:1,000,000 con una precisión de 2.5 mgal (Subiza et al., 1994). ANCAP cuenta con mapas de mayor precisión y detalle, así como mapas gravimétricos residuales. Las mediciones magnetométricas fueron realizadas únicamente por ANCAP, sin embargo, de esta información no existen piezas gráficas de acceso público.

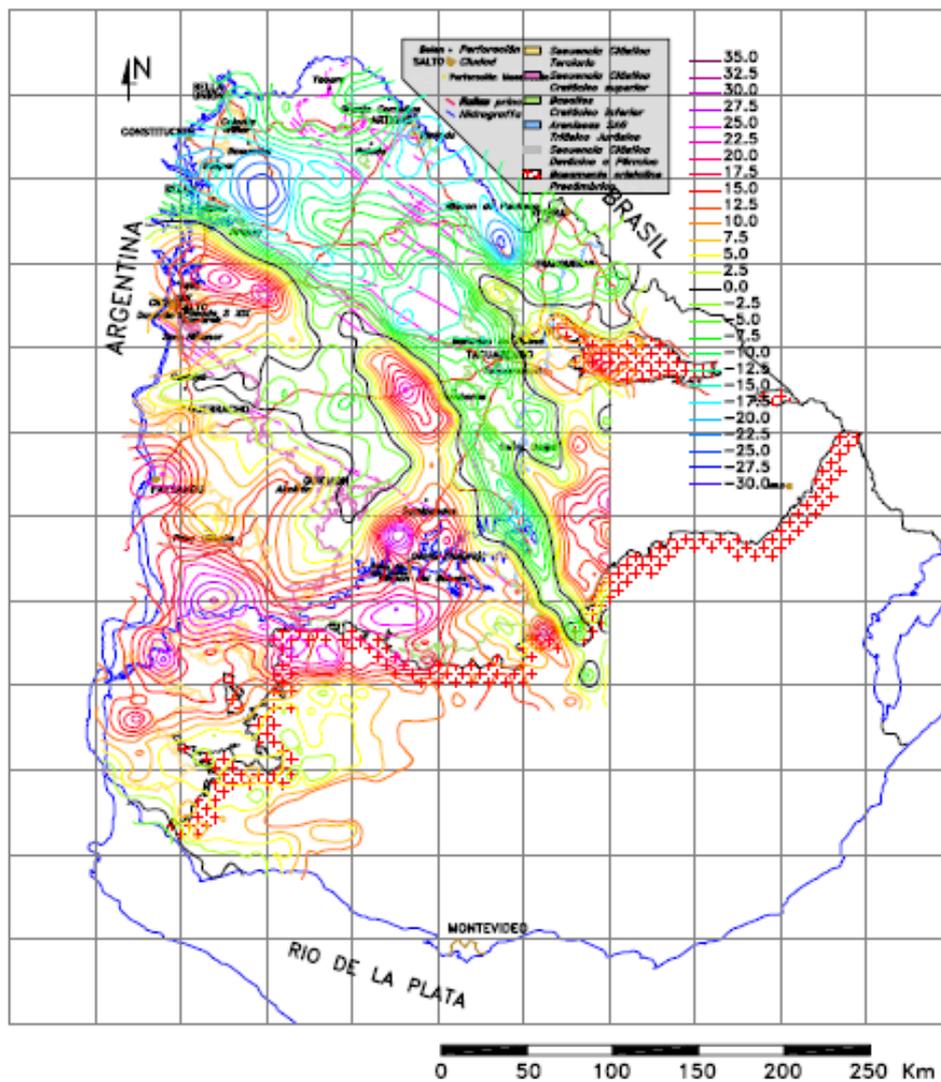


Figura 3. Mapa de Anomalía de Bouguer de la región norte de la República Oriental del Uruguay (Oleaga (2002), de Subiza et al., 2004).

Por solicitud de particulares se han realizado algunos sondeos eléctricos verticales (con arreglo Schlumberger), siendo estudios puntuales exclusivamente. Los sondeos *Modelo Geofísico del Acuífero Guaraní: Zona Comprendida entre Uruguay y Argentina.*



eléctricos verticales (SEV) han sido aplicados para estimar espesores de basalto en sectores cuya potencia es menor de 400 m, sin embargo resultan poco prácticos debido a lo complicado de la logística para alcanzar estas profundidades. En territorio Uruguayo no se tuvo acceso a trabajos realizados con este método. En cambio, en la porción Argentina se tuvo acceso a trabajos geoelectrónicos en las ciudades de Federación (Ponti, 1993), Concepción del Uruguay (Ponti, 1995) y en el área del Río Guayquiraró (Ponti, 1997).

Los registros de pozos en su mayor parte corresponden a los realizados por ANCAP en sus perforaciones y los restantes fueron hechos en perforaciones destinadas a la obtención de agua termal. Por otro lado, los sondeos audio-magnetoteléuticos existentes fueron realizados por Oleaga (2002), los cuales se encuentran distribuidos en toda la parte Norte de Uruguay, ubicándose doce dentro del área de estudio. En dicho trabajo se pudo detectar el espesor de las rocas que sobreyacen al acuífero y la profundidad del basamento. A éste último se le ubica en algunas zonas a una profundidad de más de 3,000 m.

A efectos de evaluar los posibles métodos geofísicos a utilizar para este estudio, fue necesario conocer otras experiencias previas de prospección en cuencas similares. Entre los trabajos revisados se encuentran los de Padilha y Vitorello (2000), Barbosa et al. (1999), Hallinan et al. (1993), Veeraswamy y Raval (1989), Galibert et al. (1996), Mitsuhashi et al. (1999) y Nagy (1996). Los primeros tres trabajos, fueron realizados en Brasil enfocados al estudio de la cuenca Chaco-Paranense, en los cuales se utilizaron sondeos magnetoteléuticos, sondeos electromagnéticos y gravimetría. Los resultados muestran que estas técnicas son de gran utilidad en la cuenca, permitiendo investigar profundidades de más de 4,000 m. En los restantes cuatro trabajos se realizan interpretaciones conjuntas de información sísmica con métodos electromagnéticos. De estos, los tres primeros trabajos se desarrollan en cuencas que presentan material volcánico sobreyaciendo estratos clásticos de interés. En todos los casos, la información electromagnética obtenida permitió mejorar la interpretación de la prospección sísmica, inclusive a profundidades de más de 6,000 m. Los sondeos fueron utilizados en conjunto con perforaciones existentes para obtener secciones de mayor uso que las secciones sísmicas originales. Inclusive, en algún caso la conjunción de la información permitió predecir detalladamente los resultados de nuevas perforaciones.



3. MARCO GEOLÓGICO

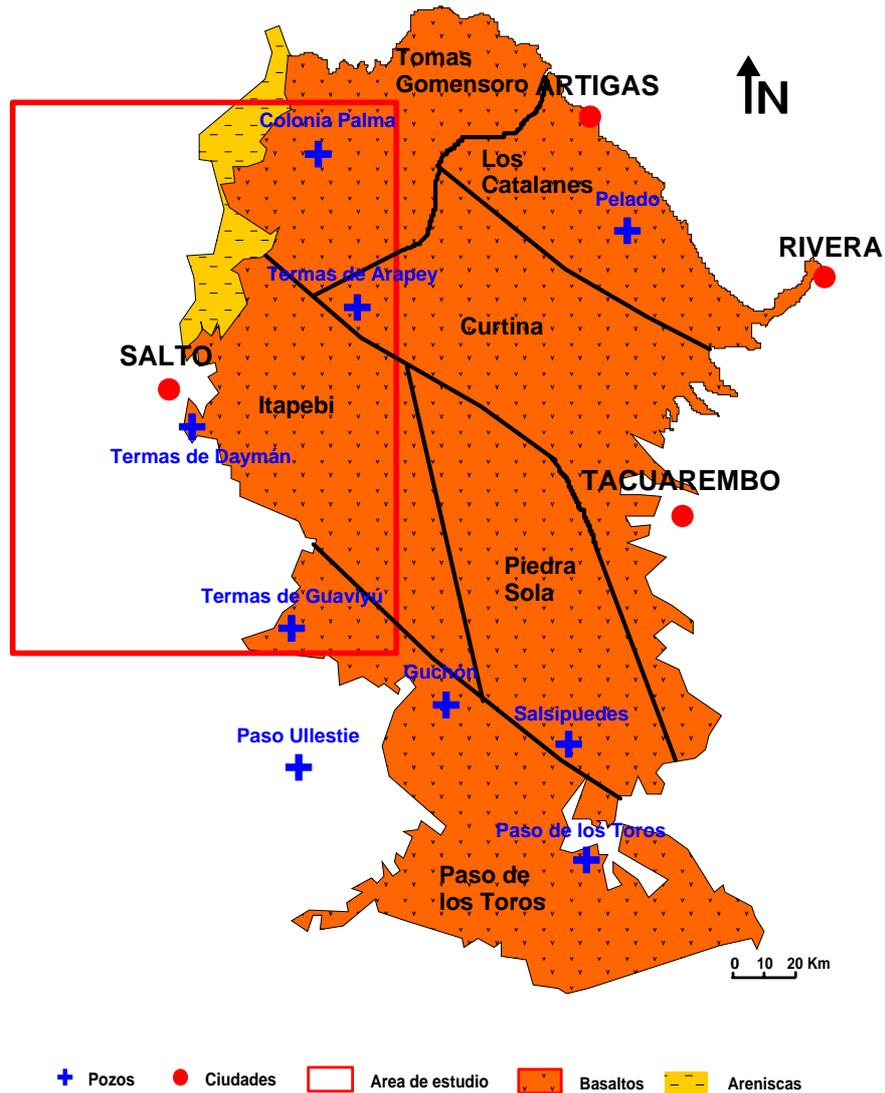
Como se ha mencionado anteriormente, el Sistema Acuífero Guaraní (SAG) está conformado por un paquete de rocas sedimentarias que incluyen depósitos del triásico-jurásico, las cuales se encuentran confinadas por flujos basálticos del Cretácico Inferior. El SAG está formado por litologías arenosas depositadas por sistemas aluviales, fluviales y lacustres, bajo condiciones climáticas cálidas y un variable régimen de humedad (condiciones de aridez a semiaridez), con recurrentes episodios eólicos asociados, algunos de ellos de espesor importante (centenas de metros). Por lo anterior, es común la presencia de estratos y lentes pelíticos y conglomerádicos intercalados a las potentes sucesiones arenosas mesozoicas (De Santa Ana, et al., 2006).

Litoestratigráficamente, las unidades que conforman el SAG son: en Brasil, las formaciones Botucatu, Piramboia, Guará y el Grupo Rosario do Sul; en Argentina y Uruguay, las formaciones Tacuarembó y Buena Vista; y en Paraguay, la formación Misiones. Debido a que cada país posee un nombre distinto para los depósitos que conforman el acuífero, se está en discusión para llegar a un consenso único en las nomenclaturas. En la Figura 1 se observa la ubicación de los principales afloramientos del SAG.

La zona comprendida en el presente trabajo de tesis cuenta con los siguientes estudios realizados por un buen número de investigadores. Bossi y Schipilov (1998) por ejemplo, estimaron el espesor del basalto en la cuenca norte (Uruguay) a partir de la cartografía y medición del buzamiento de los derrames (Figura 4). Por otro lado, de Santa Ana y Ucha (1994) evaluaron el potencial petrolero de la cuenca en Uruguay basándose en 10 perforaciones de exploración, cuya profundidad varía de entre 500 y 2300 m, en mediciones gravimétricas y magnetométricas de la zona norte de territorio uruguayo en donde el área de estudio se encuentra incluida, y en alrededor de 1650 km de líneas de prospección sísmica así como en más de 100 análisis geoquímicos, palinoestratigráficos, petrofísicos, petrográficos y geocronológicos. Así mismo, Ferrando y Andreis (1986) investigaron la estratigrafía del Gondwana de Uruguay a partir de cartografía, reconocimiento en sitio, levantamiento de perfiles estratigráficos y reinterpretación de perforaciones; González y de Santa Ana (1998) analizaron las facies sedimentarias continentales Triásico-Jurásica del NW de Uruguay a partir de la información brindada por las perforaciones realizadas por ANCAP en el área, cuya



profundidad es de entre 1,100 y 2,200 m; Sprechmann et al. (1981) sintetizaron la información geológica, paleontológica, estratigráfica y tectónica del Jurásico y Triásico en Uruguay y Silva Busso (1997, 1999) en Argentina. También Montaña (1998), presenta un trabajo sobre el acuífero en Argentina y Uruguay, donde sintetizaron toda la información e investigaciones anteriores. Finalmente, De Santa Ana et. al, (2006) realizan una síntesis geológica para cada uno de los cuatro países que integran el SAG. De acuerdo con Preciozzi et al. (1985) las rocas más antiguas del área de estudio forman un basamento de edad Proterozoica-Cámbrica, constituido principalmente por granitos calco-alcalinos y rocas metamórficas (gneises muscovíticos, biotíticos, anfibolíticos y oligoclásticos, micaesquistos, cuarcitas y granitoides). Durante el Devónico Inferior se depositaron discordantemente sobre el basamento sedimentos que forman un ciclo transgresivo-regresivo, constituido principalmente por areniscas y pelitas. Desde el Carbonífero-Pérmico y hasta el Jurásico, se produjo una nueva etapa sedimentaria compuesta principalmente de material siliciclástico y emplazada en forma discordante sobre la sedimentación devónica y/o el basamento cristalino. Los trabajos realizados por ANCAP indican que en el sector Noroeste de Uruguay hay sitios donde la acumulación alcanzó casi 1500 m de espesor. La parte superior de esta secuencia sedimentaria corresponde al conjunto de rocas Triásico-Jurásicas de origen Eolo-fluvio-lacustres que conforman el SAG. Estas últimas presentan un espesor medio de 500 m pero en ocasiones superan los 800 m. Hacia el límite Jurásico-Cretácico, comienza un importante proceso efusivo asociado con un intenso fenómeno tectónico precursor de la apertura o *rifting* del Atlántico sur y se presenta una lenta subsidencia en la cuenca Norte (Soares y Landim, 1976, citados en Sprechmann et al., 1981). Durante el Cretácico Inferior, al interior de la Cuenca Chaco-Paranense se producen importantes derrames basálticos que superan los 1,000 m de espesor en algunos sectores (Figura 4) y otros asociados a la formación de las cuencas pericratónicas (Sprechmann et al., 1981). En dicha figura se denota una compartimentación estructural de los basaltos en 6 bloques, los cuales poseen comportamientos físicos diferentes (ángulo y dirección de inclinación, presencia o no de areniscas, desarrollo de fallas, mayor o menor espesor total de los basaltos)(Bossi et. al, 1998). Los bloques se denominaron: Los Catalanes, Curtina, Piedra Sola, Paso de los Toros, Itapebí y Tomas Gomensoro.



Perforación	Espesor (m)	Nº de derrames	Espesor medio (m)
Colonia Palma	518	11	47
Belén	160	4	40
Termas de Daymán	946	26	36
Termas de Guaviyú	575	11	52
Paso Ullestie	361	10	36
Guichón	506	11	46
Salsipuedes	210	8	26
Paso de los Toros	159	8	20
Pelado	160	4	40
Catalán Grande	164	4	41
Catalancito	157	4	39

Figura 4. Espesor de los derrames basálticos en la Cuenca Norte de Uruguay (Modificada de Bossi y Shipilov, 1998)

También se produjo sedimentación post-Cretácico Inferior sobre las rocas basálticas, la cual en Uruguay se limitó únicamente al sector oeste, alcanzando espesores de hasta 200



m, mientras que en la Argentina esta etapa sedimentaria cubrió casi la totalidad del área de estudio con acumulaciones que pueden superar los 500 m de espesor sedimentario.

En la zona de estudio las rocas sedimentarias Eolo-fluvio-lacustres del Triásico al Jurásico que constituyen el SAG al sur de la cuenca, se ubican a profundidades de entre 400 a más de 1,000 m de la superficie según información de pozos. La base de la cuenca consiste de granitos Precámbricos que se ubican a profundidades de hasta 2,200 m (Silva-Busso, 1999). Sin embargo, a partir de prospección geofísica se estima que puede alcanzar los 3,500 m (Oleaga, 2002). El paquete de depósitos clásticos Devónico-Pérmicos que se encuentran sobre el basamento tiene espesores que alcanzan los 1,000 m, sobre los cuales se encuentran las areniscas eolo-fluvio-lacustres Triásico-Jurásicas, confinadas por los basaltos del Cretácico inferior.

3.1 Estratigrafía

La columna estratigráfica en dirección SE a NW modificada por Oleaga (2002) de Santa Ana et al., (1994) se presenta en la Figura 5. Esta última presenta formaciones que no se manifiestan en el área de estudio, ya que dicho gráfico es un corte de la región norte de la República Oriental del Uruguay, donde el acuífero (SAG) se encuentra presente. Debido a que en esta investigación se consideró una porción de dicha región (dentro de Uruguay), solamente se van a citar las que se ubican en la zona de estudio. Las formaciones que no pertenecen al área de estudio son: Asencio, Mercedes, Quebracho, La Paloma, Cordobés y Cerrezuelo.

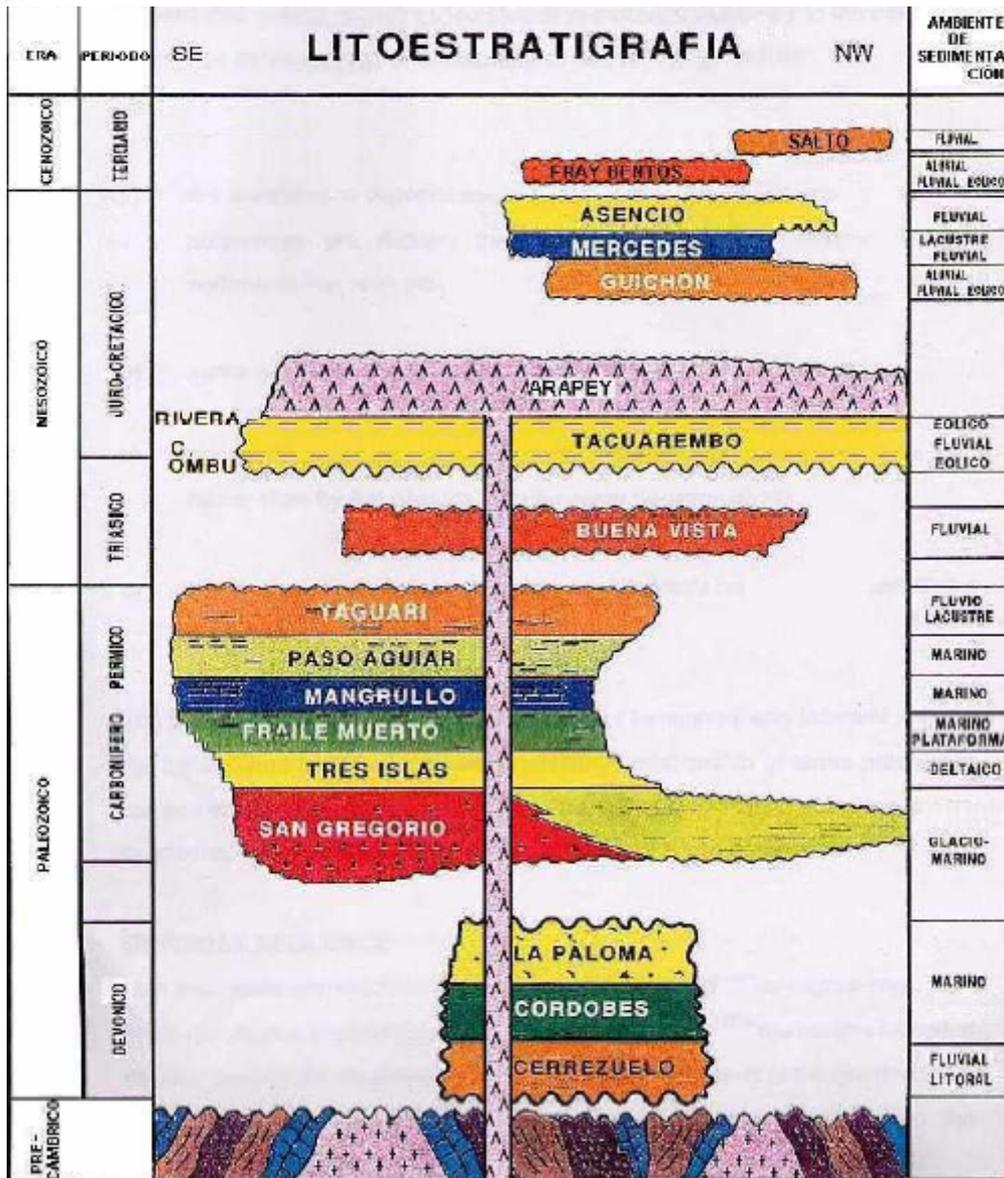


Figura 5. Columna estratigráfica en dirección SE a NW, modificada por Oleaga (2002) de De Santa Ana, et al., (1994)

La columna estratigráfica de la Figura 5 se realizó en un trabajo de Uruguay, por lo que difiere con la columna de Argentina en la Formación Arapey (Uruguay) que se denomina Serra Geral (Argentina). Además, en Argentina se encuentran rocas sedimentarias de origen eólico que se hallan intercaladas entre las coladas basálticas de Serra Geral o bien yacen inmediatamente a ellas. Estas rocas reciben el nombre de Formación Solari.

Montaño et al. (2002) presenta dos secciones geológicas y las referencias con su columna estratigrafía de la región donde se realizó esta investigación (Figuras 6, 7 y 8).



La sección AB se encuentra parcialmente en el área de estudio. La columna estratigráfica observada en la Figura 7, presenta con la denominación Melo a las Formaciones Fraile Muerto, Mangrullo y Paso Aguiar (Elizalde, 1970).

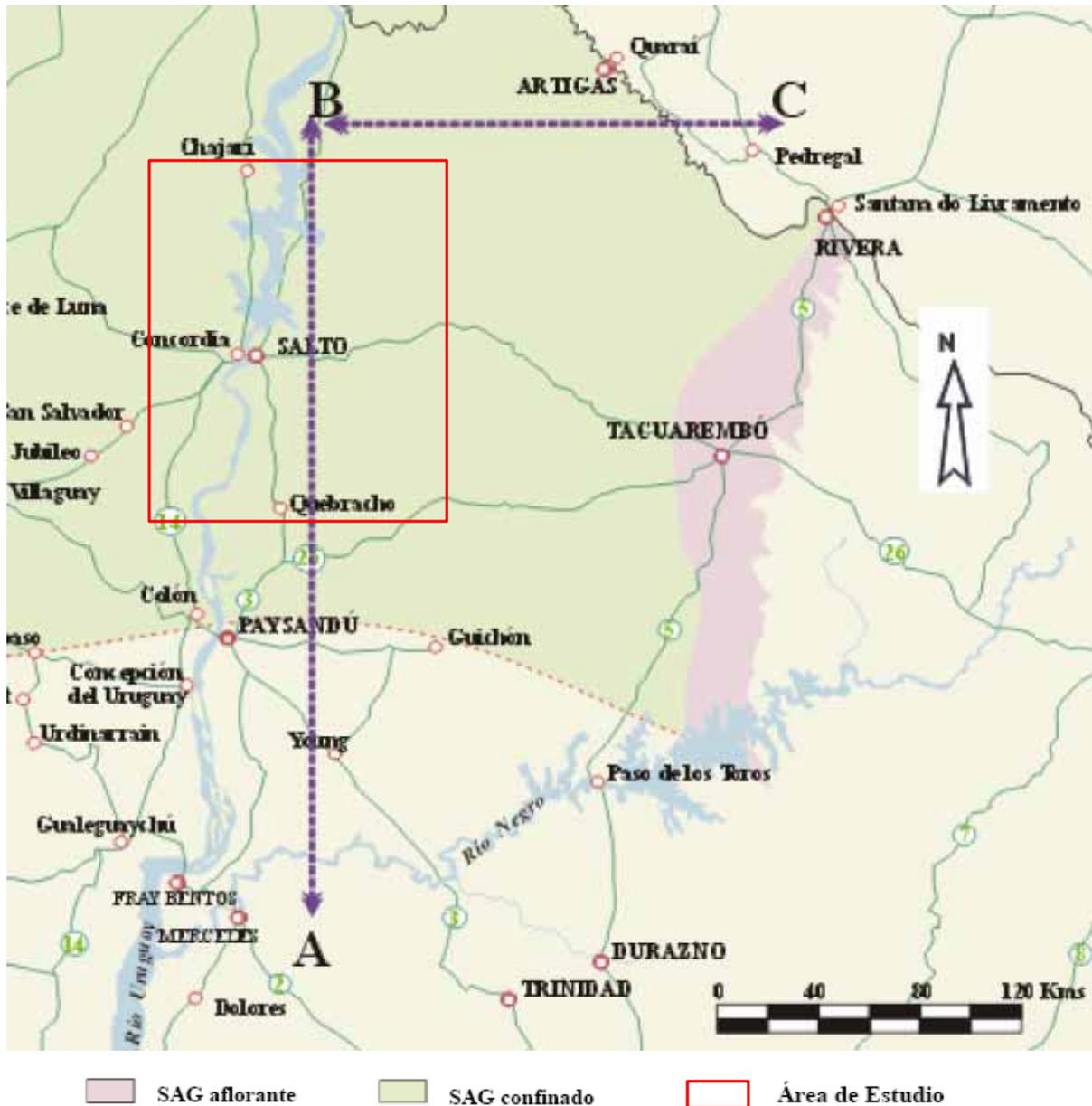


Figura 6. Ubicación de los cortes (modificada de Montaña et. al., 2002)



3.1.1 Precámbrico

El basamento de la cuenca es de esta era. Aflora a unos 200 km al este de la zona de estudio. Se trata de rocas principalmente graníticas calco-alcalinas y metamórficas (gneiss, muscovita, biotitas y anfibolitas, y granitoides).

3.1.2 Carbonífero - Pérmico

Formación San Gregorio:

Se apoya directamente y discordantemente sobre las rocas Precámbricas del basamento. Está constituida por material muy heterogéneo, según C. Goso (1995) está compuesta por diamicitos gris-claro, clastos, con bloques redondeados a subangulosos polimícticos; areniscas medias a finas, blanco-amarillentas, cuarzosas, bien seleccionadas, con gradación normal, laminación cruzada; ritmitos, gris-claro, con laminación paralela; arcilitas negras, laminadas con abundante materia orgánica. El contacto con la formación suprayacente es gradual, pasando de areniscas muy finas a areniscas gruesas, hacia el tope con intercalaciones de sedimentos más finos negros con gran contenido de materia orgánica. Según De Santa Ana (1989), los términos gruesos de la facie proximal responden a un ambiente glacial y fluvio-glacial de montañas y valles y los términos finos corresponden a episodios glacio-lacustres y glacio-marinos; los sedimentos de la facie distal representan depósitos transicionales glacio-marinos prodeltaicos con términos marinos. Los depósitos de la facie distal sustituyen la facie proximal lateralmente. El espesor máximo conocido es de 286 m, en la perforación Salsipuedes departamento de Tacuarembó (Caorsi y Goñi, 1958, citados en Ferrando Andreis, 1986). Su edad no está bien definida, pues Cloos (1969) la considera carbonífera, mientras que Ferrando y Andreis (1986) y De Santa Ana (1994) le asignan edad pérmica.

Formación Tres Islas:

Estos sedimentos sobreyacen de manera concordante a la Formación San Gregorio y discordantemente al basamento Precámbrico (Preciozzi et al., 1985). Según Bossi y Navarro (1988), se trata de areniscas finas a gruesas, con menor cantidad de areniscas conglomerádicas, limolitas y lutitas. La presencia de óxido de hierro da a las areniscas tonalidades amarillentas, rojas, pardas y rosadas; las limolitas presentan estratificación



paralela y se encuentran como potentes capas intercaladas en las areniscas. Su ambiente de deposición es fluvial y litoral, con eventos fluviodeltaicos (Da Silva, 1984). El espesor máximo conocido es de 160 m, y existen evidencias paleontológicas que la ubican a una edad pérmico inferior.

Formación Fraile Muerto:

Esta formación cubre concordantemente a la Formación Tres Islas. Esta constituida por silititos y arcilitas grisáceas con laminación horizontal o levemente ondulada y raras intercalaciones de areniscas estratificadas. El pasaje de las areniscas Tres Islas a las areniscas y silititos de la formación Fraile Muerto es gradual con enriquecimiento de mica y materia orgánica. Su ambiente de depositación según Da Silva (1984), es subacuático de facies litorales a infralitorales, con presencia de dinámica de oleaje en la parte inferior de la formación evolucionando hacia la cima a estructuras de sedimentación de aguas calmas. Según Preciozzi et al. (1985) presenta espesores máximo en la perforación Las Toscas de 160 m. Como se mencionó anteriormente, Elizalde (1970) considera que las formaciones Fraile Muerto, Mangrullo y Paso Aguiar (edad para las tres, Pérmico Medio por observaciones paleontológicas) constituyen la Formación Melo

Formación Mangrullo:

Sobreyace concordantemente a la Formación anterior. Según Mackinnon et al., (1982), está representada por dos ciclos deposicionales, donde cada secuencia está compuesta de base a cima por: Silitas micáceas en la base de cada ciclo de color entre gris y negro, pudiendo ser masivas o laminadas, la potencia varia entre 8 y 16 m; calizas y lutitas calcáreas, las calizas son de color gris claro, de estructura masiva, láminas plano-paralelas o lenticulares, la potencia de estas varía entre 5 y 9 m; lutitas pirobituminosas en la cima, son rocas limo arcillosas ricas en materia orgánica, de color gris oscuro a negro, bien litificadas y con notoria estratificación lenticular o plano paralela, presentan potencias entre 2 y 6 m. El pasaje de Fraile muerto a esta Formación es progresivo con enriquecimiento en carbonatos. Su depósito ocurrió en un ambiente subacuático de aguas calmas y fuertemente reductor (Preciozzi et al. 1985). El espesor máximo de esta formación se ubica en la perforación El Águila y alcanza los 80 m.



Formación Paso Aguiar:

Mackinnon et. al. (1982) dan el nombre miembro Paso Aguiar para designar los sedimentos pelíticos grises que se desarrollan en la cima de las lutitas pirobituminosas y el comienzo de los colores de oxidación. Está constituida por areniscas finas y arcillas de color gris a gris verdoso, que corresponden a un ambiente subacuático reductor, de baja energía y profundidad (Preciozzi et al., 1985). En el sondeo Palleros se encontraron 213 m de esta formación.

Formación Yaguarí:

Esta formación corresponde al retiro final del mar Pérmico y marca el comienzo de la continentalización (De Santa Ana y Ucha, 1994). Sobreyace concordantemente con Melo y el contacto entre ambas es gradacional, pero hay ocasiones en que yace de forma discordante con la Formación San Gregorio o el basamento cristalino. En esta formación se distinguen dos miembros: el inferior presenta la misma litología que la Formación anterior, exceptuando los colores rojos que son de un ambiente oxidante; el superior esta constituido por una alternancia de areniscas finas a muy finas y limolitas, de color rojo, con estratificación paralela. El máximo espesor se ha encontrado en el pozo del pueblo Bañados de Medina con 163 m.

3.1.3 Triásico - Jurásico

Las unidades que se encuentran en estos períodos son las que conforman el SAG. Estas son las Formaciones: Buena Vista, Itacumbú y Tacuarembó. De Santa Ana y Veroslavsky (2003), identificaron una sucesión de coladas basálticas de edad jurásica que se desarrollan entre las formaciones Buena Vista e Itacumbú. A estas coladas estos autores le dieron el nombre de Gaspar.

Formación Buena Vista:

Esta Formación se apoya concordantemente sobre la Formación Yaguarí. Son areniscas finas a gruesas, interesratificadas con lentes calcáreos y niveles conglomerádicos. Las areniscas son rojas, feldespáticas con dominante estratificación cruzada. De Santa Ana



(2004), propuso dividir esta formación en dos miembros: Miembro Colonia Orozco, constituido por areniscas finas a gruesas arcillosas, cuarzosas a subarcósicas rojas, con niveles conglomerádicos y niveles pelíticos rojos, y el Miembro Cerro Conventos, constituido por areniscas finas a medias, blancas a rosadas, cuarzosas con granos esmerilados y muy redondeadas, en general con cemento calcítico, estratificación horizontal subparalela y cruzada de alto ángulo y de gran porte. Estos sedimentos se originan en la alternación de sistemas fluviales con retrabajamiento eólico, indicando la existencia de un clima continental árido (De Santa Ana y Ucha, 1994). Supera los 600 m en el pozo Belén, ubicado al norte de la zona de estudio.

Formación Itacumbú:

Como se mencionó anteriormente De Santa Ana y Veroslavsky (2003) identificaron una sucesión de coladas basálticas de edad jurásica (165 Ma, K/Ar en plagioclasa) que se desarrolla entre la formación anterior e Itacumbú. A dicha formación la denominaron Gaspar. Esta es una unidad definida a nivel de subsuelo por De Santa Ana (2004), presenta cierta concordancia con el control estructural de Gaspar y se apoya sobre esta, también presenta discordancia erosiva sobre la Formación Buena Vista, mostrando hacia la cima relaciones de concordancia con la Formación Tacuarembó. Constituye una sucesión de areniscas sublíticas y arcósicas, muy micáceas, grises, naranjas y marrones, por lo general silicificadas, a las que se intercalan estratos pelíticos y ocasionales niveles arcillosos, margosos y carbonáticos. Su ambiente es de condiciones subacuáticas, fluviolacustres, y tiene espesores que superan los 200 m en el pozo Itacumbú (De Santa Ana, 2004).

Formación Tacuarembó:

Formada por sedimentos heterogéneos de psamitas finas y muy finas con intervalos de arenas gruesas y escasos conglomerados con cemento arcilloso (Ferrando y Andreis, 1986). Bossi et al. (1975) dividen la formación en dos miembros, inferior y superior. El inferior está constituido por areniscas de granulometría variable, de finas a medias, y a veces muy finas o gruesas, cuarzosas, localmente subarcósicas, de tonalidades blanquecinas, bermejas y verdosas, con algunas coloraciones violáceas. Presentan estructura sedimentaria cruzada y horizontal de variados tipos; laminación y



estratificación horizontal plano paralela a nuevamente ondulada, a veces con láminas que muestran una ordenación granocreciente y granodecreciente. El superior está caracterizado por areniscas finas a medias, marrones a rojizas, con buena a muy buena selección, fundamentalmente cuarzosas, con estratificación cruzada de gran porte y alto ángulo, principalmente de tipo tabular planar a tangencial. El depósito de esta formación es definido como subacuático asociado a episodios fluviales y/o lacustres (Sprechmann et al., 1981). Se encuentra en discordancia erosiva con la Formación Buena Vista y concordante con Itacumbú, hacia el techo las areniscas aparecen intercaladas a las efusivas de Arapey (Serra Geral).

3.1.4 Cretácico inferior

Formación Solari:

Esta formación se evidencia solamente en la República Argentina, se trata de alternancias clásticas continentales entre los basaltos de Serra Geral. Por su definición se restringen a las intercalaciones sedimentarias entre los derrames básicos, este criterio facilita el reconocimiento estratigráfico. Las relaciones que tienen los clastos de la unidad Solari y los derrames basálticos de Serra Geral muestran alternancias de efusiones básicas y eventos de erosión – depositación. La sedimentación se habría cumplido según condiciones áridas de importante influencia eólicas, también habrían existido flujos acuáticos encauzados y en mantos responsables de cursos efímeros y permanentes estacionales, más posibles eventos de desbordes (De Santa Ana et al., 2006). A modo de ejemplo, en el pozo YPF Nogoyá, por 790m se encontraron sucesivas capas basálticas alternadas con secciones clásticas psamo – psefíticas de Solari.

Formación Arapey (Serra Geral):

Los basaltos de esta formación se deben al importante proceso efusivo asociado con un intenso fenómeno tectónico precursor del *rift* del Atlántico sur, del cual se va a realizar una breve explicación mas adelante en este trabajo. Petrológicamente se trata de basaltos toleíticos con textura dominante de grano fino a afanítica, rara vez porfídica y tonalidades gris oscura a negra (Fili et al., 1998). Están dispuestas en coladas (Figura 4) en donde por ejemplo la perforación Daymán contabilizó 26 de estas y una potencia de basaltos entorno a los 1,000 m.



3.1.5 Post-Cretácico inferior

Formación Salto:

Esta Formación yace discordantemente sobre la Arapey, no supera los 50 m en Uruguay pero va en aumento de potencia hacia el oeste obteniéndose profundidades de más de 200 m en Argentina. Se trata de areniscas cuarzosas de grano fino a medio depositadas sobre un ambiente fluvial. Estas areniscas están bien seleccionadas, presentan colores rojizos por la impregnación de óxidos de hierro y presenta fenómenos de silicificación parcial (Preciozzi et al., 1985).

3.2 Origen de los basaltos de Formación Serra Geral

A lo largo de la historia geológica han ocurrido grandes flujos de lava basáltica sobre la superficie terrestre. Estos flujos han generado Grandes Provincias Ígneas (*Large Igneous Provinces*; Mahoney y Coffin, 1997) y representan los eventos magmáticos que produjeron los volúmenes más abundantes de lavas máficas, formando mesetas submarinas de basaltos oceánicos, y basaltos de mesetas continentales (CFBs). Las provincias de CFBs se han formado durante el Mesozoico y el Cenozoico; además, se conocen vestigios de antiguas provincias de edad Proterozoica. Las provincias con edad menor de 250 Ma son las más estudiadas debido a su mejor preservación y por su probable conexión con varios eventos de extinción en masa durante el Fanerozoico (Renne et al., 1995). Entre estas, se encuentran la Provincia de Paraná (América del Sur), de Etendeka (Namibia), los Deccan Traps (India), los Siberian Traps (Rusia), los basaltos de Karoo (Lesotho), la Provincia de Ferrar (Antártica) y los Basaltos del Río Columbia (EUA). En la Figura 9 se presenta la localización de los principales basaltos de meseta continental del Fanerozoico de la Tierra (De Farmer, 2004).

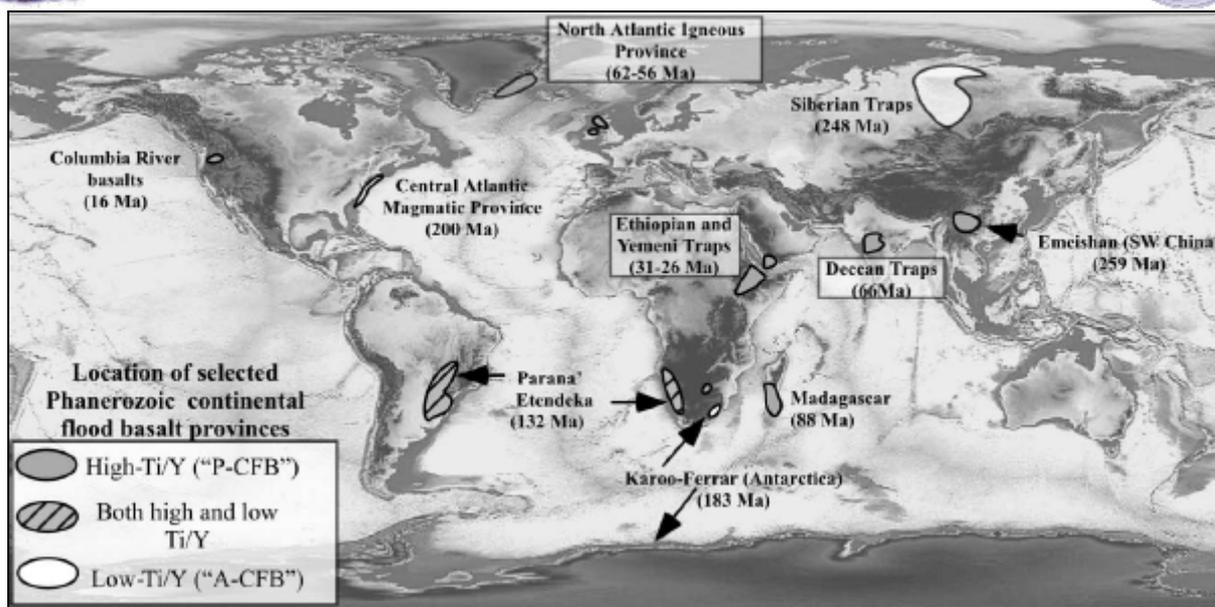


Figura 9. Basaltos de meseta continental Fanerozoicos de la Tierra (De Farmer, 2004)

Estos grandes volúmenes de magma basáltico fueron eruptados a través de fisuras corticales, con formación de flujos estratificados de algunas decenas de metros de espesor, que cubren una superficie de miles de km^2 . El volumen eruptivo estimado varía desde un mínimo de $\sim 2 \times 10^5 \text{ km}^3$ para los Basaltos del Río Columbia, hasta más de $2 \times 10^6 \text{ km}^3$ para los Siberian Traps (Hooper, 2000). Para Paraná (Serra Geral) se estima un volumen de aproximadamente $1.5 \times 10^6 \text{ km}^3$. Una característica importante de estas provincias es el breve periodo de tiempo durante el cual estos volúmenes de basalto fueron eruptados. Se estima un intervalo de tiempo de ~ 1 a 3 Ma (Renne y Basu, 1991), implicando una tasa de erupción de aproximadamente $1 \text{ km}^3/\text{año}$. El enorme volumen de los CFBs, y el tiempo relativamente breve durante el cual fueron expulsados, son compatibles con un origen relacionado con la fusión parcial de la porción superior de una pluma del manto (Best y Christiansen, 2001). El ascenso de la pluma del manto y el aumento de calor inducido por esta, produjeron un levantamiento de la litosfera de escala kilométrica. El esfuerzo tensional produjo fracturas, permitiendo el emplazamiento de sistemas de diques radiales con un diámetro de miles de kilómetros. En algunos casos, la actividad de la pluma provocó una fragmentación continental, con formación sucesiva de cuencas oceánicas (Best y Christiansen, 2001). Las mesetas de basaltos continentales se encuentran en las márgenes continentales pasivas adyacentes a la cuenca oceánica. La de Paraná se ubica en la margen oriental de Sudamérica y la provincia de Etendeka en la margen occidental de Sudáfrica, las cuales proveen un



registro importante del ascenso de una pluma del manto, seguido por un proceso de ruptura continental y por un proceso de *rifting* (Figura 10). La pluma (*hotspot*) que originó dichas lavas básicas corresponde a la pluma de Tristan (Condie, 2001).

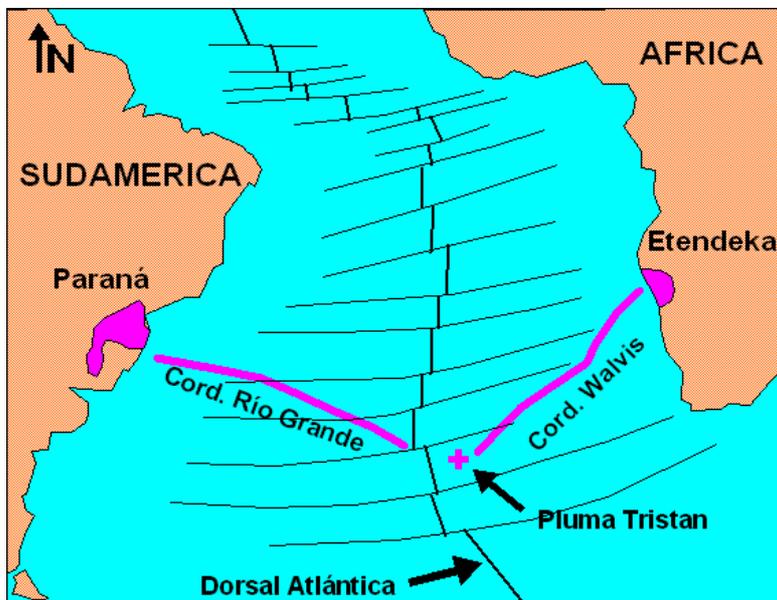


Figura 10. Proceso de Rifting en el Atlántico Sur (modificada de Condie, 2001)

Entre los 135 a 131 Ma, el flujo basáltico seguía erupcionando del *hotspot* Tristan y Sudamérica y África continuaban separándose. A partir de este proceso se formaron dos cordilleras basálticas: la Walvis Ridge, que se extiende hacia el Sur-Oeste de Namibia y el Río Grande Rise que se extiende hacia el Sur-Este de Brasil (ver Figura 10). La edad de las rocas que forman estas cordilleras decrece desde los continentes hacia la pluma Tristan (Condie, 2001).



4 MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

4.1 Antecedentes

Originalmente, el método Magnetotelúrico (MT) fue desarrollado para el estudio de cuencas sedimentarias (Cagniard, 1953), sobre todo por tratarse de ambientes geológicos relativamente simples, en los cuales se asume que predomina la estratificación horizontal. En la década de los 70, el método se comenzó a utilizar intensivamente en algunos países en la exploración petrolera, pero no tuvo tanto éxito como la reflexión sísmica, principalmente debido al desarrollo teórico e instrumental que ésta última presentaba ya en esa época. Sin embargo, a partir de la especialización de las técnicas de procesamiento e interpretación de datos MT en los años 80, así como en el desarrollo de los instrumentos de medición, la resolución del método mejoró considerablemente y se comenzó a utilizar en ambientes geológicos más complejos. Las profundidades típicas de exploración de éste método son mayores a los 2 kilómetros y van hasta los 50 o más, es decir, es un método ideal para el estudio de la corteza media e inferior.

Por otro lado, el método Audio-Magnetotelúrico (AMT) se basa en los mismos principios físicos que el método MT pero trabaja en un rango de frecuencias más alto, es decir, para profundidades más someras, aunque ambos se traslapan en el intervalo aproximado entre 1 y 100 Hz. Este método ha sido tradicionalmente utilizado para la exploración minera, ya que presenta muy buena resolución vertical y lateral a profundidades de hasta 1 km. Por ésta razón, ambos métodos se vuelven complementarios para prospecciones del subsuelo cuyo objetivo se encuentre entre la superficie y los 5 km. Normalmente, ambos métodos MT y AMT se usan separadamente porque sus objetivos se ubican a profundidades diferentes. Sin embargo, para el caso del estudio del acuífero Guaraní en la región definida previamente, lo más conveniente es utilizar la combinación de ambos métodos en cada uno de los sitios planeados. Esto significa la realización de dos sondeos en cada sitio, uno de AMT y otro de MT lo cual equivale a la realización de un sondeo combinado que llamaremos “de espectro amplio”. La razón de utilizar sondeos MT de espectro amplio radica en que la profundidad del basamento puede alcanzar profundidades de más de 3 km (Oleaga, 2002) y al hecho de que ésta profundidad se encuentra por encima del límite inferior del método AMT y por debajo del límite superior del MT. Así, una combinación de ambos



métodos resultará en una mejor definición tanto de las unidades superficiales como de las profundas, tales como el basamento cristalino.

4.2 Aspectos Teóricos

Los métodos AMT y MT están basados en el mismo principio físico y solo difieren en los rangos de frecuencia en los que operan y por lo tanto en algunos aspectos de instrumentación. Por ésta razón los elementos teóricos que se describen subsecuentemente son comunes para ambos.

Los sondeos AMT y MT se basan en la medición de los campos eléctricos y magnéticos naturales que fluyen en el subsuelo a diferente profundidad, la cual depende de la frecuencia, siendo que a menor frecuencia mayor es la profundidad de éstos y viceversa. Por lo tanto ambos son métodos electro-magnéticos (EM) de fuente natural que operan en el dominio de la frecuencia. El método MT opera en el intervalo de frecuencias entre 100 y 0.0001 Hz, en tanto que el método AMT lo hace entre los 10,000 y 1 Hz aproximadamente. Las fuentes que generan los campos EM en el subsuelo están asociadas principalmente a los fenómenos de interacción entre el viento solar y la magnetósfera de la Tierra y a las tempestades meteorológicas que ocurren en la atmósfera del planeta (Figura 11).

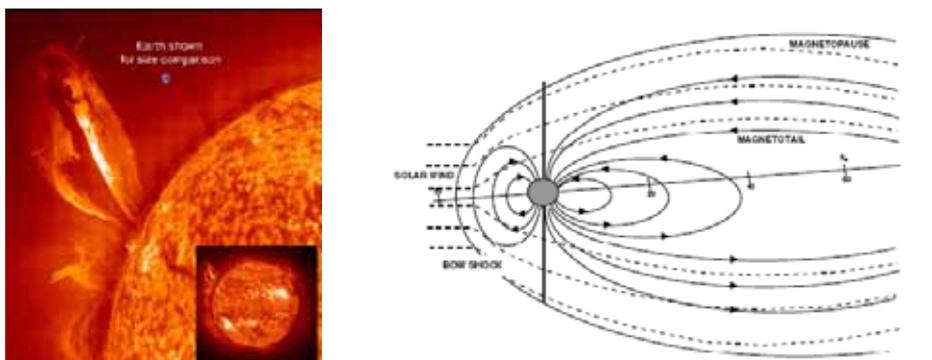


Figura 11. Tormentas solares y su interacción con la Tierra.

Al ser un método de fuente natural lo hace versátil y práctico en el terreno, debido a que no requieren grandes longitudes de cables ni de potentes fuentes de energía para suministrar al suelo, como es el caso con otros métodos (Sondeos de corriente directa o SEVs, Sondeos EM en el dominio del tiempo o TDEM, Sondeos AMT de fuente controlada o CSAMT, etc.).



Las mediciones de los campos eléctrico y magnético se utilizan para determinar la resistividad eléctrica del subsuelo. La profundidad de penetración de los campos está directamente relacionada con éste parámetro, es decir, que cuanto mayor sea la resistividad del subsuelo, mayor será la profundidad de los campos EM. Al mismo tiempo, la profundidad de penetración depende inversamente de la frecuencia. El concepto de *skin depth* o “profundidad pelicular” se utiliza para estimar la profundidad de investigación para un medio homogéneo y está dada por (Vozoff, 1972):

$$\delta = \left(\frac{2\rho_{app}}{\mu\omega} \right)^{1/2} \cong 503 \left(\frac{\rho_{app}}{f} \right)^{1/2} \quad [m]$$

donde $\omega=2\pi f$ es la frecuencia angular, μ es la permeabilidad magnética y ρ_{app} es la resistividad aparente media del subsuelo.

Un sondeo MT consiste en la medición de las tres componentes del campo magnético h_x , h_y y h_z y de las componentes horizontales del campo eléctrico e_x y e_y . Estas componentes se miden en la forma de series de tiempo individuales que son transformadas al dominio de la frecuencia (H_x , H_y , H_z , E_x , y E_y) utilizando un algoritmo de transformada de Fourier. Luego de hacer las transformaciones anteriores se obtiene lo que se denomina *cross-powers* o “productos cruzados”. Para obtenerlos se aplica una convolución de dos señales, donde se multiplican dos funciones, una función desplazada un pequeño intervalo de tiempo y luego se suman sus productos. Se obtiene lo que se denomina *cross-correlation* o “correlación cruzada”, esta correlación es mejor cuando el producto es grande (próximo a la unidad) y es cero cuando no existe similitud entre las señales. La correlación cruzada después de pasarla al dominio de frecuencias recibirá el nombre de *cross-powers* o “productos cruzados”. Esta correlación es sumamente útil para determinar una señal conocida dentro de una señal “ruidosa”, ya que maximiza la señal respecto a los ruidos al hacer el producto, y se puede hacer antes o después de aplicar Fourier. Después se obtiene el tensor de impedancia \mathbf{Z} , también llamado función de transferencia magnetoteléfica. Dicha función (impedancia \mathbf{Z}) es el operador que relaciona de forma lineal las componentes horizontales del campo eléctrico (\mathbf{E}) y del campo magnético (\mathbf{H}), por lo que en el dominio de la frecuencia y en el sistema de ejes coordenados X y Y se relacionan a través de la ecuación:

$$\mathbf{E} = \mathbf{Z} \cdot \mathbf{H}$$

que en forma matricial se expresa como:



$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix}$$

Los elementos del tensor Z_{ij} se calculan como promedios en diferentes bandas de frecuencias a partir de los productos cruzados entre las componentes del campo relacionadas utilizando (Madden y Nelson, 1964):

$$\langle E_x H_y^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x H_y^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_y^* \rangle$$

$$\langle E_x H_x^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x H_x^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_x^* \rangle$$

$$\langle E_y H_y^* \rangle = Z_{yy} \langle H_y H_y^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_y^* \rangle$$

$$\langle E_y H_x^* \rangle = Z_{yy} \langle H_y H_x^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_x^* \rangle$$

en donde H_x^* y H_y^* son los complejos conjugados de H_x y H_y . En éste sistema de ecuaciones las componentes Z_{ij} son las incógnitas en tanto que las componentes horizontales del campo son los coeficientes, medidas en superficie.

4.2.1 Dimensionalidad del medio

A partir de la estimación de la impedancia para cada una de las frecuencias analizadas (68 en total para cada sondeo de espectro amplio) se procede a calcular las resistividades y los ángulos de fase correspondientes utilizando las expresiones:

$$\rho_{ij}(\omega) = \left(\frac{1}{\omega \mu} \right) |Z_{ij}(\omega)|^2$$

$$\varphi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im } Z_{ij}(\omega)}{\text{Re } Z_{ij}(\omega)} \right)$$

en donde $i, j = x$ o y , e Im y Re son las partes imaginaria y real de Z_{ij} respectivamente. En su forma más general el tensor de impedancia medido en un sistema N-S tiene la forma:

$$\mathbf{Z} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix}$$

Estrictamente hablando, de los cuatro elementos del tensor es posible obtener cuatro resistividades del medio ($\rho_{xx}, \rho_{xy}, \rho_{yy}$, y ρ_{yx}) y sus correspondientes fases ($\varphi_{xx}, \varphi_{xy}, \varphi_{yy}$, y φ_{yx}) a partir de las cuales se tendría que interpretar la estructura del subsuelo en el sitio de



medición. Afortunadamente, en muchos casos es posible hacer simplificaciones basadas en la naturaleza del medio. El caso más simple es el de un medio homogéneo o unidimensional (1D), que geológicamente puede corresponder a una cuenca sedimentaria estable, una plataforma marina, y en general a regiones tectónicamente estables que han pasado por un proceso de diferenciación estratigráfica. Para el caso unidimensional, Z tiene la forma:

$$Z_{1D} = \begin{bmatrix} 0 & -Za \\ -Za & 0 \end{bmatrix}$$

En éste caso hay solamente un valor de resistividad ρ_a y uno de fase ϕ_a para cada frecuencia, los cuales dependen solamente de variaciones verticales de la conductividad del subsuelo. En cambio, cuando el medio es bidimensional (2D), pueden ocurrir dos cosas dependiendo si la dirección de las estructuras coincide o no con el sistema de referencia de la medición. Si la medición se llevó a cabo en los ejes principales, es decir a lo largo y perpendicularmente a una estructura regional (por ejemplo un plano de falla), entonces el tensor de impedancia está representado por:

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & -Zxy \\ -Zyx & 0 \end{bmatrix}$$

Es decir, que se definen dos resistividades y dos fases, una a lo largo de la estructura regional y la otra perpendicular a ésta. Esto determina dos modos de polarización de los campos, uno cuando el flujo de corriente máximo (mínima resistividad) es paralelo a la estructura regional, el cual se define como el modo Transverso Eléctrico (TE); y otro, cuando el flujo magnético máximo es paralelo a la estructura, el modo de polarización se conoce como Transverso Magnético (TM). Si el eje coordenado en el que fue realizado el sondeo no coincide con los ejes de la estructura regional principal entonces el tensor Z tiene que ser girado a los ejes principales utilizando:

$$Z = RZ_m R^T \quad \text{con} \quad R = \begin{bmatrix} \cos \theta & \text{sen } \theta \\ -\text{sen } \theta & \cos \theta \end{bmatrix}$$

donde R es el operador de rotación y R^T su transpuesta. Z_m es la impedancia medida en un sistema de referencia diferente al de la estructura principal y el ángulo θ corresponde al azimut del rumbo regional de dicha estructura, si las mediciones fueron realizadas a lo largo de los ejes magnéticos NS y EW. La dirección dada por este ángulo define la

Modelo Geofísico del Acuífero Guaraní: Zona Compreendida entre Uruguay y Argentina.



orientación preferencial del flujo eléctrico que determina la dirección estructural principal. Encontrar el valor de θ es parte del proceso de interpretación puesto que proporciona características estructurales del medio. Cuando se usa el método AMT/MT en realidad se está sondeando a diferentes escalas de inducción por lo que es común que el ángulo θ varíe con la frecuencia. Se puede dar el caso de que θ está definido solamente para una banda de frecuencias, en cuyo caso se puede considerar que el subsuelo es bidimensional a las profundidades de inducción correspondientes. Para frecuencias por arriba o por debajo de esta banda puede existir un medio 1D o bien 3D o incluso 2D con un θ diferente. Si se puede definir un ángulo para la estructura regional a lo largo de un perfil, incluso para una banda de frecuencias discreta, entonces se puede utilizar un algoritmo 2D para interpretarlo, tal como el de Smith y Booker (1990) y el de Rodie y Mackie (2001). Para definir los modos de polarización de un problema particular es necesario definir la dirección de la estructura principal cuando se trata de un medio bidimensional, utilizando uno de los métodos conocidos para estimar el ángulo regional. Un procedimiento estándar es el método de Swift (1967), el cual además de ser utilizado como un diagnóstico para determinar si un medio es 1D o 2D, es muy estable para la obtención de θ incluso cuando existe distorsión moderada de los campos EM debido a irregularidades superficiales. La ecuación de Swift está dada por:

$$\theta = a \tan \left(\frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} - Z_{yy})^* (Z_{xy} + Z_{yx})}{(Z_{xx} - Z_{yy})^2 - (Z_{xy} + Z_{yx})^2} \right)$$

Cuando la distorsión de los campos es importante (debido a la presencia de estructuras más complejas o 3D), entonces hay otros métodos para probar si el sondeo puede todavía ser considerado o no como 2D. Entre los métodos más efectivos están el de Groomy Bailey (1989) y el de Bahr (1991) que se tratará mas adelante.

4.2.2 Pseudo-secciones de fase

La primera inspección del subsuelo a lo largo de un perfil AMT/MT, previo a cualquier procesamiento más complejo es posible a través de una pseudo-sección de fase, que consiste en una imagen XYZ en donde los sondeos se ubican a lo largo de X, el logaritmo de la frecuencia a lo largo del eje vertical Y y en Z se configuran los valores de los ángulos de fase de los campos. La conveniencia de éste tipo de representación



gráfica es que la fase no se afecta por el corrimiento estático (o *static shift*) a diferencia de la resistividad, la cual requiere de ser corregida por éste efecto antes de poder interpretarla. El corrimiento estático es el tipo de distorsión más simple (independiente de la frecuencia), que se produce por diferencias en la conductividad del suelo entre sondeos en una misma zona de estudio (ver 4.3.1). Las pseudo-secciones de fase son por lo tanto muy útiles como referencia para seleccionar estrategias de interpretación así como para analizar tendencias generales de posibles estructuras en el subsuelo. Cuando la estructura del subsuelo corresponde a un medio estratificado existe una regla general que se utiliza para comprender el comportamiento de las fases. Esta regla establece que la fase φ es mayor que 45° si la capa inferior es mejor conductor que la que le sobreyace, o bien si φ es menor que 45° entonces el estrato inferior es más resistivo. Nótese que las curvas de resistividad y fase varían de una manera conjugada, es decir, cuando la resistividad se incrementa la fase decrece y viceversa.

4.3 Análisis de Distorsión

Existen dos tipos importantes de distorsión EM, el primero es el corrimiento estático, también conocido como distorsión galvánica, y el segundo se debe al efecto de la inducción electromagnética y que constituye en sí mismo el fenómeno físico a interpretar en términos de las estructuras del subsuelo.

4.3.1 Corrimiento estático

Se debe a la acumulación de cargas en la interfase de capas superficiales en que se traduce en un desplazamiento vertical de las curvas de resistividad. Es decir, las resistividades se ven multiplicadas por un mismo factor (Figura 12). Sin embargo, las fases no son afectadas por este fenómeno (A. Jones, 1988), esto se debe a que en un medio 1D la fase es la derivada logarítmica de la resistividad (Weidelt, 1972).

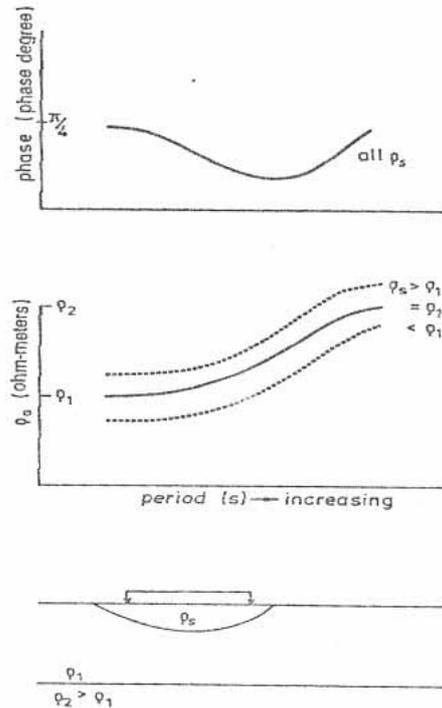


Figura 12. Diagrama que muestra los efectos del corrimiento estático mientras que la curva de fase no es afectada.

Existen diferentes formas de realizar la corrección en las resistividades por efecto del corrimiento estático, entre las que se encuentran la aplicación de un filtro pasabajos (Torres-Verdín, 1991) o promedio de sitios (Sternberg et al., 1988), cálculos teóricos de superficies 3D cercanas a la superficie (Park et. al., 1983), y cálculos teóricos por efectos topográficos (Jones, 1988). La aplicación de las primeras dos técnicas requiere de una densidad de sondeos mayor a la que se midió para éste proyecto, en tanto que la última se refiere a un tipo particular de problema que no se presenta en la zona de estudio. Sternberg et al. (1988) han demostrado que el corrimiento estático ocurre incluso en regiones planas. Frecuentemente el procedimiento más sencillo y efectivo para corregir el corrimiento estático es graficar conjuntamente todas las curvas de resistividad del perfil y observar si existe un nivel particular que se repita más que otros, siempre y cuando las estaciones estén medidas sobre zonas con características litológicas similares. Si este es el caso se asume que el resto de las estaciones AMT/MT están afectadas por variaciones locales de resistividad (estática) y se considera que el nivel de resistividad que se repite es el correcto, al cual son desplazadas verticalmente el resto de las curvas de resistividad. Alternativamente, el conocimiento adecuado de la geología de la zona de estudio, es una herramienta útil para corregir apropiadamente éste efecto. También si existe información de la resistividad del suelo por otros medios



ya sean directos o indirectos, los cuales se pueden utilizar directamente para corregir la posición de las curvas de resistividad. Ésta es la forma más adecuada de corrección para los datos de este estudio, debido a la información de resistividad eléctrica de las unidades geológicas que se ubican en la zona (sección 4.6). Una vez que las curvas han sido corregidas entonces es posible generar pseudo-secciones de resistividad, las cuales frecuentemente se pueden visualizar más directamente que las de fase, además de que se utilizan de manera complementaria a éstas para confirmar tendencias. Una de las ventajas sobre las pseudo-secciones de fase es el mayor rango de variación de las resistividades que proporciona mayor detalle muchas veces mejorando la ubicación de zonas anómalas.

4.3.2 Inducción electromagnética

Este tipo de distorsión está muy relacionado a estructuras locales o regionales del subsuelo que determinan la dimensionalidad del medio. Existen diferentes enfoques (Swift's, 1967; Bahr, 1988,1990) para determinar dicha dimensionalidad, que se construyen a partir de componentes invariantes del tensor de impedancia. Estas componentes reciben el nombre de invariantes ya que no dependen del eje de coordenadas en que se mide, es decir, si se rota la matriz se obtiene el mismo valor invariante. Esta propiedad es muy útil para determinar el comportamiento del tensor a diferentes frecuencias independiente del marco de referencia en el cual se encuentre. Uno de los criterios mas importantes es el de la asimetría del tensor de impedancias (k) o *skew* (Swift, 1967).

$$k = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|}$$

En esta ecuación se emplea el criterio que $Z_{xx}+Z_{yy}$ y $Z_{xy}-Z_{yx}$ son invariantes ante las rotaciones, por lo tanto k también es invariante. Según Bahr (1990), donde define 7 clases de distorsión telúrica, si $k < 0.1$ no existe distorsión del tensor de impedancia, por lo que el modelo 1D es apropiado para interpretar los datos (Swift's, 1967; Cagniard's, 1953). Cuando k es inestable, es decir varía erráticamente de una frecuencia a otra, significa que $Z_{xy} \approx Z_{yx}$, por lo que el denominador sería muy pequeño y k tendería a infinito indicando también que el medio es unidimensional. Si los valores de k son



estables y consistentes menores a 0.4 indica que el medio se puede considerar 2D. Cuando el medio es bidimensional el giro del tensor de impedancias se hace empleando la ecuación para θ presentada en la sección 4.2.1.

Otra forma de asimetría, también invariante ante las rotaciones es la definida por Bahr (1988), donde el parámetro μ es un indicador de la dimensionalidad del medio. Si μ es aproximadamente 0 entonces el medio se puede considerar homogéneo, entonces 1D. La expresión está dada por:

$$\mu = \frac{(|[D_1, S_2]| + |[S_1, D_2]|)^{\frac{1}{2}}}{|D_2|}$$

con $S_1 = Z_{xx} + Z_{yy}$, $S_2 = Z_{xy} + Z_{yx}$, $D_1 = Z_{xx} - Z_{yy}$, $D_2 = Z_{xy} - Z_{yx}$

y $[C_1, C_2] = \text{Im}(C_2 C_1^*) = \text{Re } C_1 \text{ Im } C_2 - \text{Re } C_2 \text{ Im } C_1$

Otro parámetro de distorsión brindado por Bahr (1990) es la anisotropía regional (η). Este parámetro se obtiene de la condición que se presenta en el sistema de referencia de la estructura regional 2D, donde los dos elementos de cada columna del tensor tienen la misma fase. Cualquier desviación implica que η sea mayor que 0 por lo que este parámetro puede ser utilizado como una medida de la bidimensionalidad del medio. Si η es menor que 0.4 se considera que el medio es 2D, para valores mayores se considera que es un medio regional 3D. La anisotropía regional se estima a partir de la siguiente expresión:

$$\eta = \frac{(|[D_1, S_2]| - |[S_1, D_2]|)^{\frac{1}{2}}}{|D_2|}$$

Para medir el ángulo de la estructura regional se utiliza la siguiente expresión (Bahr, 1990):

$$\text{tg}(2\theta) = \frac{[S_1, S_2] - [D_1, D_2]}{[S_1, D_1] + [S_2, D_2]}$$

donde S_1 , S_2 , D_1 , y D_2 están dados anteriormente.



4.4 Prospección Magnetotelúrica

La efectividad de los sondeos AMT/MT depende en gran medida del contraste conductivo entre los materiales del subsuelo, si existe un buen contraste eléctrico entre las diferentes unidades litológicas que conforman la cuenca, la determinación de sus límites, profundidades y espesores es adecuada. La combinación de ésta característica con información de registros geofísicos de pozos permite calibrar los sondeos, lo que implica un conocimiento extra en el proceso de interpretación y por lo tanto en los alcances de los modelos cuantitativos obtenidos. La Figura 13 muestra un esquema simplificado de una columna estratigráfica y el registro eléctrico correspondiente, basado en un estudio MT previo en el norte de Uruguay (Oleaga, 2002), este sugiere un contraste de hasta dos órdenes de magnitud entre los derrames basálticos y el acuífero Guaraní, e incluso un contraste mayor con respecto al basamento cristalino.

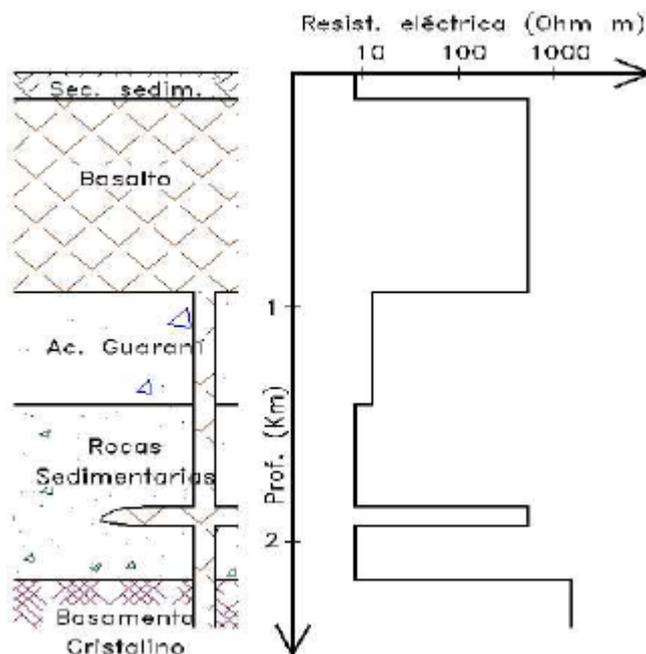


Figura 13. Corte litológico en el área de estudio con el registro eléctrico correspondiente (Oleaga, 2002).

Esto hace de éste método la herramienta adecuada para la exploración indirecta del acuífero a pesar de la falta de contraste entre éste y el paquete de sedimentos (Devónico-Pérmicos) que le subyace. La presencia de rocas basálticas en superficie no representa una restricción para este método, sino por el contrario, de acuerdo a la expresión para la *skin depth*, esto favorece una mayor profundidad de investigación. En contraste con el método de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) de corriente directa, la



exploración a profundidades de hasta 3 km no presenta un problema logístico ni tampoco la presencia de la capa resistiva superficial mencionada (Corbo F. et. al., 2005). Debido a que el método AMT/MT es un método pasivo de fuente natural que opera como función de la frecuencia, la adquisición se lleva a cabo con un solo arreglo electródico sin necesidad de incrementar la longitud de los dipolos eléctricos para alcanzar mayores profundidades. Esto ciertamente constituye un inconveniente logístico del método de SEV para penetrar a profundidades mayores a 500 m.

4.4.1 Equipo utilizado

Como se ha indicado, la técnica de prospección magnetotelúrica presenta gran aplicabilidad en la zona, alta precisión en sus resultados y gran versatilidad operativa, tanto en prospección profunda (> 2,000 m) como somera. Asimismo, el alto costo del equipo es una limitante importante para su adquisición por parte de las universidades.

El equipamiento utilizado consistió de:

- Seis sensores magnéticos (bobinas) para prospección en el rango AMT (3) y MT (3).
- Rollos de cable para transmisión de mediciones magnéticas.
- Un cable de conexión de equipo central a batería.
- Cables coaxiales (RG 59) para transmisión de mediciones de potencial eléctrico.
- Dos cajas de electrodos no polarizables (sensores eléctricos), de seis unidades cada una.
- Material técnico de apoyo en campo (Multímetro, charolas, cajones y recipientes plásticos, pico, pala, linterna de alto poder, etc.).
- Computadora portátil.
- Dos equipos centrales MTU-2000.
- Camioneta para el traslado de equipo y personal.
- Nivel y brújula.
- Jalones



4.4.2 Procedimiento de campo

Para la realización del estudio AMT/MT se utilizó un instrumento marca Phoenix modelo MTU-2000, que consiste en una unidad de adquisición, filtrado y amplificación de las señales que contiene un módulo de pre-procesado y almacenamiento de la información. El equipo se complementa con seis sensores magnéticos (tres para AMT y tres para MT) y cinco tazas porosas, cuatro de ellas conforman dos dipolos eléctricos y la restante se utiliza para la conexión a tierra del instrumento. La instalación de una estación AMT/MT en campo consiste en colocar dos dipolos eléctricos de 50 a 100 m de longitud orientados en direcciones NS y EW. Cada dipolo está conectado a tierra a través de dos electrodos o tazas porosas que contienen un electrolito que facilita el paso de la señal al instrumento. Para mejorar el contacto con el suelo, los electrodos se entierran a unos 50 cm de la superficie, humedeciendo con agua y cubriendo posteriormente para mantener estables las condiciones de medición. Ambos dipolos se conectan al instrumento de medida mediante cables coaxiales (RG-59) para evitar ruido electromagnético en la señal. Luego se coloca un quinto electrodo en el centro del arreglo que funciona como descarga a tierra para protección del instrumento. En la Figura 14 (lado izquierdo) se muestra esquemáticamente el desplante de los dipolos eléctricos. El siguiente paso es la colocación de los sensores magnéticos o bobinas receptoras. La colocación de los dipolos divide el terreno en cuatro cuadrantes en donde se procede a ubicar las tres bobinas para la medición de las componentes del campo magnético H_x , H_y y H_z . Cada una de estas es orientada y nivelada en tres de los cuadrantes; una orientada NS, la otra EW y la tercera se coloca verticalmente. Las tres son enterradas y cubiertas, para evitar ser perturbadas por el movimiento del aire. La Figura 14 (lado derecho) muestra esquemáticamente la colocación de las bobinas en el terreno. Tanto dipolos como los sensores magnéticos se conectan al equipo central con sus respectivos cables y se evita que éstos queden despegados del suelo para evitar vibraciones por efectos de movimiento con el aire que puedan generar ruido en la señal.

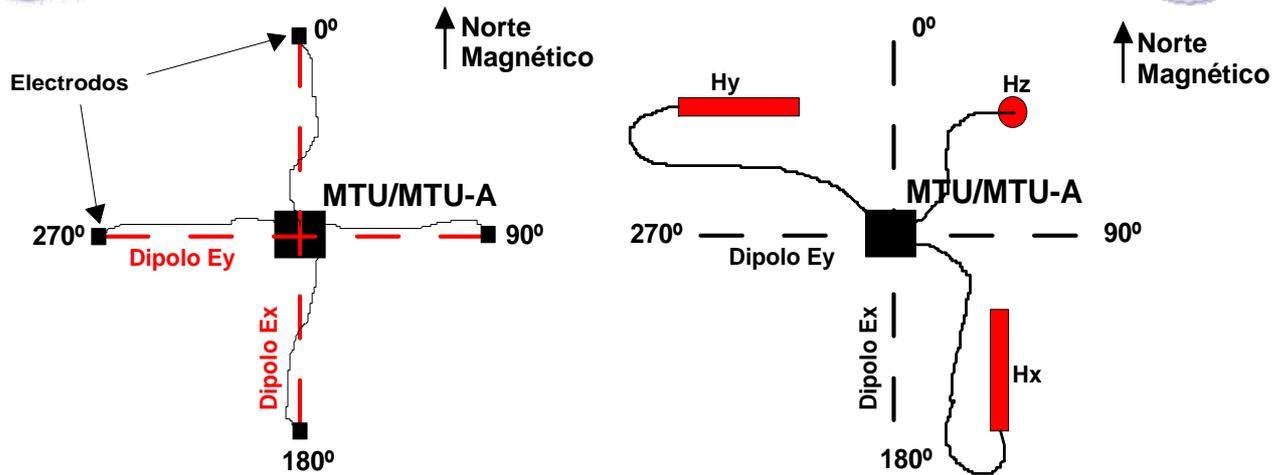


Figura 14. Esquema de ubicación de los dipolos eléctricos (lado izquierdo) y esquema de las bobinas de magnéticas (lado derecho).

La medición se lleva a cabo en dos partes, la primera corresponde a la adquisición de señales de alta frecuencia (10-10,000 Hz) para lo cual se utilizan las bobinas para AMT (o AMT-30) proceso que dura entre 2 y 4 horas en la mayor parte de los casos. Una vez concluida ésta fase, se procede a cambiar los tres sensores magnéticos para la medición de los campos en frecuencias medias-bajas utilizando para esto las bobinas MT (o MT-50). La duración de ésta parte de la medición depende de la profundidad que estemos interesados en alcanzar y de la precisión deseada, ya que bastarán unas cuantas horas más (4 - 5) para medir a frecuencias medias (profundidades de 2-3 km) y hasta 8 o más para alcanzar mayores profundidades. En el caso del presente estudio se decidió medir las frecuencias más bajas permitidas por el instrumento por lo que invariablemente ésta parte del sondeo se midió durante toda la noche.

Este arreglo permite medir las componentes horizontales del campo eléctricos (Ex y Ey) y dos componentes horizontales y una vertical del campo magnético (Hx, Hy y Hz) para el intervalo de frecuencias entre 10,000 y aproximadamente 0.001 Hz. Esta información es almacenada en el equipo del cual se descarga a una computadora portátil para su posterior procesamiento e interpretación. La Figura 15 muestra fotografías del equipo de prospección y del aspecto de las bobinas.



Figura 15. Fotografías del equipo central y de una bobina magnética.

Previo a la medición y sólo al inicio de un levantamiento se realiza una calibración tanto del equipo como del conjunto de sensores magnéticos (6 en total). Los archivos de calibración obtenidos se utilizan durante el procesamiento de cada uno de los sondeos adquiridos posteriormente, por lo cual es esencial que la calibración del sistema (equipo + sensores) se realice lo más alejado de ruido EM cultural. La campaña MT consistió en la investigación de 31 sitios, haciendo un total de 54 sondeos, 31 AMT y 23 MT cuya ubicación se muestra en la Figura 16. En todos estos sondeos las mediciones abarcaron desde tres horas, para el caso de los sondeos AMT hasta catorce horas por sitio para el caso de los sondeos de banda ancha AMT/MT. La Tabla 2 muestra los nombres y las coordenadas de los sondeos efectuados para este estudio.

Id	SONDEO	LOCALIDAD	COORDENADAS		UTM (SGM) (m)	
			LATITUD	LONGITUD	X	Y
101	URU_ 101	Col Palma	30° 34' 21"	57° 42' 26"	317062	6617115
102	URU_ 102	Termas Arapey	30° 53' 47"	57° 33' 48"	331435	6581422
103	URU_ 103	Federacion (URU)	31° 03' 31"	57° 45' 05"	313762	6563135
104	URU_ 104	Palomas	31° 06' 19"	57° 41' 10"	320084	6558064
105	URU_ 105	Itapebi	31° 15' 18"	57° 40' 18"	321739	6541485
106	URU_ 106	Fac Agronomia	31° 22' 55"	57° 42' 49"	317992	6527343
107	URU_ 107	Termas San Nicanor	31° 39' 02"	57° 44' 10"	316377	6497505

Modelo Geofísico del Acuífero Guaraní: Zona Comprendida entre Uruguay y Argentina.



108	URU_108	Est Tierra Colorada	31° 47' 16"	57° 33' 51"	332932	6482565
109	ARG_109	El Palmar	31° 49' 06"	58° 19' 26"	261037	6477762
110	ARG_110	Puerto Yerua	31° 33' 06"	58° 01' 43"	288402	6507945
111	ARG_111	Gral Campos	31° 35' 33"	58° 20' 76"	257560	6502743
112	ARG_112	Estacion Yerua	31° 29' 06"	58° 16' 34"	264725	6514838
114	ARG_114	Hipodromo Cdía	31° 21' 42"	58° 03' 48"	284671	6528952
116	ARG_116	Concordia	31° 16' 56"	58° 00' 00"	290520	6537891
118	ARG_118	Cnia La Paz	31° 00' 53"	58° 09' 39"	274570	6567245
119	ARG_119	Federacion (ARG)	30° 58' 22"	57° 55' 49"	296499	6572337
120	ARG_120	Chajari	30° 44' 40"	58° 00' 35"	288410	6597520
121	ARG_121	Cnia Alemana	30° 54' 08"	58° 02' 42"	285380	6579951
122	URU_122	Los Tordillos	31° 32' 05"	57° 24' 11"	347781	6510870
5	URU_005	Belen	30° 49' 51"	57° 41' 25"	319200	6588600
7	URU_007	B. Brum	30° 43' 25"	57° 24' 43"	344150	6601750
11	URU_011	Arapey	30° 55' 01"	57° 32' 06"	334200	6579400
20	URU_020	Guaviyu	31° 50' 30"	57° 53' 27"	302250	6476050
21	URU_021	Citrus	31° 50' 49"	57° 25' 05"	347000	6476175
24	URU_024		31° 18' 32"	57° 14' 28"	363000	6536200
25	URU_025	Molino de viento	31° 27' 43"	57° 20' 25"	353650	6519075
26	URU_026		31° 11' 47"	57° 45' 53"	313100	6548300
27	URU_027	Chapicuy	31° 40' 39"	57° 53' 19"	302200	6494650
12	URU_012		30° 51' 59"	57° 11' 05"	366700	6585550
14	URU_014	Diego Lamas	30° 43' 52"	57° 04' 06"	378700	6600300
23	URU_023	Lavalleja	31° 06' 47"	57° 01' 10"	383700	6558300

Tabla 1. Ubicación de los sondeos realizados en el área de estudio.

En la Figura 16 también se muestra la ubicación de los pozos profundos (de 1,000 a 2,300 m) en la mayor parte de los cuales se realizaron sondeos paramétricos que sirvieron para calibrar los valores de resistividad obtenidos con la columna estratigráfica en cada sitio. Los sondeos paramétricos se realizaron a más de 300 m de las perforaciones para evitar alteraciones de la señal por la tubería metálica.

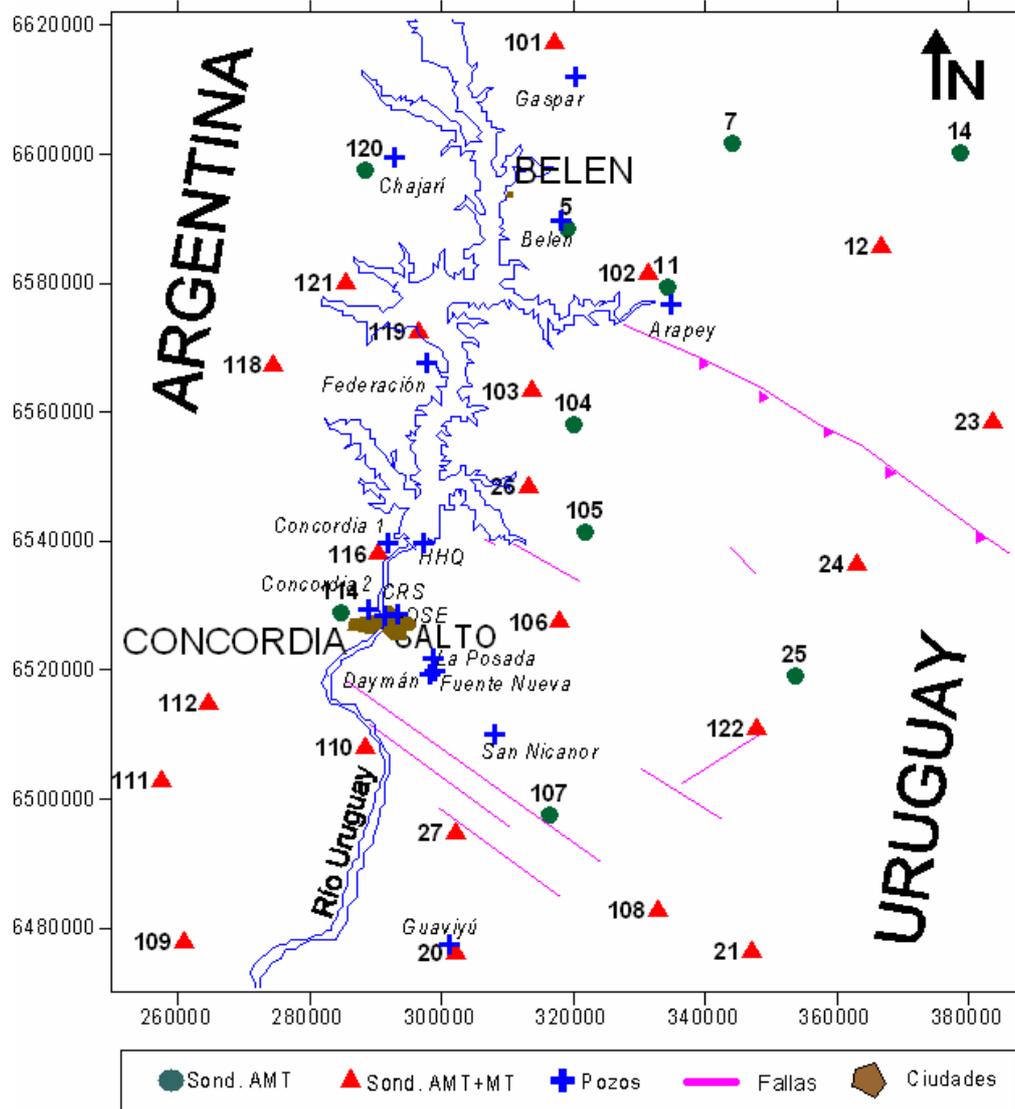


Figura 16. Ubicación de los pozos profundos y de los sondeos AMT y MT en la zona de estudio.

Como se mencionó anteriormente en esta campaña se investigaron 19 sitios, de los cuales corresponden 14 sondeos de espectro amplio (AMT+MT) y 5 AMT. A estos sondeos se les agregó 12, 7 de espectro amplio y 5 AMT (Oleaga, 2002), que junto a las perforaciones existentes permite contar con 45 sitios con información del subsuelo en el área de estudio.



4.5 Procesamientos de datos

Una vez transferidos los datos del instrumento a la computadora, el primer paso es la transformación de las series de tiempo a su forma espectral de donde se estiman los productos cruzados entre las componentes Hx y Ey y entre las componentes Hy y Ex utilizando software del fabricante. A partir de éstos pares se calculan las impedancias en los ejes principales (Z_{xy} y Z_{yx}) de donde se obtienen dos curvas de resistividad y dos de fase correspondientes a la dirección de la estructura principal y en la dirección perpendicular a ésta. Como se comentó anteriormente si el medio es 1D entonces las curvas de resistividad coinciden y las de fase son idénticas excepto por una diferencia de 180°. La Figura 17 muestra como ejemplo uno de los sondeos AMT/MT medidos, en donde se observan las curvas de resistividad y fase. En este caso en particular, se observa que para el rango de frecuencias (10,000-0.1 Hz) el medio se puede considerar como unidimensional, dado que las curvas de resistividad son idénticas, mientras que para frecuencias bajas (menores a 0.1 Hz) el medio se comporta como bidimensional. Según la ecuación para la profundidad pelicular δ dada previamente, el medio se puede considerar isotrópico (en el plano horizontal) y estratificado hasta profundidades de al menos 4 kilómetros en la zona próxima al sondeo.

Normalmente la calidad de la señal registrada presenta variación durante el tiempo de medida por lo que es necesario realizar una edición de los productos cruzados para eliminar valores que fueron adquiridos durante periodos con ruido (p.e. paso de vehículos por el sitio) o con baja amplitud de la señal. Esto se hace para cada sondeo y cada una de las 68 frecuencias. Después del proceso de edición se unen los espectros de los sondeos AMT y MT para obtener un sondeo de espectro amplio. A éste sondeo compuesto se le edita nuevamente, donde se eliminan los valores de resistividad y/o fases de las frecuencias anómalas con sus vecinas, como también las que presentan gran desviación estándar.

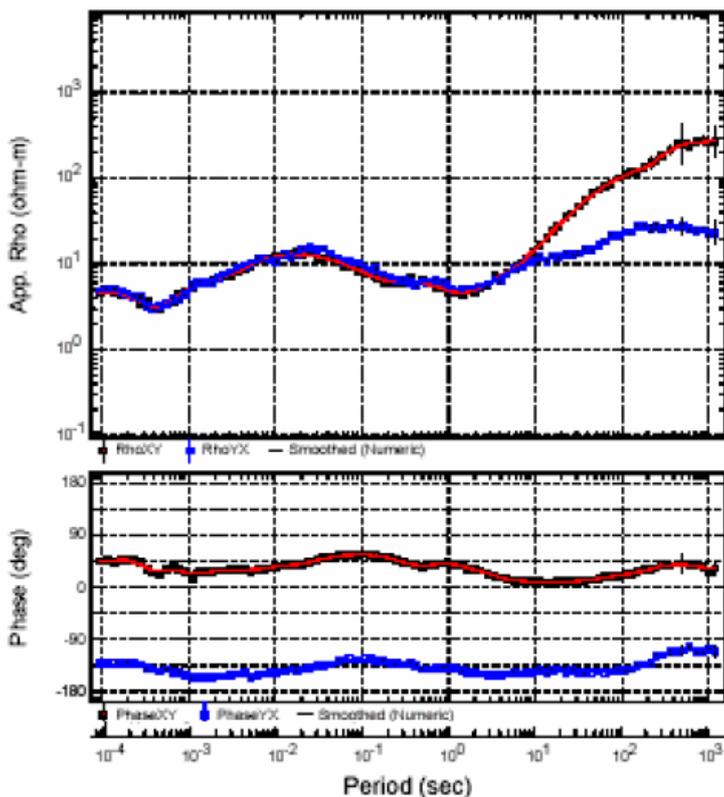


Figura 17. Ejemplo de Sondeo realizado, línea roja componente xy y línea azul yx.

Del resultado de éste procedimiento se obtienen dos curvas de resistividad y dos de fase en función de la frecuencia, corregidas y listas para el proceso de interpretación. Cada una de éstas curvas se puede utilizar independientemente para la estimación de la estructura del subsuelo, pero de la interpretación conjunta de resistividad y fase se obtiene un ajuste mucho más robusto y por lo tanto más preciso. El total de curvas de resistividad y fase de los sondeos realizados se encuentra en el Anexo 2. Previo a la interpretación de los sondeos es necesario corregirlos por efecto del corrimiento estático. Es importante recordar que el fenómeno de corrimiento estático únicamente produce un error en el valor de resistividad eléctrica asignado a cada unidad en el subsuelo pero no así en los espesores calculados de los estratos. El siguiente paso es obtener los modelos 1D para cada uno de los sondeos medidos, así como para aquellos previamente medidos que se encuentran dentro de la zona de interés. Para el caso más general, normalmente se interpretan independientemente los dos modos de polarización, que como se mencionó anteriormente representan los valores de conductividad paralelo y perpendicular a la dirección principal de conducción en la zona.



4.5.1 Criterios de dimensionalidad

4.5.1.1 *Swift y Bahr*

Se aplicaron los criterios de dimensionalidad de Swift (Swift, 1967) y Bahr (Bahr, 1990) a todos los sondeos y para todas las frecuencias. Los resultados de ambos métodos son muy parecidos y se presentan en el Anexo 1. Estos indican que el medio se puede considerar unidimensional a no ser en algunos casos donde hay discontinuidades locales hasta frecuencias de 0.5 Hz aproximadamente en la mayoría de los casos. También se rotaron los sondeos a sus ejes principales mediante el programa geotools, este programa utiliza los parámetros de Groom y Bailey (1989, 1991) para determinar el ángulo de rotación. A continuación se presenta un gráfico (Figura 18) comparando los métodos de Swift y Bahr, también se incluye en dicho gráfico los ángulos de giro proporcionados por el programa geotools. En el eje de las abscisas se muestran los sondeos y en el de las ordenadas los promedios de los ángulos de rotación.

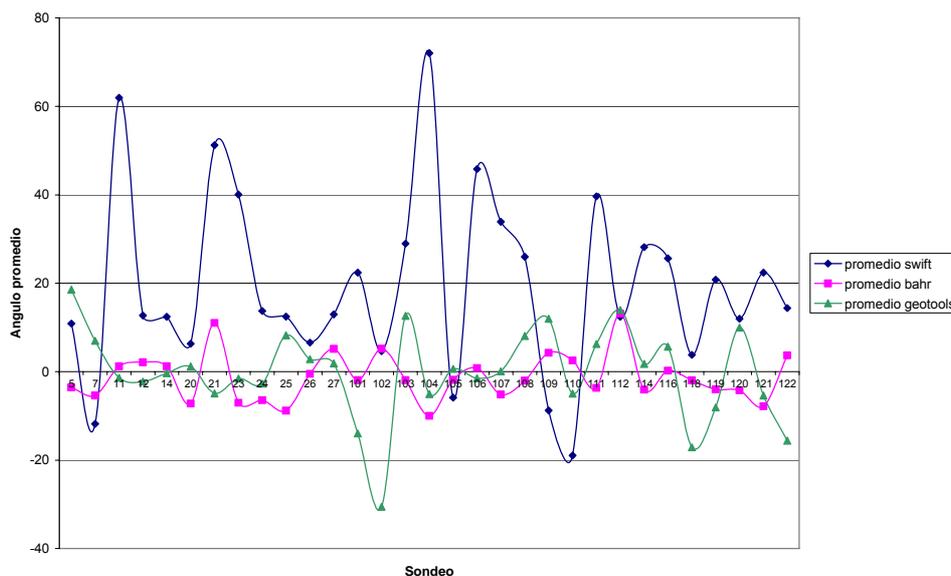


Figura 18. Comparación de los métodos Swift y Bahr y los ángulos de giro proporcionado por Geotools.

El gráfico muestra que no hay un ángulo promedio característico de giro para todas las frecuencias en la zona de estudio. Igualmente como los métodos aplicados dieron un cambio de dimensionalidad a partir de 0.5 Hz aproximadamente, se realizó el mismo gráfico para frecuencias mayores y menores a dicho valor (Figuras 19 y 20).

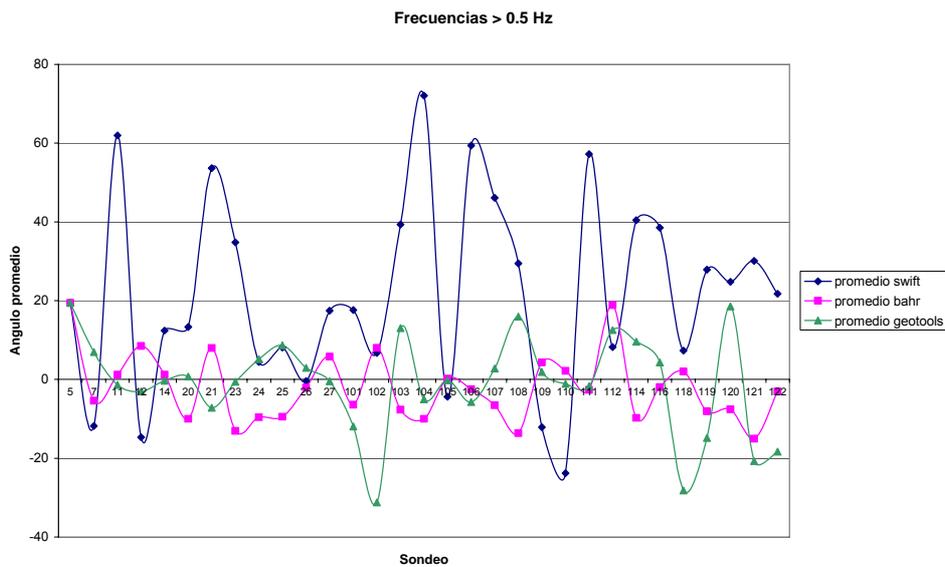


Figura 19. Comparación de los métodos Swift y Bahr y los ángulos de giro proporcionados por Geotools, para frecuencias mayores a 0.5 Hz.

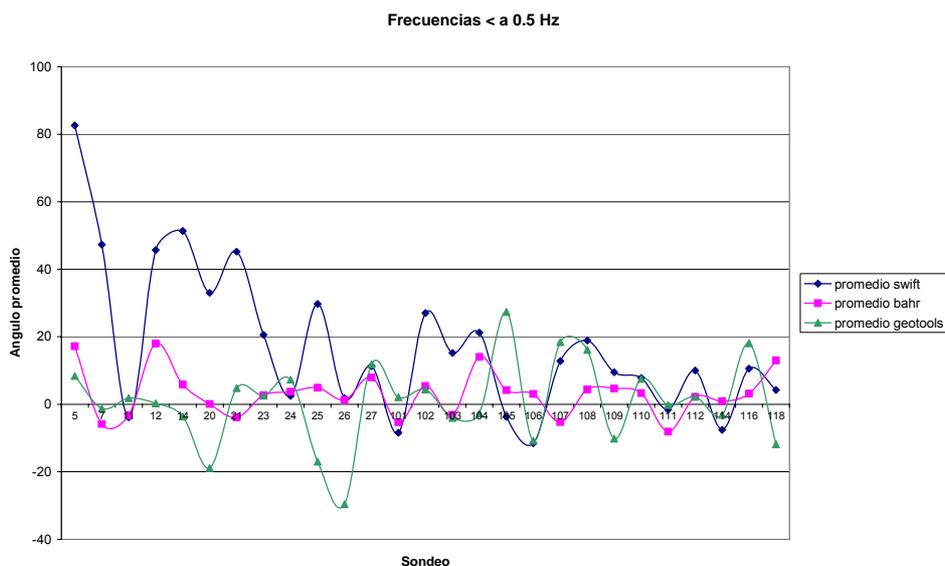


Figura 20. Comparación de los métodos Swift y Bahr y los ángulos de giro proporcionados por Geotools, para frecuencias menores a 0.5 Hz

Igual que en el caso anterior ambos gráficos denotan que no hay un ángulo característico de giro, sino que los promedios manifiestan mucha dispersión. En vista a que no hay un ángulo característico de giro y que el promedio de los mismos es aproximadamente 0°, las interpretaciones 2D que se muestran mas adelante en este trabajo se realizaron sin girar los sondeos, con dirección al Norte magnético que implica un azimut de 9° respecto al Norte geográfico. Igualmente el SAG se ubica en frecuencias mayores a 0.5 Hz, donde el comportamiento del medio es 1D.

Modelo Geofísico del Acuífero Guaraní: Zona Compreendida entre Uruguay y Argentina.



4.5.1.2 Vectores de inducción

Un método para estudiar las variaciones laterales de la conductividad es el que utiliza los vectores de inducción (vectores de Parkinson). Los vectores de Parkinson, se definen como la proyección en el plano horizontal de la recta normal del plano de Parkinson o plano preferencial, definido por Parkinson en 1959 donde indica que en dicho plano es donde las variaciones del campo magnético son preferenciales (Jones A., 1988). Estos vectores muestran la posición, extensión y polaridad de los cambios laterales de conductividad. La parte real apunta en la dirección normal al conductor y la magnitud del vector está en relación directa con la cercanía del mismo o bien con el contraste en conductividad, siendo mayor cuando el contraste de conductividad lo es. Como se dijo anteriormente la parte real apunta en la dirección normal al conductor, ahora bien según Jones (1988) dicha parte real puede tomar la dirección opuesta al conductor, por dicha razón, los vectores presentados en las siguientes figuras (21 a 25) tienen sentidos opuestos.

La ecuación vectorial que relaciona las variaciones del campo eléctrico y magnético inducido es la siguiente (Vozoff, 1989).

$$\nabla \times E = -\mu \frac{\partial H}{\partial t}$$

De esta ecuación se observa que E y H son perpendiculares y además que existe una componente vertical de H cuando el $\nabla \times E$ también tenga una componente vertical. La relación entre H_z y las componentes del campo magnético horizontal a cualquier frecuencia se puede escribir como:

$$H_z = A.H_x + B.H_y$$

A y B son números complejos

La magnitud (I) y dirección (β) de los vectores de inducción se expresa de la siguiente forma (Waff et al., 1988).

$$I = (A^2 + B^2)^{1/2}$$
$$\beta = \tan^{-1}\left(\frac{B}{A}\right)$$

Ya que A y B son números complejos, se deben tomar por separado la parte real e imaginaria para hacer los cálculos correspondientes.



A continuación se presentan los vectores de inducción para 100 Hz, 10 Hz, 1 Hz, 0.1 Hz y 0.01 Hz respectivamente (Figuras 21 a 25). Como se puede notar en las siguientes figuras no hay una dirección característica de los vectores de inducción. Igualmente para frecuencias altas, en este caso 100 Hz (Figura 21) donde la profundidad de investigación son los basaltos y frecuencias bajas 0.1 y 0.01 Hz (Figuras 24 y 25) donde se investiga el basamento, los vectores poseen magnitud y se manifiestan algunos perpendiculares a las fallas dibujadas y otros en dirección normal al Río Uruguay. En cambio para frecuencias intermedias 10 y 1 Hz (Figuras 22 y 23), donde la profundidad de investigación son las rocas sedimentarias devónicas-jurásicas, prácticamente los vectores tienen magnitud nula a no ser en algún caso particular, estos no distinguen la dirección de un medio conductor característico. El cambio de magnitud en los vectores de inducción no se tiene precisión a que frecuencia ocurre, ya que se tomaron las 5 frecuencias anteriormente citadas.

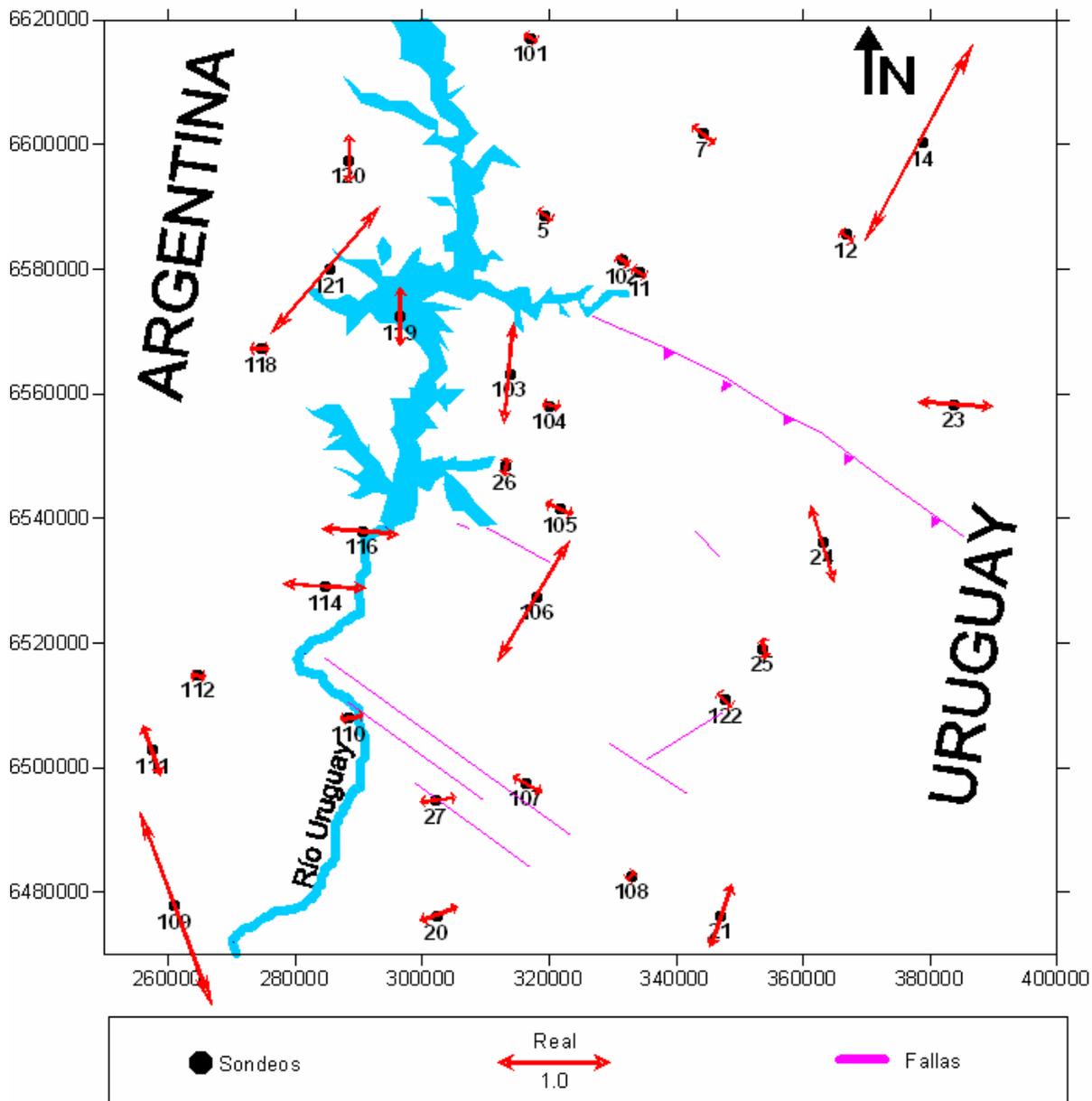


Figura 21. Vectores de inducción para 100 Hz.

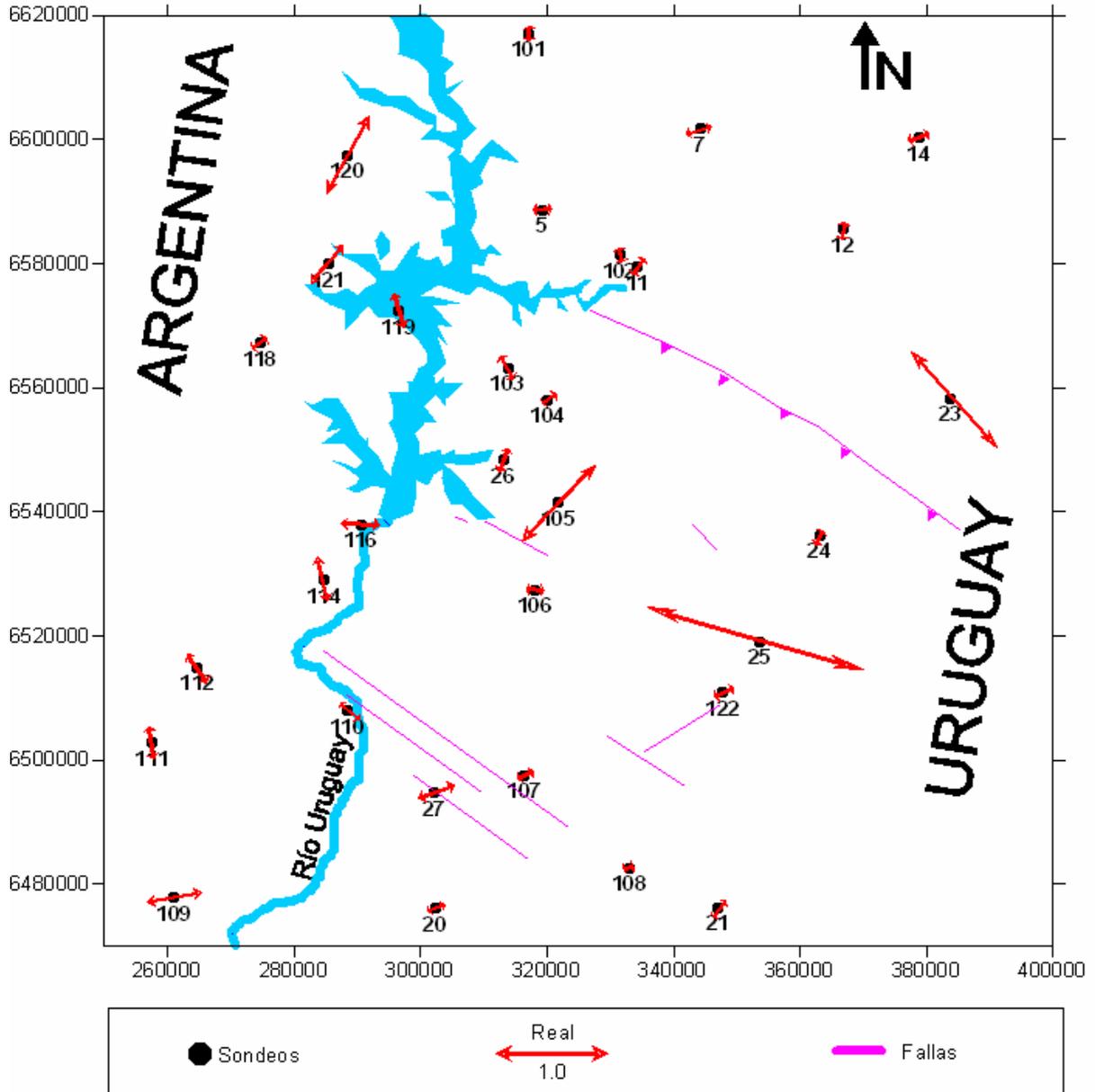


Figura 22. Vectores de inducción para 10 Hz

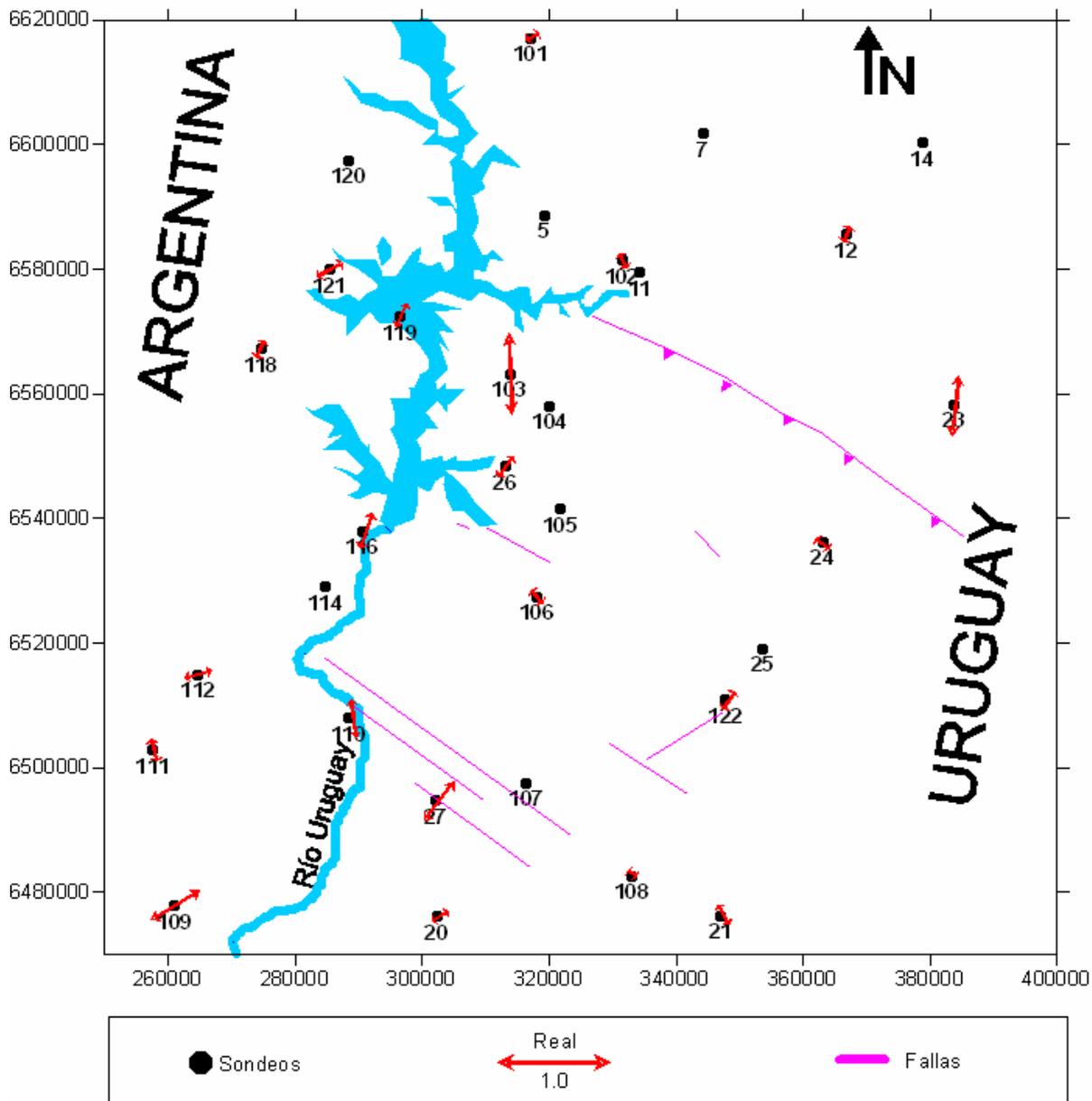


Figura 23. Vectores de inducción para 1 Hz

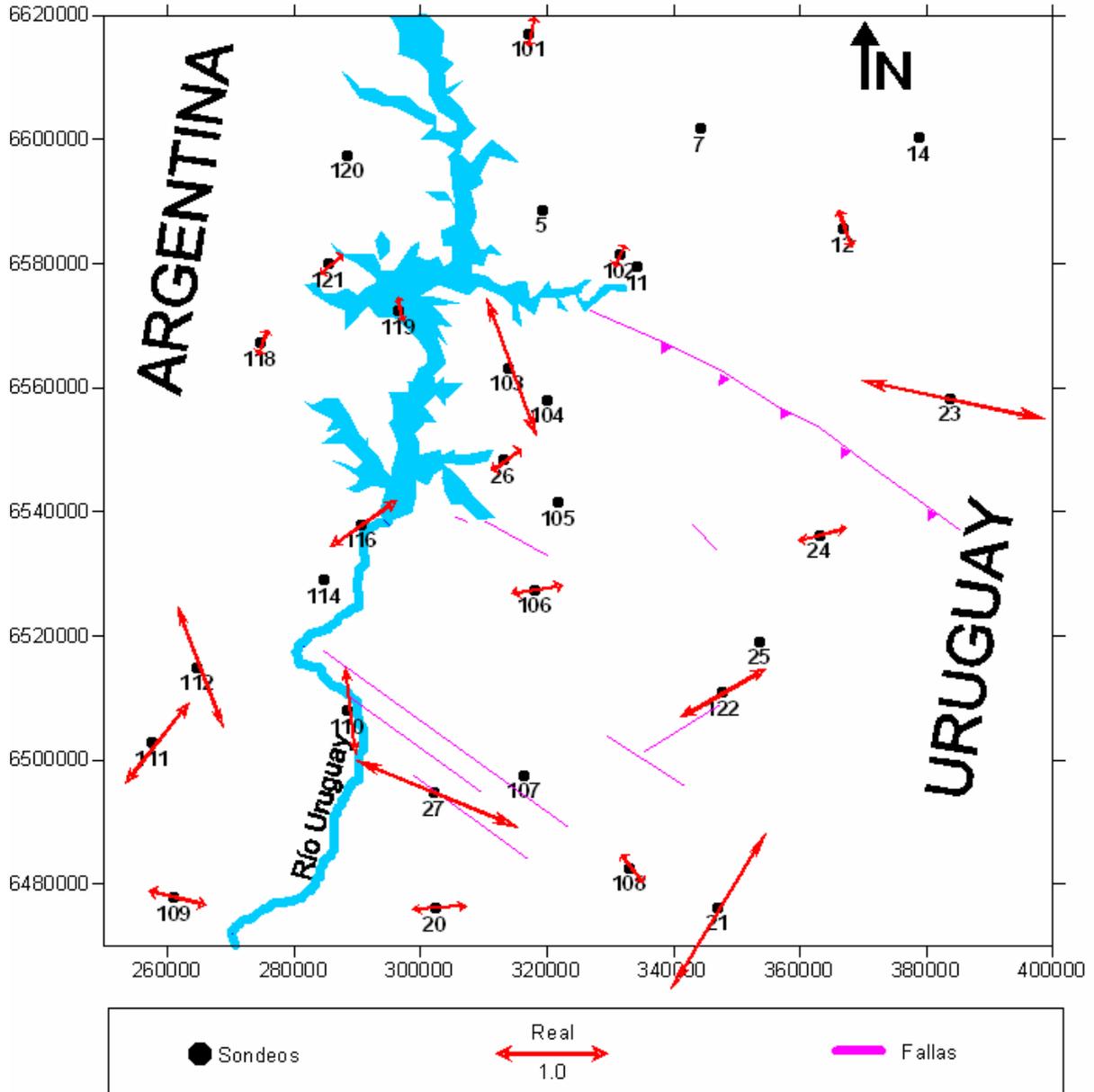


Figura 24. Vectores de inducción para 0.1 Hz

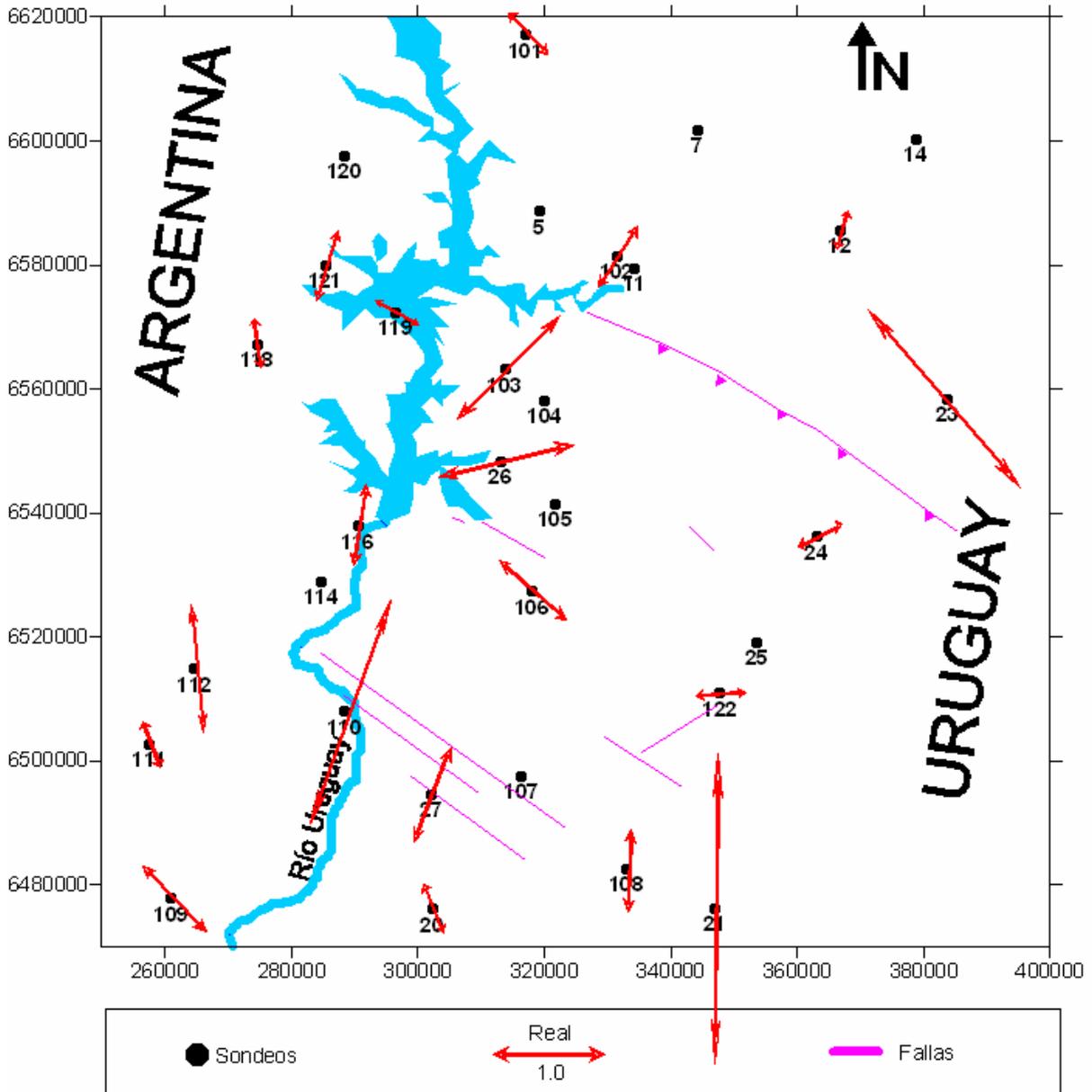


Figura 25. Vectores de inducción para 0.01 Hz

4.5.1.3 Diagramas Polares

Otro método para ver la dimensionalidad del medio es con los diagramas polares. Estos diagramas muestran el módulo de la componente de la impedancia en función del ángulo de rotación (Reddy et al., 1977) que se estima a partir de:

$$Z_{xy}(\theta) = Z_{xy} \cos^2(\theta) + (Z_{yy} - Z_{xx}) \text{sen}(\theta) \cos(\theta) - Z_{yx} \text{sen}^2(\theta)$$

$$Z_{xx}(\theta) = Z_{xx} \cos^2(\theta) + (Z_{xy} - Z_{yx}) \text{sen}(\theta) \cos(\theta) - Z_{yy} \text{sen}^2(\theta)$$



El análisis de los diagramas polares indica el nivel de distorsión de los datos a diferentes frecuencias. Para estructuras con un comportamiento 1D, los diagramas polares son círculos ya que las componentes Z_{xx} y Z_{yy} (color rojo) degeneran a un punto, son cero y las componentes Z_{yx} y Z_{xy} (color negro) son iguales. Para un comportamiento 2D o 3D las componentes Z_{xx} y Z_{yy} generan tréboles y las componentes Z_{yx} y Z_{xy} en vez de círculos se obtienen elipses. Las elipses se alargan en función a la anisotropía del medio. Mientras mayor sea esta, mas alargada será la elipse y la dirección de sus ejes dará idea de la ubicación de zonas de anisotropía. Estos diagramas se presentan en las Figuras 26 a 30, para frecuencias de 100 Hz, 10 Hz, 1 Hz, 0.1 Hz y 0.01 Hz respectivamente. La observación de los gráficos muestra que para las Figuras 26 a 28 son círculos, por lo que se trataría de un medio 1D. En cambio para frecuencias menores (Figuras 29 y 30) el comportamiento no es el mismo, se empiezan a descifrar tréboles en las componentes en las componentes Z_{xx} y Z_{yy} (comportamiento 2D) y alargamiento en las elipses, con una dirección aproximadamente paralela al Río Uruguay para algunos casos (ubicados en la zona N y W de la región de estudio) y perpendicular a este en otros casos, manifestándose una zona conductiva en el basamento en dicha zona.

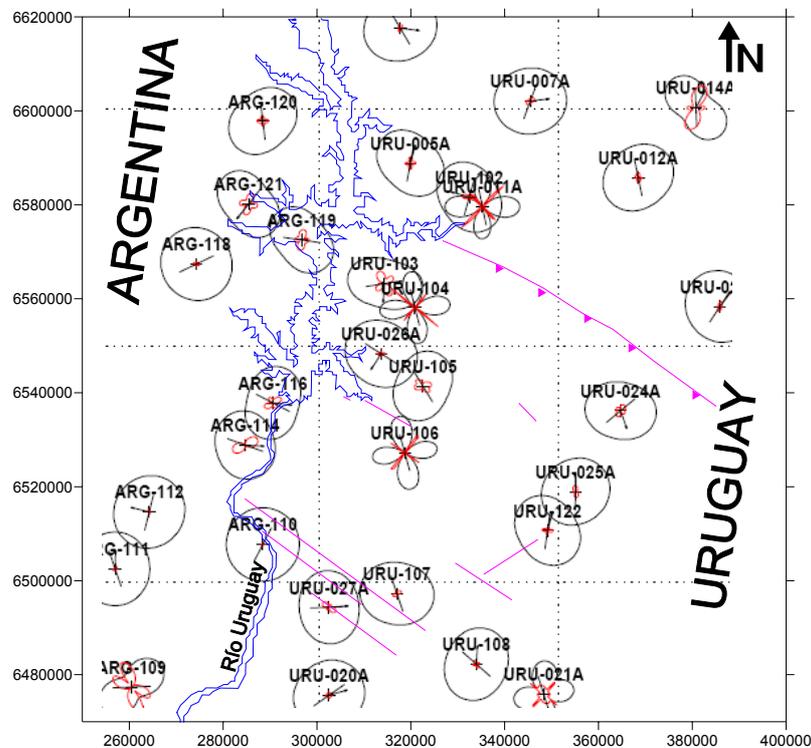


Figura 26. Diagramas polares para 100 Hz.

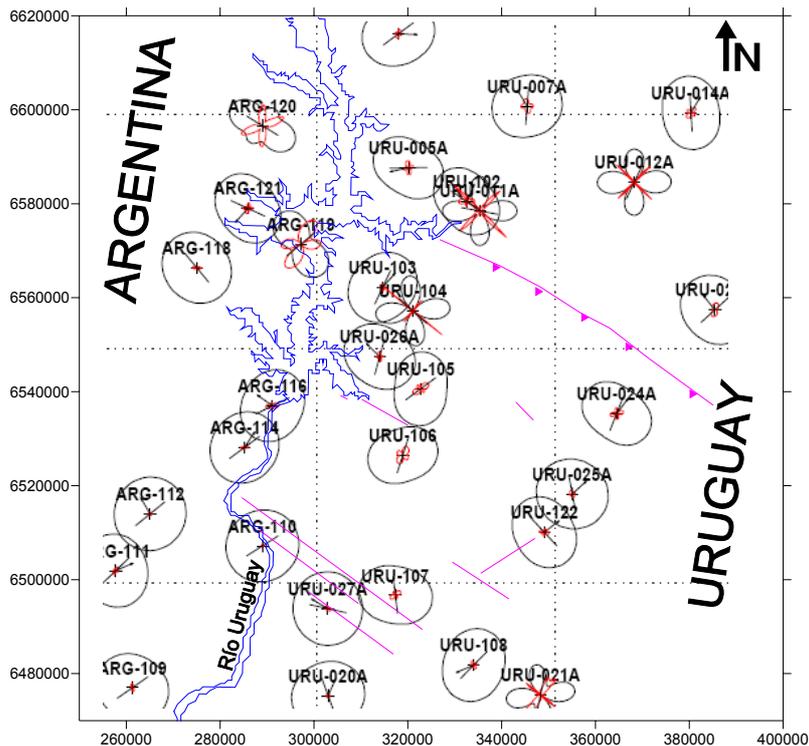


Figura 27. Diagramas polares para 10 Hz.

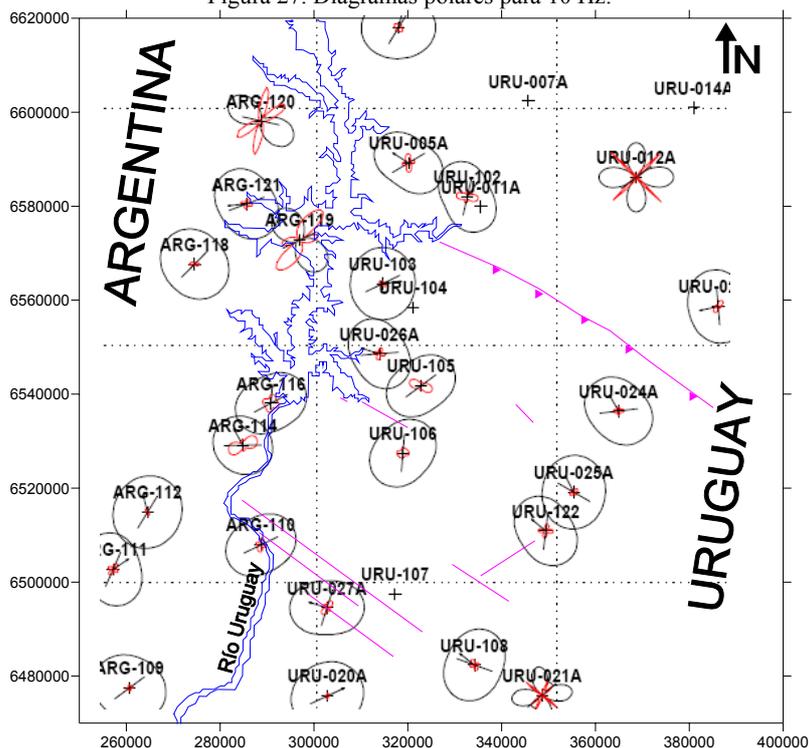


Figura 28. Diagramas polares para 1 Hz.

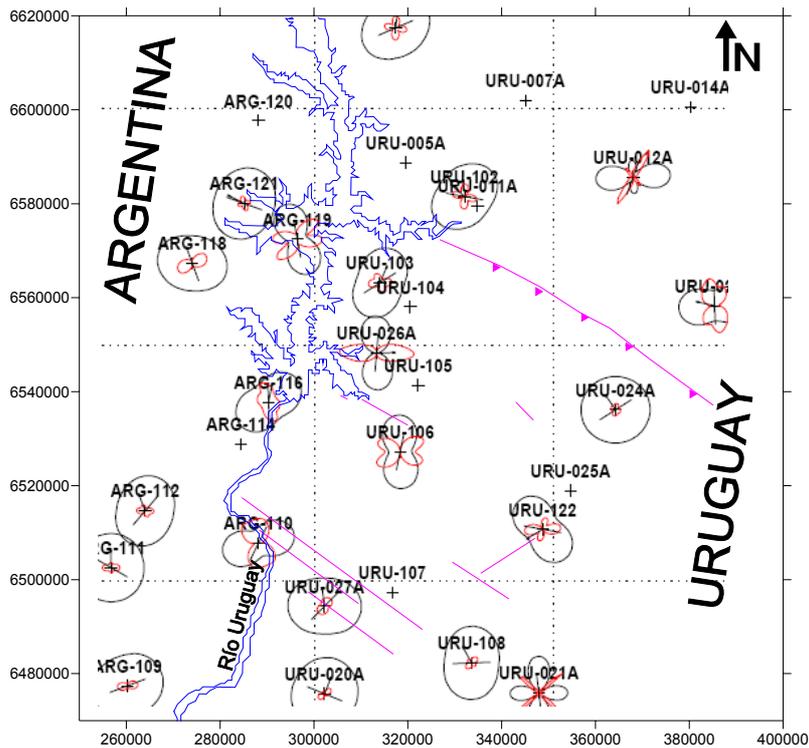


Figura 29. Diagramas polares para 0.1 Hz.

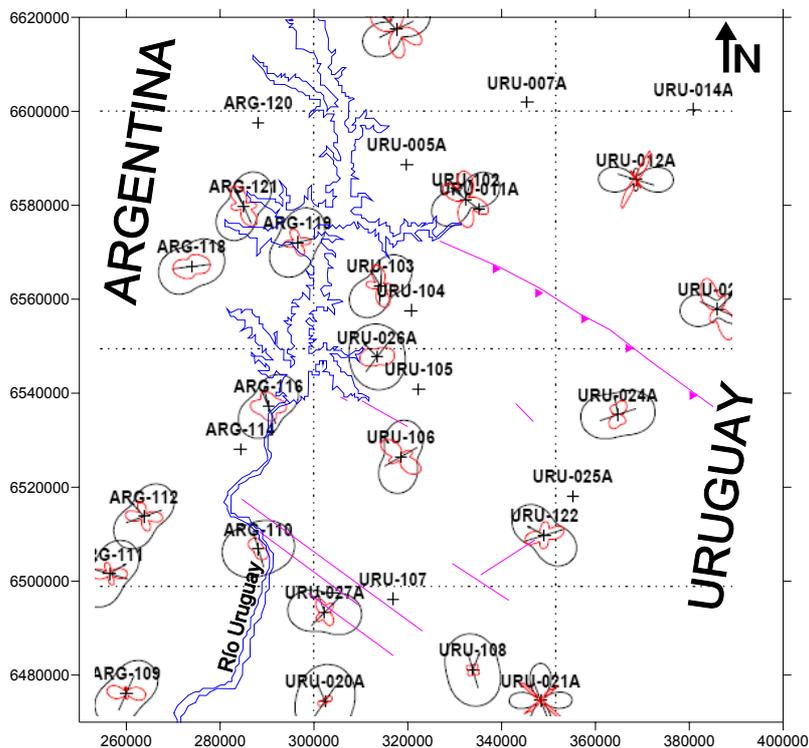


Figura 30. Diagramas polares para 0.01 Hz.



4.5.1.4 Observación de las curvas de resistividad

En forma gráfica se puede determinar cualitativamente como es el medio, observando el comportamiento de las curvas xy e yx de resistividad en función de la frecuencia (Figura 17 y 31). Si estas van prácticamente solapadas el medio es 1D, en cambio cuando se comienzan a separar significa que existe alguna anomalía o discontinuidad en una de las direcciones, por lo que el medio se empezaría a comportar como 2D o 3D. Este es un método cualitativo, sobre todo para discriminar 1D, pero no es muy práctico cuando se trata de medios más complejos pues no se puede discriminar entre 2D o 3D.

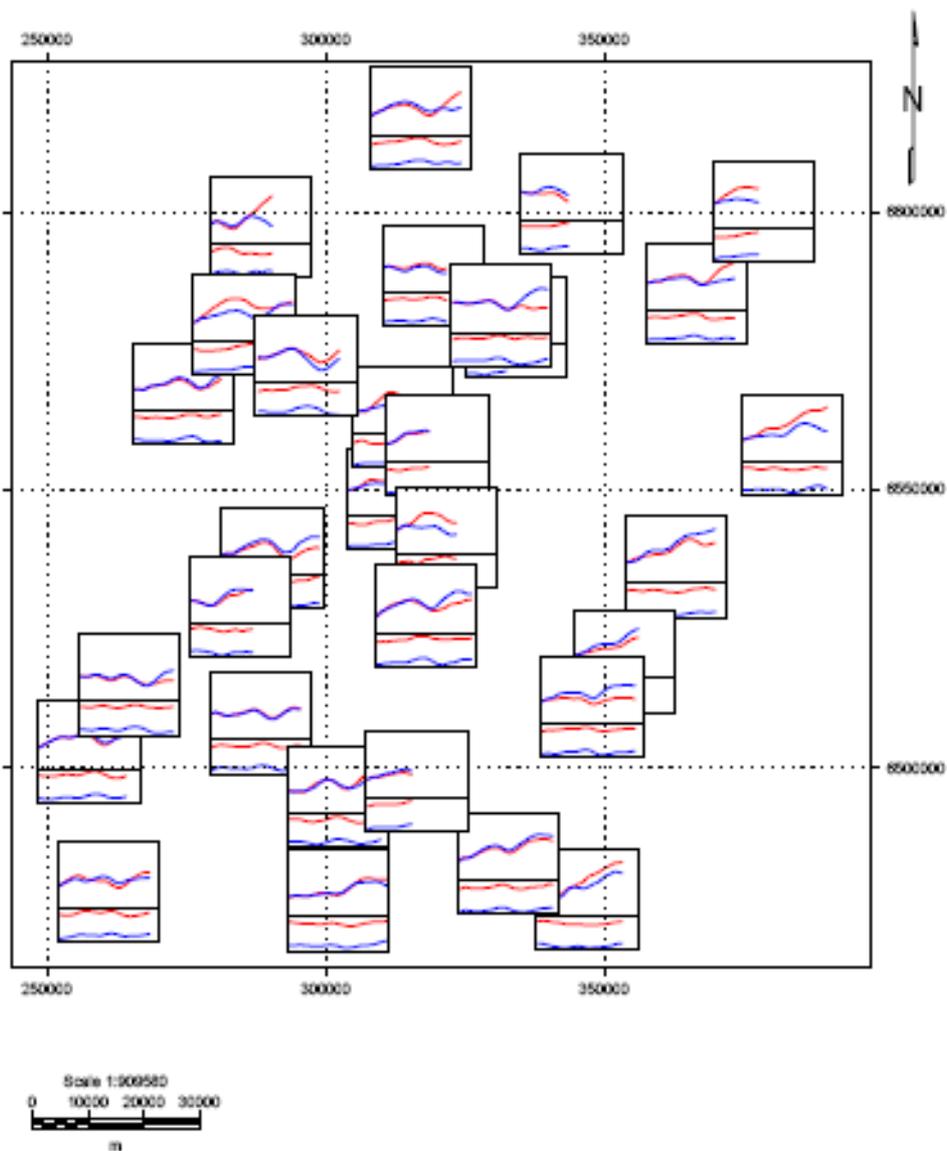


Figura 31. Curvas xy e yx de todos los sondeos.



Después de aplicar todos los métodos descritos en la sección Criterios de dimensionalidad (4.5.1), los sondeos se manifestaron 1D hasta frecuencias de entre 1 a 0.5 Hz, a frecuencias mas bajas prácticamente todos los sondeos se comportan como 2D.

4.5.2 Pseudo-mapas de resistividad y Pseudo-secciones TE y TM

La presentación preliminar de los datos una vez que se han editado y corregido por corrimiento estático o *static shift*, es a través de secciones o mapas de pseudo resistividad. Se conocen como pseudo mapas debido a que la resistividad se grafica en función de la frecuencia en vez de la profundidad. Las Figuras 32 a 35 muestran los pseudo mapas de resistividad aparente calculados a 10 Hz, 1 Hz, 0.1 Hz y 0.01 Hz respectivamente.

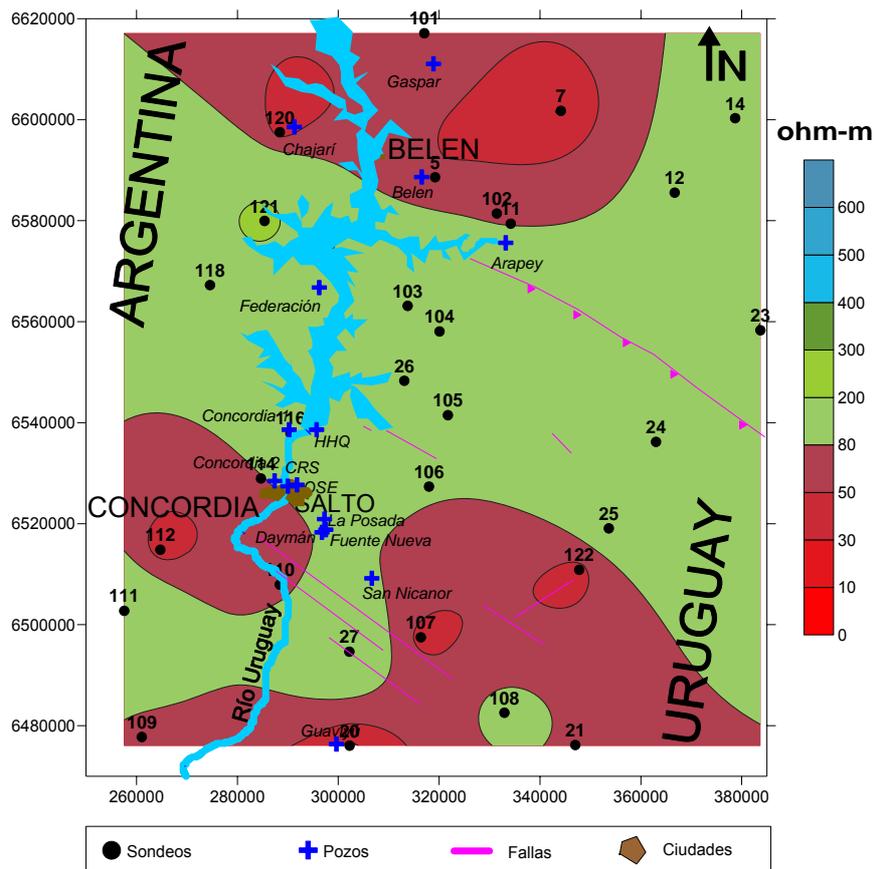


Figura 32. Pseudo mapas de resistividad a 10 Hz.

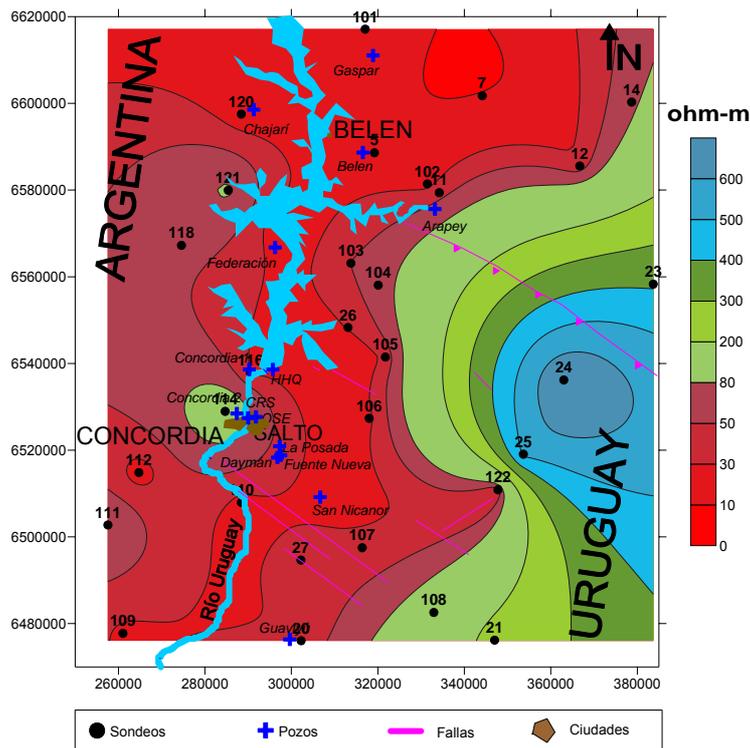


Figura 33. Pseudo mapas de resistividad a 1 Hz.

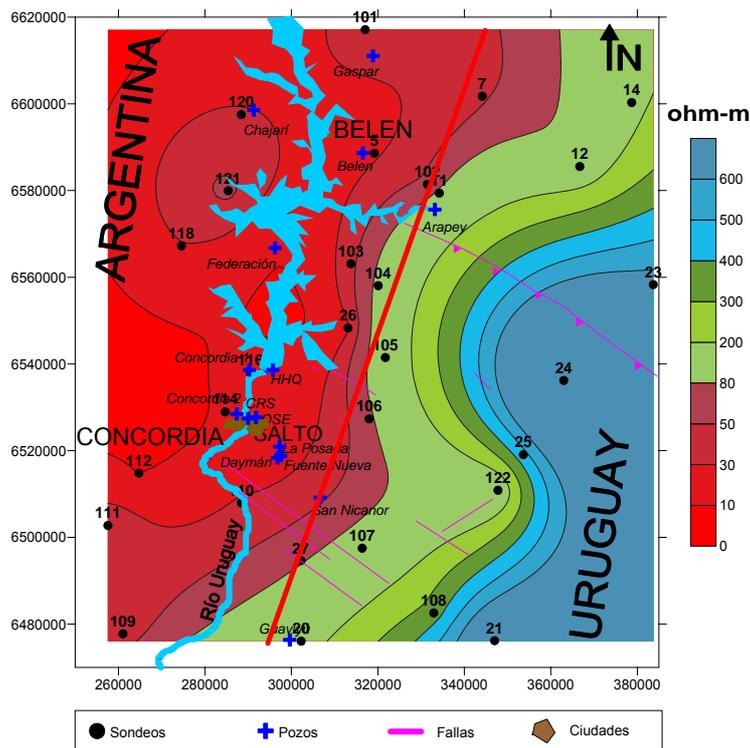


Figura 34. Pseudo mapas de resistividad a 0.1 Hz.

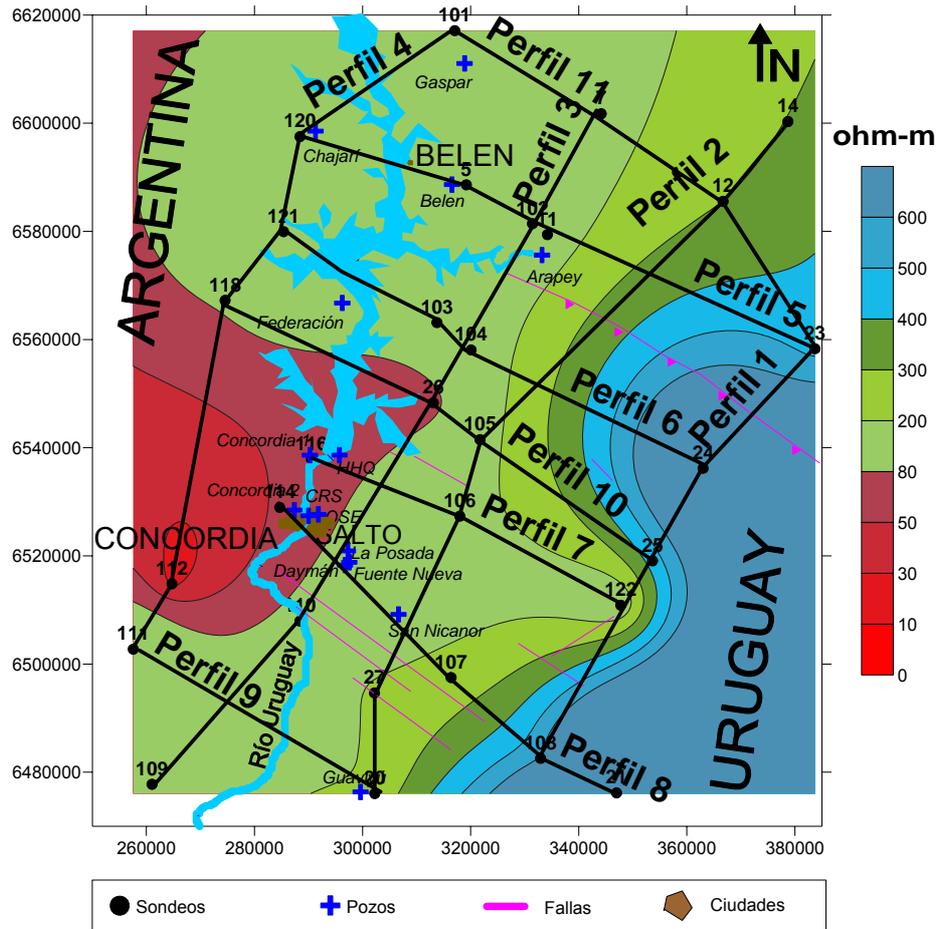


Figura 35. Pseudo mapas de resistividad a 0.01 Hz

Como se puede observar en la figura anterior a frecuencias de 10 Hz, la resistividad es bastante homogénea en toda el área, la cual está asociada al derrame de basaltos que se encuentran en la zona. A frecuencias más bajas (1 y 0.1 Hz), es decir, a mayor profundidad de exploración, la zona de resistividades altas se limita al Este de la región (territorio Uruguayo); esta zona de alta resistividad se asocia al basamento el cual hacia el Oeste del área de estudio se ubica a mayor profundidad, habiendo una discontinuidad importante cuya tendencia es paralela al Río Uruguay la cual se marco con una línea roja (Frecuencias 0.1 Hz), dicha discontinuidad se observa con mas detalle en las secciones realizadas que se puntualizan en la siguiente sección. Por último, a frecuencias de 0.01 Hz, el basamento cubre casi toda el área de estudio, salvo la zona ubicada al oeste de Salto-Concordia, donde parece detectarse un sector conductivo profundo.



A continuación se presentan pseudo-secciones de los dos modos de polarización TE (transverso eléctrico y transverso magnético) para todos los perfiles (Figura 35). En estas pseudo-secciones se ubica en el eje de las ordenadas los períodos (segundos) y en el de las abscisas la longitud de perfil (metros). En todas estas secciones se observa además de cómo varía la resistividad en función de la frecuencia como el medio se comporta 1D hasta frecuencias de 0.5 Hz aproximadamente. Por debajo de estas frecuencias el comportamiento TE y TM es diferente.

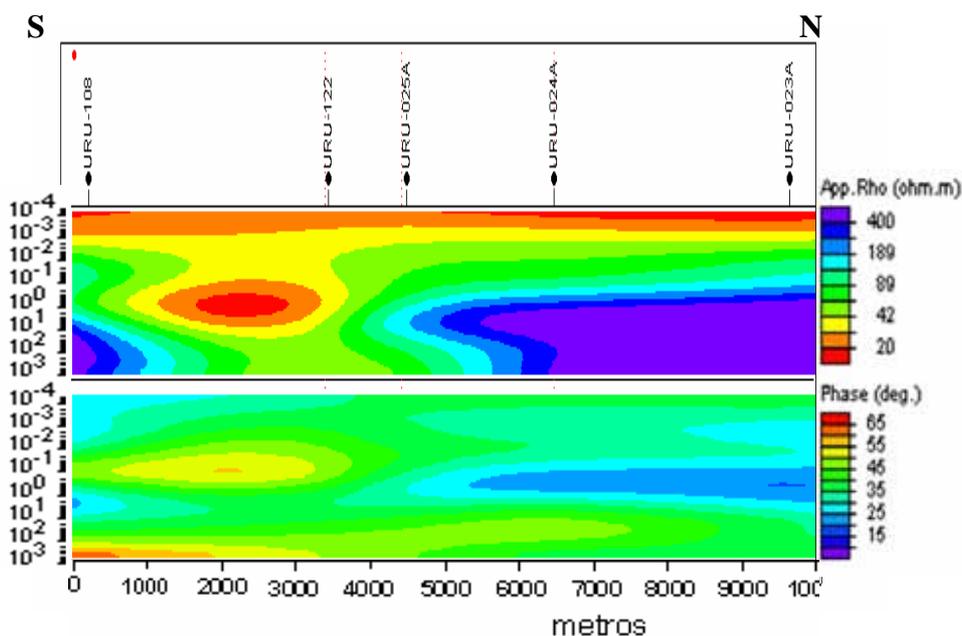


Figura 36. Perfil 1, modo TE

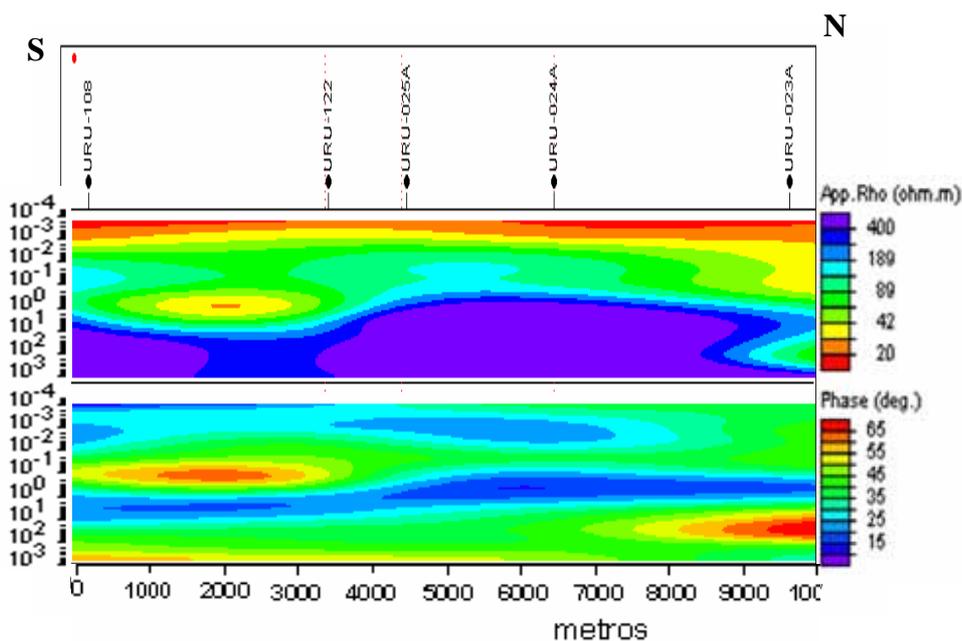


Figura 37. Perfil 1, modo TM

Modelo Geofísico del Acuífero Guaraní: Zona Comprendida entre Uruguay y Argentina.

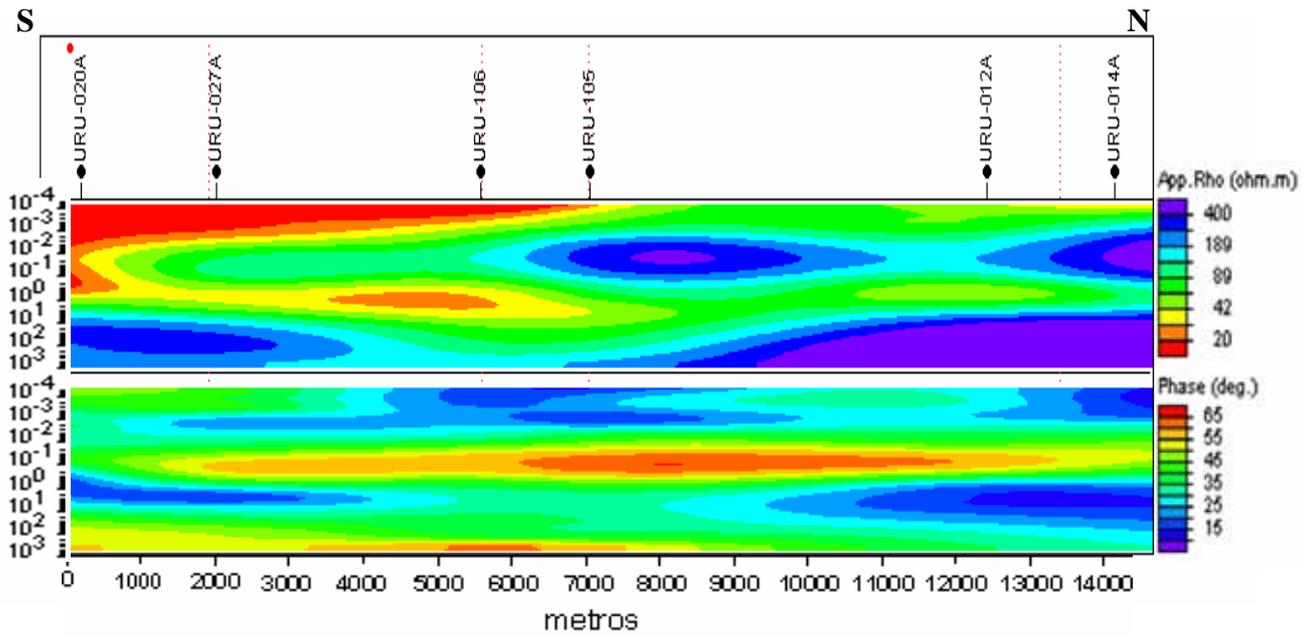


Figura 38. Perfil 2, modo TE

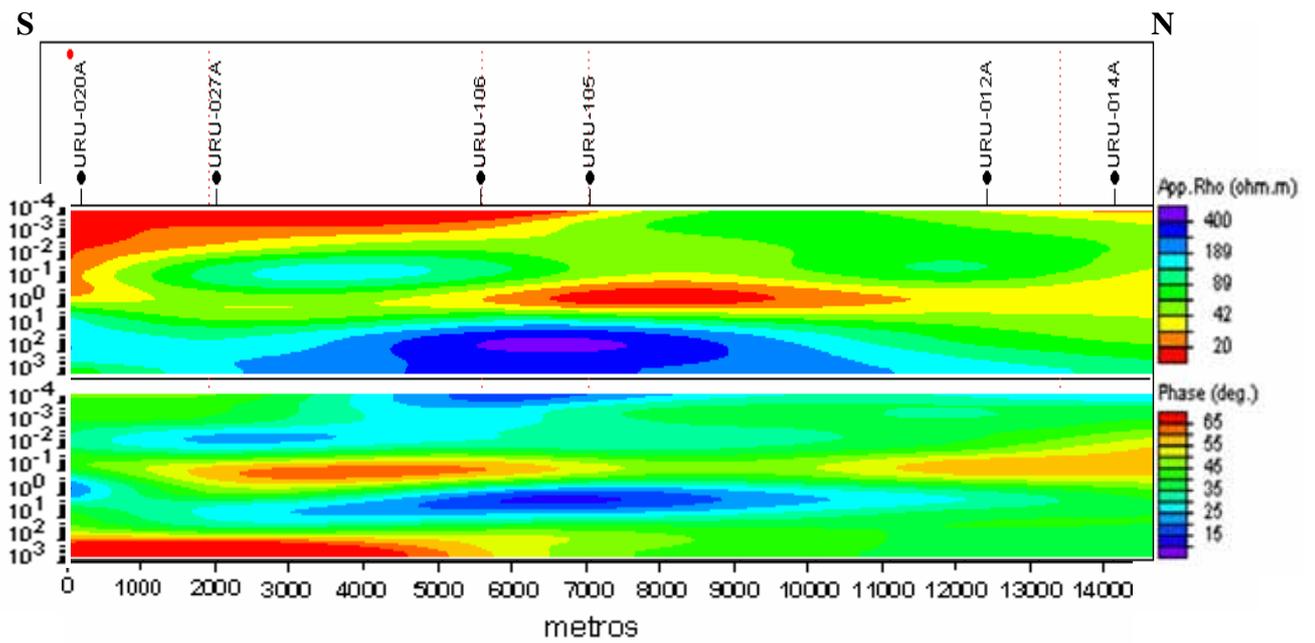


Figura 39. Perfil 2, modo TM

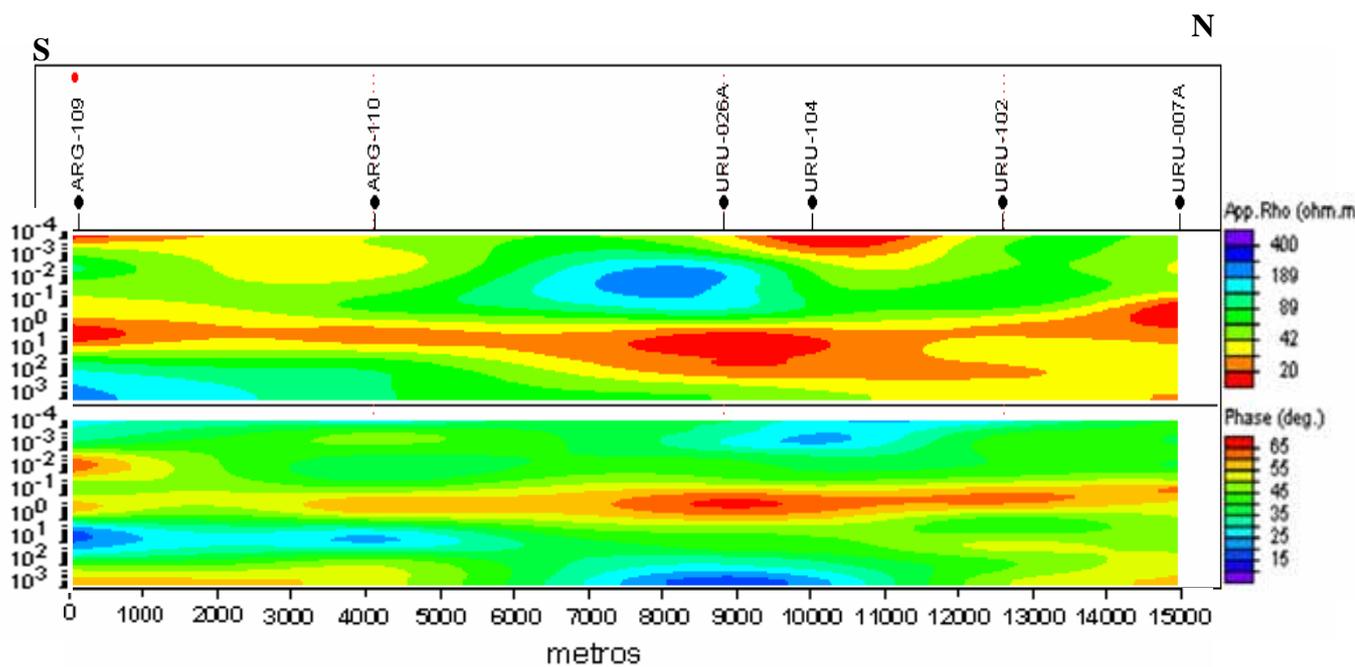


Figura 40. Perfil 3, modo TE

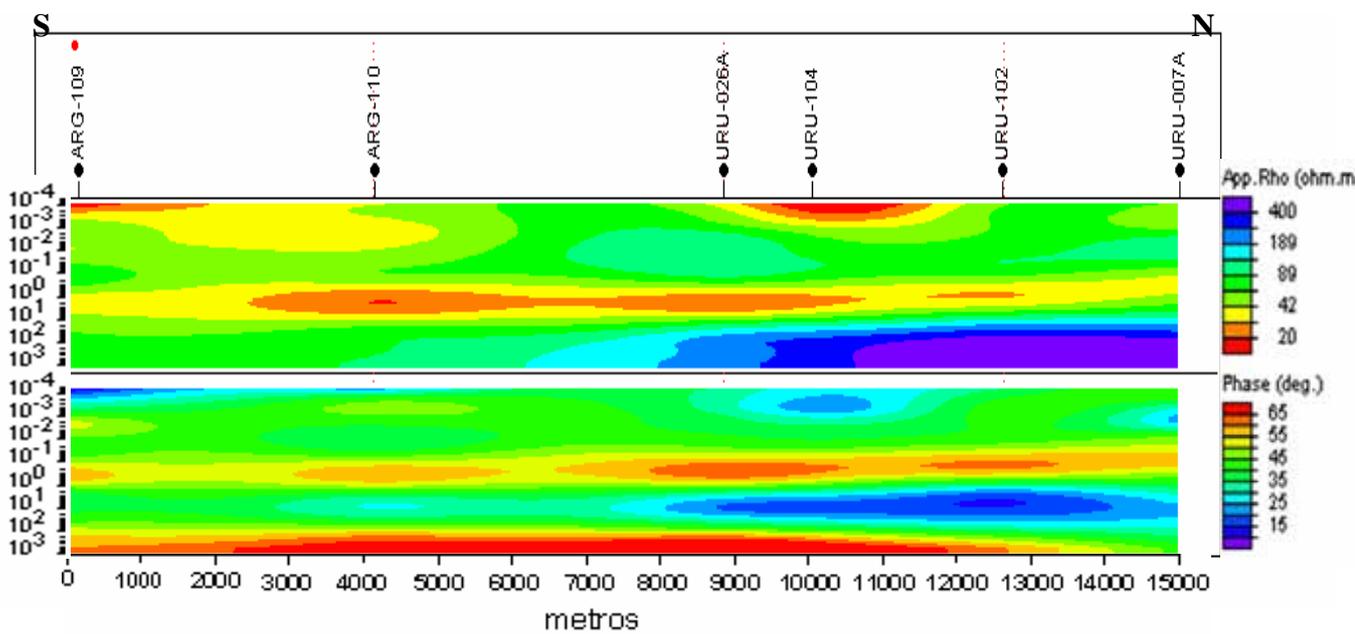


Figura 41. Perfil 3, modo TM

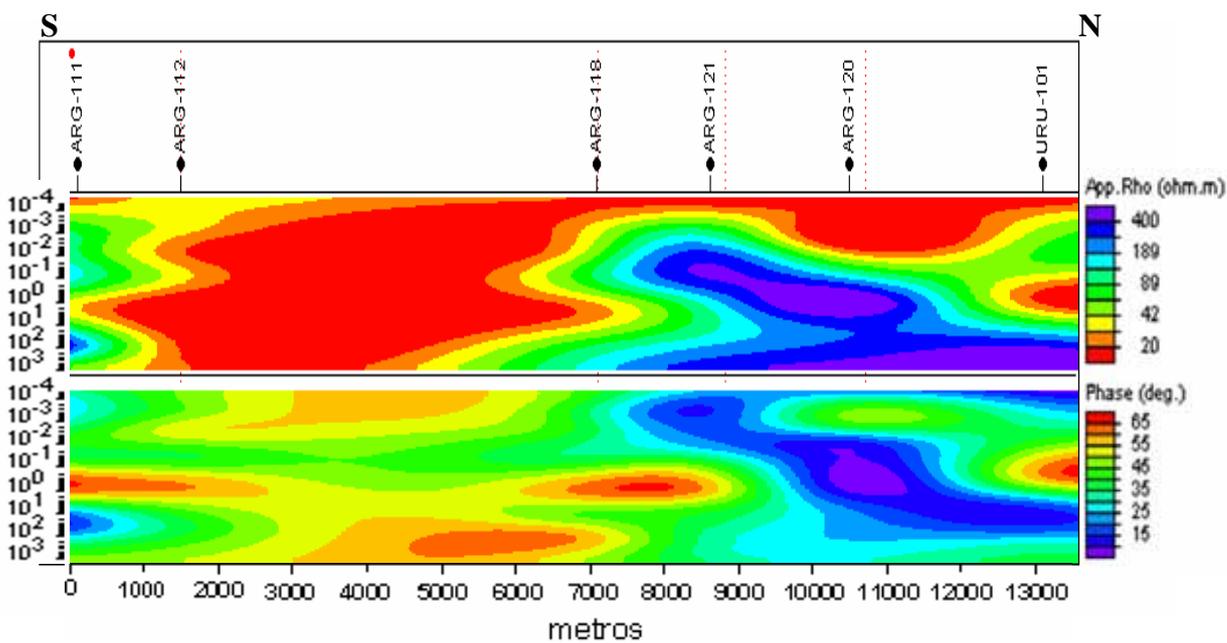


Figura 42. Perfil 4, modo TE

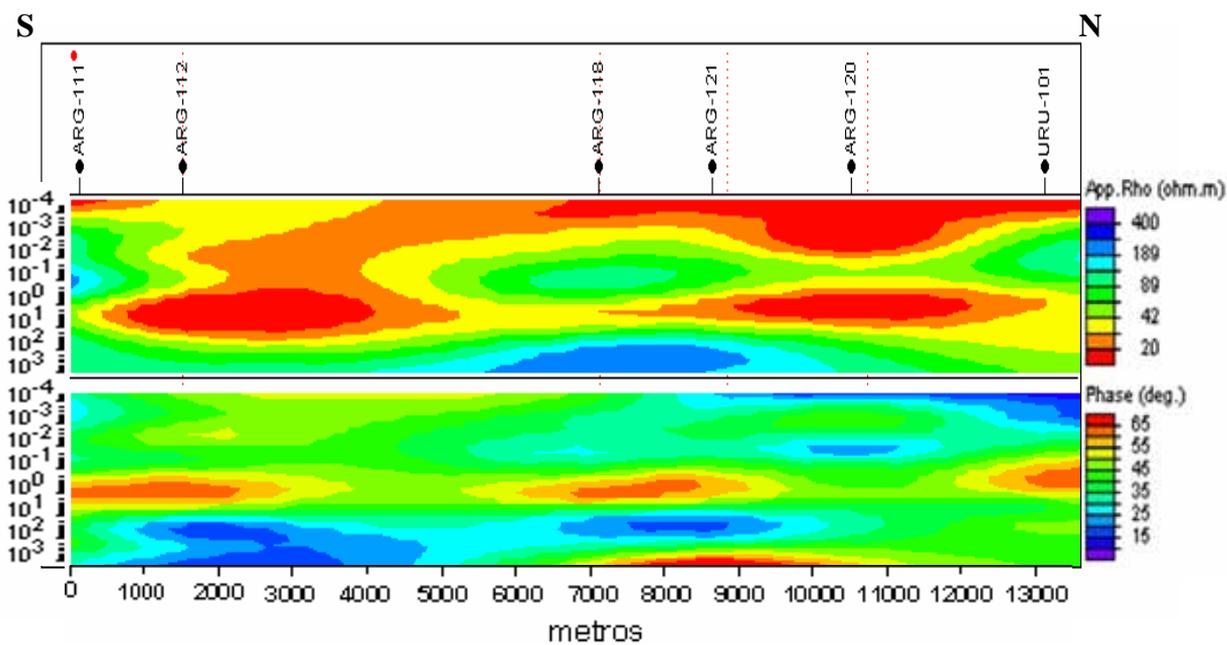


Figura 43. Perfil 4, modo TM

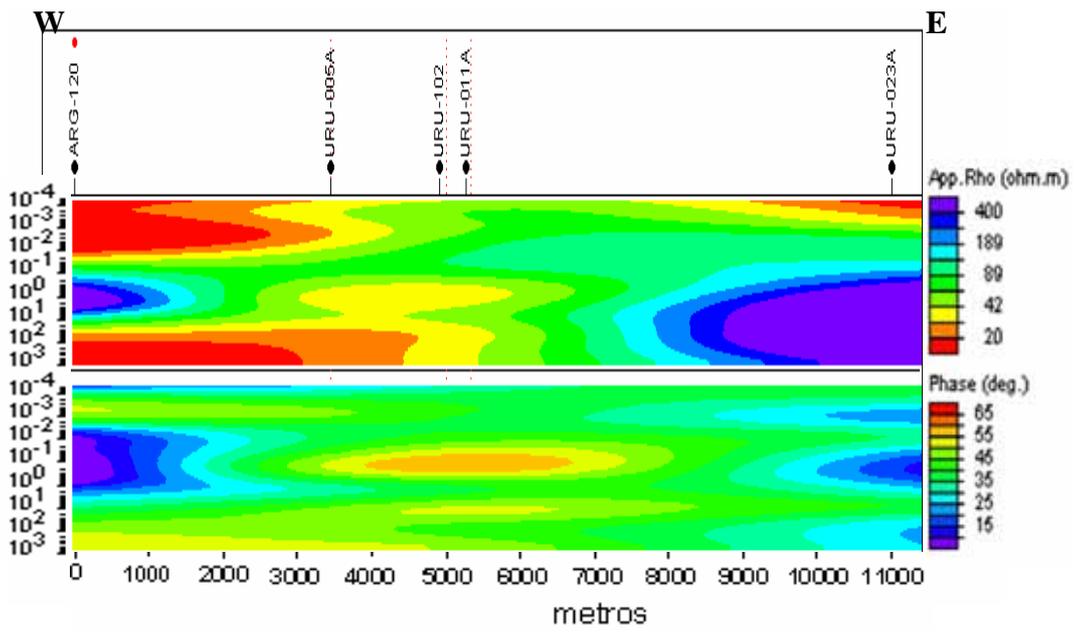


Figura 44. Perfil 5, modo TE

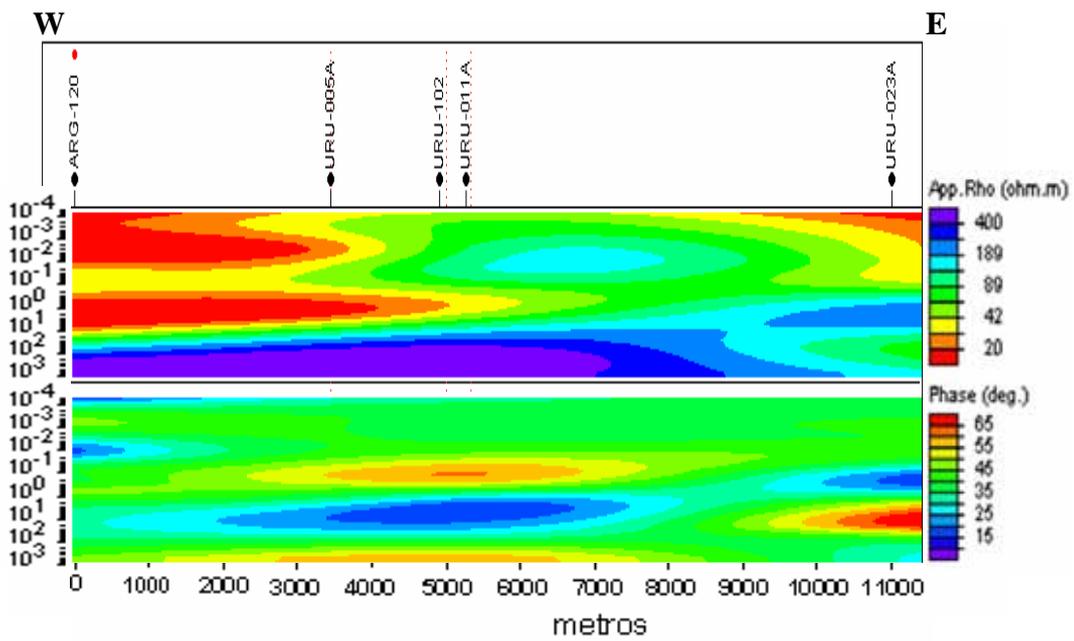


Figura 45. Perfil 5, modo TM

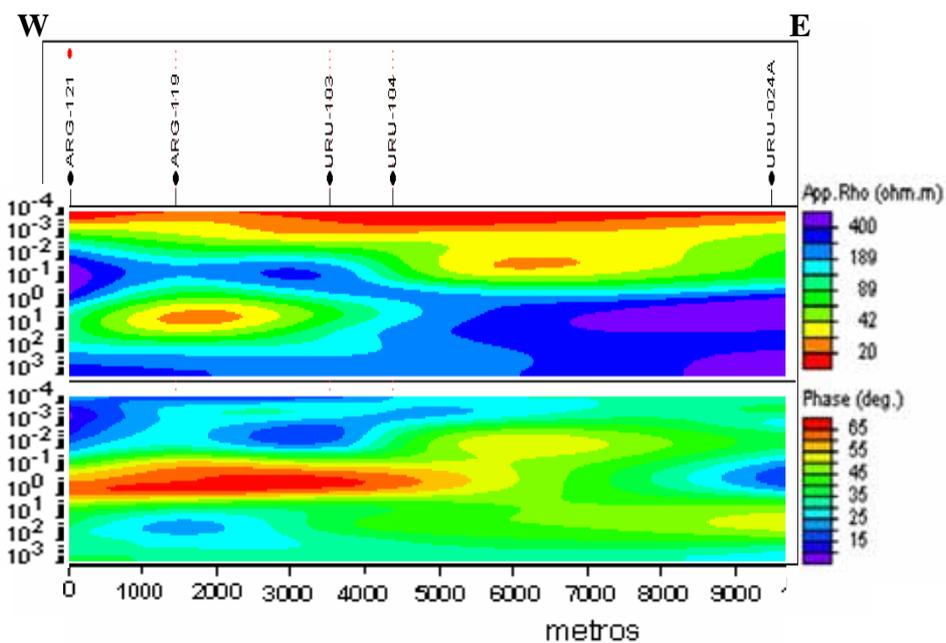


Figura 46. Perfil 6, modo TE

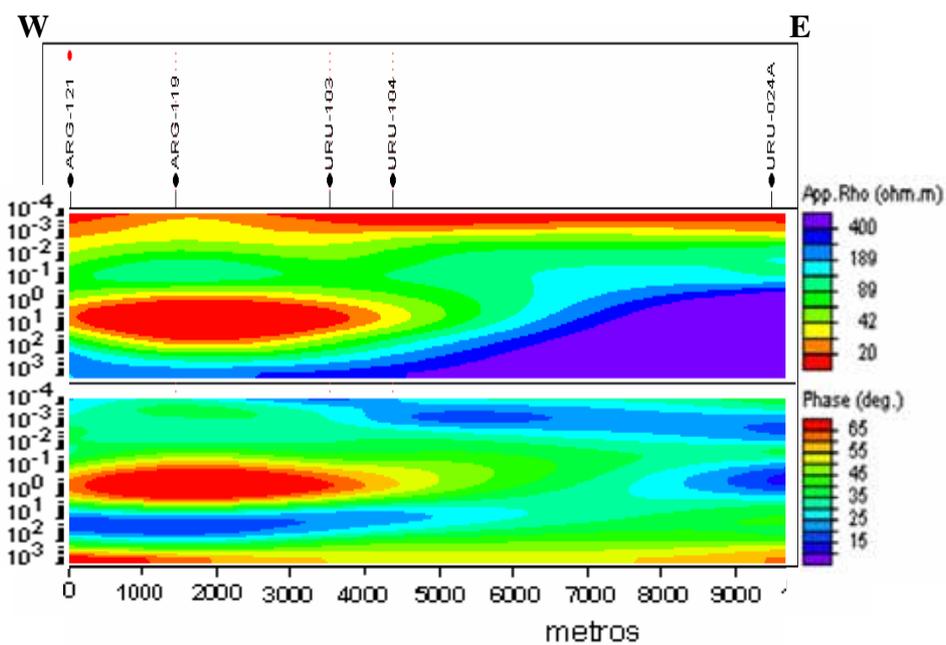


Figura 47. Perfil 6, modo TM

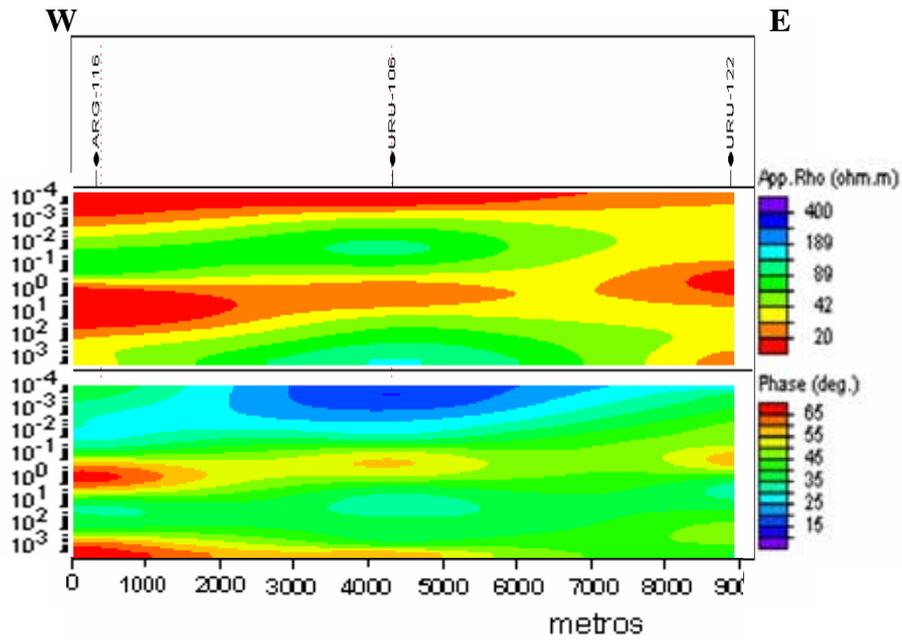


Figura 48. Perfil 7, modo TE

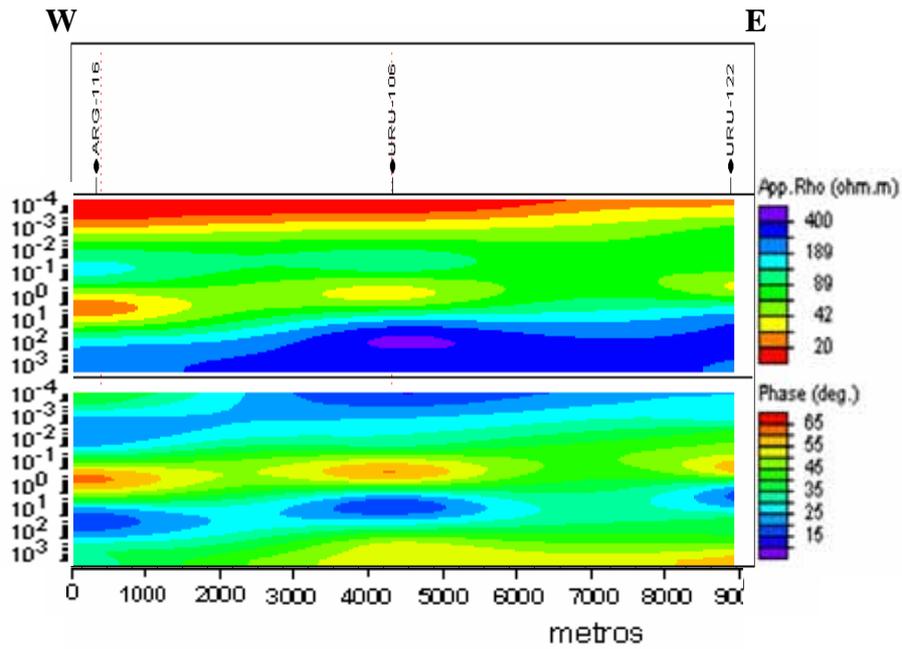


Figura 49. Perfil 7, modo TM

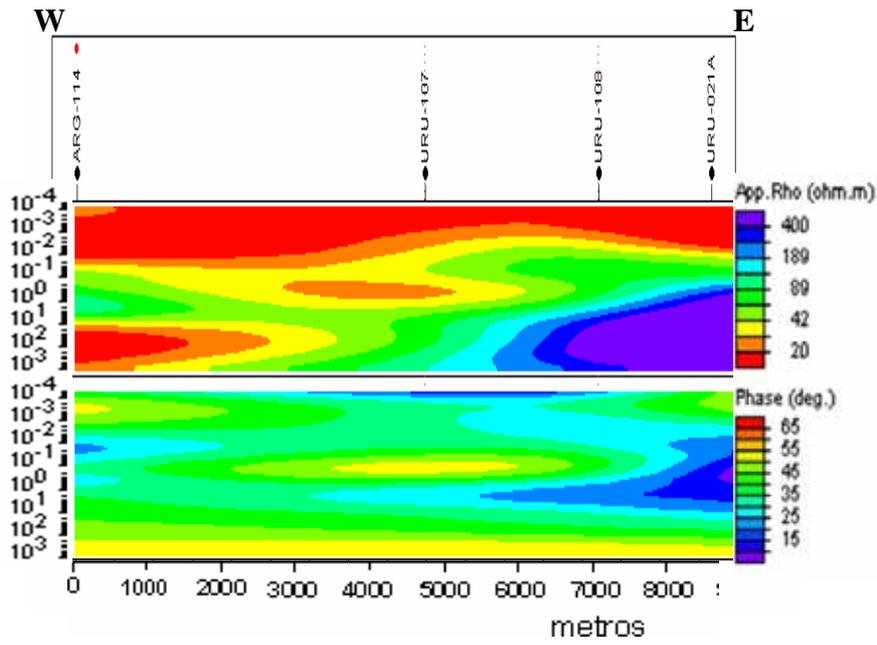


Figura 50. Perfil 8, modo TE

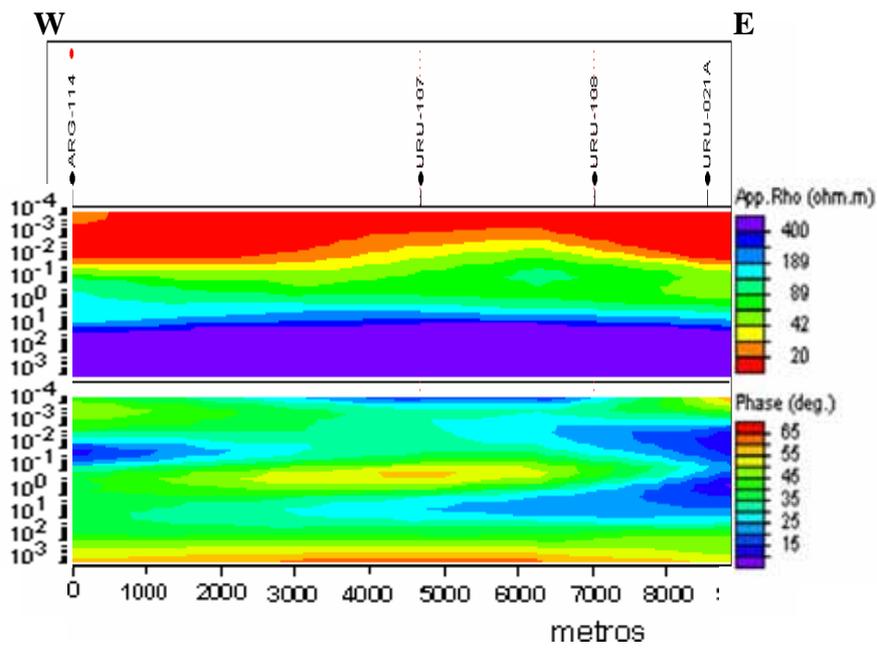


Figura 51. Perfil 8, modo TM

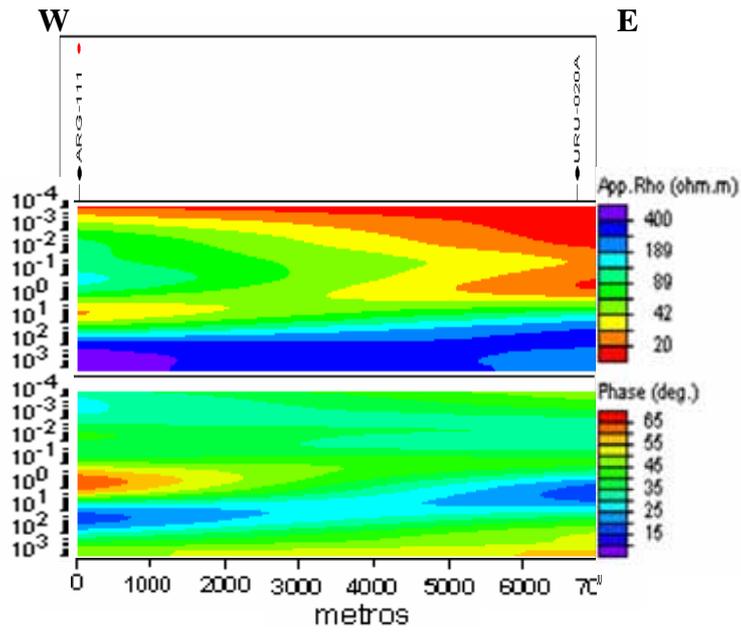


Figura 52. Perfil 9, modo TE

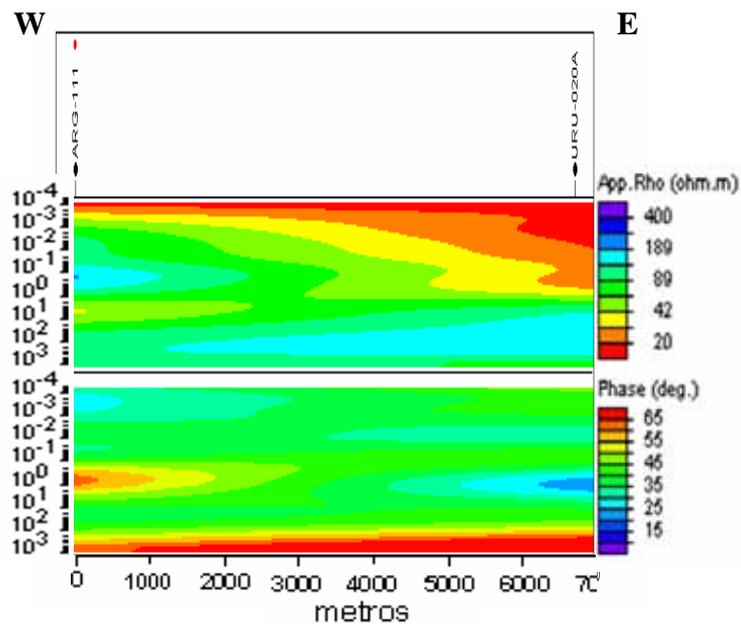


Figura 53. Perfil 9, modo TM

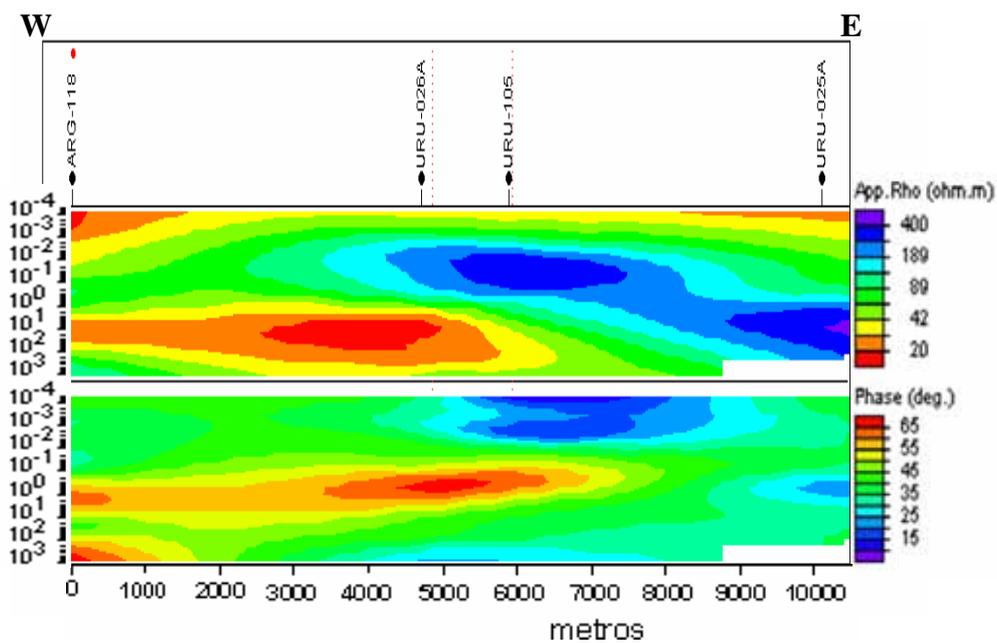


Figura 54. Perfil 10, modo TE

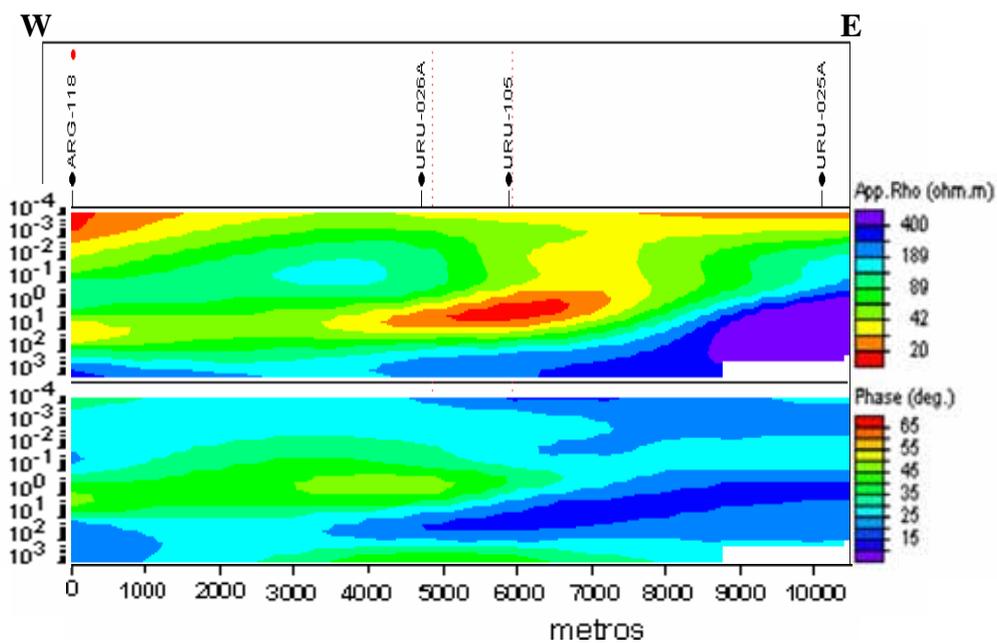


Figura 55. Perfil 11, modo TM

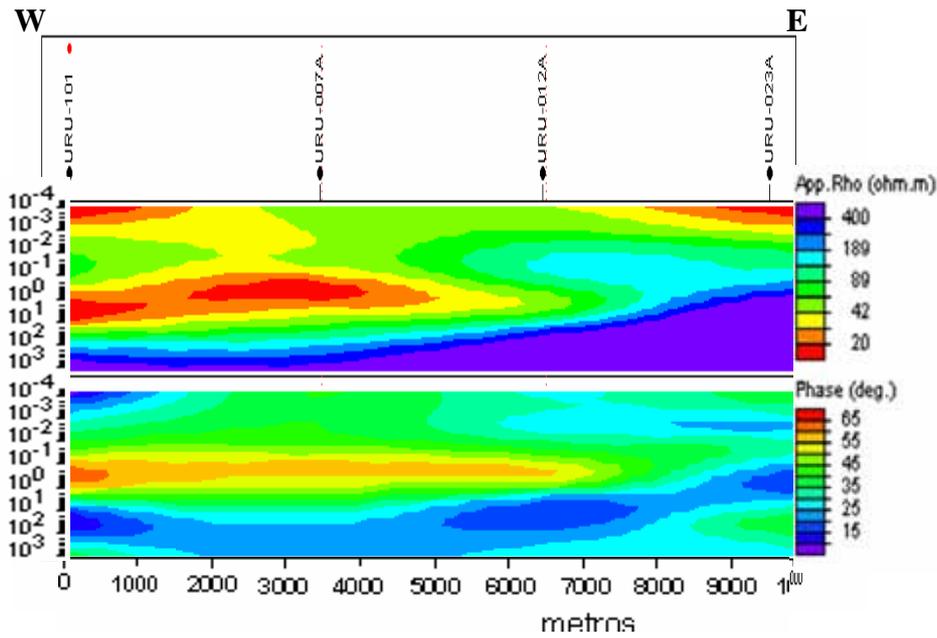


Figura 56. Perfil 11, modo TE

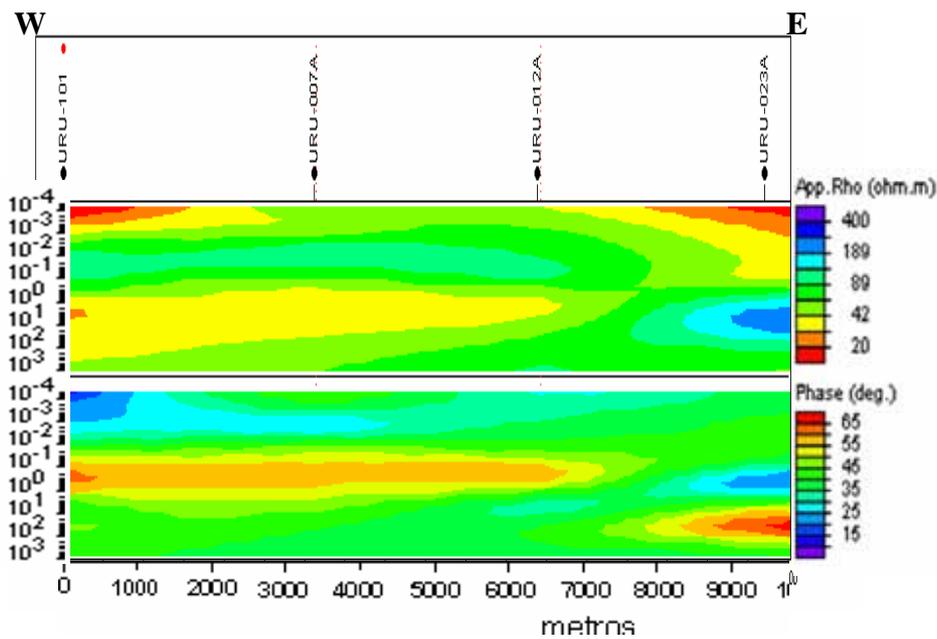


Figura 57. Perfil 11, modo TM

4.6 Registros eléctricos de pozos y resistividades de unidades litológicas

Los registros eléctricos de pozos perforados (algunos hasta 2,200 m de profundidad) permitieron obtener valores reales de la resistividad eléctrica de cada litología atravesada. Como la interpretación de un sondeo magnetotelúrico puede considerarse como un registro eléctrico fuertemente suavizado (Vozoff, 1972), la existencia de



registros eléctricos en las siete perforaciones en las cuales se realizaron sondeos AMT/MT, permitieron la calibración de éstos y en consecuencia la extrapolación de los valores calibrados a aquellos sectores donde se ubican el resto de los sondeos. A partir de la información de las propiedades eléctricas de los materiales existentes en la cuenca y de información bibliográfica, se pudieron deducir valores típicos de resistividad de las principales unidades litológicas en la zona de estudio, los cuales se resumen en la Tabla 2.

Litología	Período	Resistividad eléctrica (Ohm-m)	
		Intervalo de variación	Valor medio
Sedimentos	Cretácico Superior	11 a 15 y 100 a 200	12 y 150
Basalto	Cretácico Inferior	50 a 650	200
Rocas sedimentarias	Jurásico-Triásico	17 a 70	30
Diabasas	Triásico ó Cretácico Interior	450 a 700	500
Rocas sedimentarias	Devónico-Pérmico	3 a 14	9
Basamento	Precámbrico	400 a 1000	600

Tabla 2. Valores típicos de resistividad de los materiales que se encuentran en el área de estudio (Oleaga, 2002).

Como se puede observar el intervalo de variación de la resistividad eléctrica del basalto presenta gran variabilidad debido principalmente a la existencia de zonas alteradas, especialmente en la parte más superficial. A mayor profundidad las zonas de alteración disminuyen y se incrementa el espesor de las coladas basálticas con valores mayores de resistividad. En los sectores alterados se observan valores de alrededor de 50 ohm-m, mientras que en los sectores sin alteración éstos alcanzan hasta 650 ohm-m. El valor promedio de resistividad para esta unidad es de 200 ohm-m. Por otro lado, las rocas sedimentarias del Triásico-Jurásicas presentan un menor margen de variación en los valores de resistividad eléctrica observados, siendo el valor medio obtenido de 30 ohm-m el cual se considera que es representativo de las areniscas saturadas con agua dulce, es decir del sistema acuífero Guaraní en la zona. De manera análoga, el conjunto de rocas sedimentarias Devónico-Pérmicas presenta también un rango de variación de la resistividad razonablemente estrecho, lo cual es una prueba indirecta de su



homogeneidad estratigráfica. El valor medio observado es de alrededor de 9 ohm-m, lo cual hace de ésta unidad relativamente fácil de detectar desde la superficie pues se manifiesta como una capa más conductora que su entorno. Sin embargo, dado la pequeña diferencia que existe desde el punto de vista eléctrico, no resulta fácil separar este paquete del que se asocia con el acuífero. Las diabasas por su parte, presentan generalmente una resistividad eléctrica relativamente alta (500 ohm-m) y poca variabilidad entre los valores registrados en los pozos disponibles, que se compara en magnitud a los valores de resistividad del basalto Cretácico sin alterar (650 ohm-m). Por último, el basamento Precámbrico es la unidad más resistiva y que además presenta menor variación en los valores de resistividad observados. El promedio oscila alrededor de 600 Ohm-m, sin embargo, en la mayoría de los casos los valores medidos corresponden a los primeros metros del basamento, que usualmente es en donde terminan las perforaciones. Es de esperarse que a mayor profundidad los valores de resistividad aumenten pues se considera que la parte más superficial es usualmente más conductora por efecto de la intemperización e intercambio químico con la unidad que le sobreyace.



5 INVERSION DE DATOS MT

Todos los fenómenos de la naturaleza tienen una causa original y son gobernados por regularidades objetivas, el objeto de la investigación científica es descubrir esas regularidades y determinar la causa de los fenómenos, con el objeto de entenderlos y conocerlos. Las físicas matemáticas se refieren a la rama de la ciencia dentro de la cual las bases de las regularidades conocidas, expresadas como ecuaciones (diferenciales o integrales), hace posible una postura matemática del problema que describa el fenómeno. Estos problemas constituyen un modelo matemático aproximado de los procesos físicos, los cuales pueden ser indicados de varias maneras. Este tipo de problemas son invertibles, se denominan inversos previendo que la formulación matemática es posible. Los problemas inversos son análogos a las tareas enfrentadas por la investigación científica básica, dadas ciertas características de un fenómeno bajo estudio explicar sus causas. Al mismo tiempo, en contraste a los problemas que involucran el modelado de propiedades físicas, la solución mediante problemas inversos es principalmente el dominio de las matemáticas (Glasko, 1988).

Los problemas inversos están en muchas ramas de la física, y su solución a menudo provee un elemento para el modelado matemático de los procesos, debido a que no todas las fuentes y condiciones de los procesos son conocidas a priori. Podría argumentarse que la teoría y métodos para la solución de problemas inversos constituyen una importante dirección independiente de la investigación en la física matemática. Hay muchos estudios científicos en la naturaleza que no se pueden experimentar en forma directa, en todos esos casos se hacen juicios sobre las propiedades de los objetos bajo estudio, que son la causa de un fenómeno, sobre las bases de manifestaciones indirectas las cuales pueden ser directamente observadas. “Un modelo matemático es formulado, reflejando la conexión entre la característica Z del objeto bajo estudio y la característica U de la observación, y dentro de la estructura del modelo aproximado asumido el problema de determinar Z bajo las bases de U (Glasko, 1988)”.

En este caso, la inversión permite a partir de datos geofísicos obtener un modelo que incluya las propiedades físicas del terreno para describir el subsuelo. Un buen modelo invertido es uno que reproduce los datos medidos geofísicamente y es consistente con otra información disponible, por ejemplo en este caso, información litológica de pozos



profundos. En los sondeos MT se busca encontrar un modelo en función la resistividad de las estructuras geológicas y que estas estructuras sean consistentes con la resistividad aparente y fase medidas, para un rango de frecuencias en cada estación de medida.

5.1 Inversión Unidimensional

Previo a la interpretación de los datos, se realizó un análisis de distorsión electromagnética (sección 4.5). Con muy pocas excepciones por lo general debidas a discontinuidades geológicas locales, todos los sitios medidos presentan características propias de un medio 1D hasta la profundidad del basamento. Por ésta razón, la inversión unidimensional de los datos se hizo sobre el promedio geométrico de las curvas de resistividad y fase utilizando el algoritmo de Occam (Constable et al., 1987).

5.1.1 Algoritmo Occam

Este algoritmo de interpretación nace debido a que la inversión de sondeos geoelectricos (magnetotelúricos, resistividad, electromagnéticos de fuente controlada, etc) pueden generar mas de una solución (e. g. Langer, 1933). Por lo que la principal ventaja de este método radica en la obtención de modelos suavizados con el fin de evitar una sobreinterpretación de los datos. Esto se logra a partir de la definición del concepto de aspereza, la cual se define como la integral del cuadrado de la primera y segunda derivada de las resistividades (m) en función de la profundidad (z), es decir.

$$R_1 = \int (dm/dz)^2 dz$$

$$R_2 = \int (d^2m/dz^2)^2 dz$$

con $m(z) = m_i$, $z_{i-1} < z \leq z_i$, $i = 1, 2, \dots, N$ y donde $Z_0 = 0$. En la práctica N varía entre 20 y 100.

Para datos discretos se utilizan sumatorias, por lo que la aspereza quedaría de la siguiente forma:

$$R_1 = \sum_{i=2}^N (m_i - m_{i-1})^2$$

$$R_2 = \sum_{i=2}^{N-1} (m_{i+1} - 2m_i + m_{i-1})^2$$



Se define M como el conjunto de datos de campo, representados por d_1, d_2, \dots, d_M . Estas son resistividades y fases a distintas frecuencias. La calidad del ajuste de los datos de campo se obtiene a partir del criterio de mínimos cuadrados, utilizando:

$$X^2 = \sum_{j=1}^M \left(\frac{d_j - F_j[m]}{\sigma_j} \right)^2,$$

donde $F_j[m]$ es la función que contiene los parámetros del modelo que se pretende minimizar y σ_j es el error estimado del j -ésimo dato.

Ahora es un problema matemático iterativo, donde el problema consiste en encontrar un modelo m_i a partir de un conjunto de datos d_j que tiene asociada una incertidumbre σ_j que minimice la aspereza R y a su vez haga que X^2 alcance valores mínimos aceptables. Este es un problema no lineal, por lo que no existen garantías que la solución sea única. En general la solución del problema se expresa como

$$d_j = F_j[m] \quad j = 1, 2, \dots, M$$

F_j es usualmente no lineal, en notación vectorial queda de la siguiente forma:

$$\mathbf{d} = \mathbf{F}[\mathbf{m}]$$

La expresión para estimar el ajuste de los datos está dada por la siguiente expresión

$$X^2 = \|\mathbf{Wd} - \mathbf{WF}[\mathbf{m}]\|^2$$

donde \mathbf{W} es una matriz diagonal $M \times M$, $\mathbf{W} = \mathbf{diagonal} \left\{ \frac{1}{\sigma_1}, \frac{1}{\sigma_2}, \dots, \frac{1}{\sigma_M} \right\}$

El procedimiento para estimar la mínima aspereza es utilizando el método de multiplicadores de Lagrange (Smith, 1974).

$$U = \|\partial \mathbf{m}\|^2 + \mu^{-1} \left\{ \|\mathbf{Wd} - \mathbf{WF}[\mathbf{m}]\|^2 - X_*^2 \right\}$$

El primer término es la aspereza, μ es el multiplicador de Lagrange y X_* es el valor aproximado para X considerado aceptable. Los valores extremos de R_1 estarán dados en los puntos estacionarios de U , por lo que aplicando el gradiente a la ecuación anterior se obtiene

$$\mu^{-1} (\mathbf{WJ})^T \mathbf{WJm} - \mu^{-1} (\mathbf{WJ})^T \mathbf{Wd} + \partial^T \partial \mathbf{m} = 0$$



donde J es el Jacobiano, que corresponde a una matriz $M \times N$. El paso siguiente es resolver un sistema no-lineal para m , para resolverlo en forma práctica y efectiva se define el siguiente vector (Constable, 1987):

$$m_{k+1}(\mu) = [\mu \partial^T \partial + (WJ_k)^T WJ_k]^{-1} (WJ_k)^T Wd_k$$
$$d_k = d - F[m_k] + J_k m_k$$

El valor del error para el término $k+1$ es:

$$X_{k+1}(\mu) = \|Wd - WF[m_{k+1}(\mu)]\|$$

Después de un número de iteraciones, μ se selecciona para que X_k se aproxime lo mayor posible a X .

Para resolver el problema en forma lineal, se reemplaza F por una matriz $M \times N$ cuyos elementos se pueden calcular, por lo que la ecuación de la solución al problema queda de la siguiente forma:

$$d = Gm$$

el procedimiento antes descrito es ejecutado por el programa computacional comercial WINGLINK[®], obteniéndose los modelos 1D deseados, los cuales se incluyen en el Anexo 3. Los sondeos paramétricos, con los cuales se calibraron los modelos obtenidos y se asignaron rangos de resistividad a las principales unidades litológicas del SAG, también cuentan con esta forma de interpretación.

A partir de los modelos de profundidad obtenidos se realizaron secciones de resistividad interpolando sondeos contiguos a lo largo de perfiles previamente seleccionados que se presentan posteriormente.

5.2 Inversión Bidimensional

Existen fenómenos relacionados con la estructura del medio que están intrínsecamente relacionados con la distorsión EM y por lo tanto con la dimensionalidad del mismo. Estos fenómenos son la anisotropía y la heterogeneidad. Un medio se considera anisotrópico cuando la corriente fluye en una o varias direcciones preferenciales. Cuando la estructura geológica se encuentra próxima a un sondeo, se definen en el caso



2D dos resistividades y dos fases, una a lo largo de la estructura regional y otra perpendicular a ésta. Esto determina dos modos de polarización, uno cuando el flujo de corriente es máximo paralelo a la estructura (TE), y otro perpendicular a la misma, por lo que el campo magnético sería paralelo a la estructura (TM).

El análisis la dimensionalidad de los sondeos de la zona de estudio da como resultado un medio 1D a profundidades menores de 0.5 Hz según se observa en la Sección 4.5. Sin embargo, con el objetivo de interpretar el rango de frecuencias debajo de 0.5 Hz se llevo a cabo una inversión 2D a los sondeos, utilizando el programa WINGLINK®. El programa cuenta con dos rutinas diferentes, ambas desarrolladas por Randy Mackie (2001 y 1998). La primera de ellas llamada *Smooth model inversion routine*, hace una regularización de la ecuación de Tikhonov (Tikhonov et al., 1977) mediante el método de gradientes conjugados no lineales. La segunda llamada *Sharp boundary model inversion routine*, está basada en la inversión de datos por interfaces discretas. Las interfaces se describen a partir de una serie de nodos, en los cuales se fija la posición horizontal. La posición vertical se ajusta con la inversión. La resistividad de la capa se asigna a la serie de nodos fijados horizontalmente entre las capas, además se asume que varían linealmente entre nodo y nodo. La posición de las interfases y resistividades se proyecta sobre una malla, y a partir de la inversión se calculan las mejores localizaciones de los nodos de las interfases y resistividades para el ajuste de los datos observados. Una suposición común a ambas rutinas es que el perfil al que se va a hacer la inversión es perpendicular al campo eléctrico. Por esta razón es importante estimar el azimut de la estructura regional y rotar la impedancia al sistema de referencia definido por las estructuras principales.

Para la interpretación 2D de los sondeos electromagnéticos se considera un semiespacio para $z \geq 0$ infinita, por lo que todas las variaciones de resistividad ocurren debajo de superficie. La interpretación de los mismos se basa en las ecuaciones de Maxwell. Para el caso particular de un medio bidimensional las ecuaciones de Maxwell se descomponen en dos modos de polarización independientes, los modos TE y TM.

Para la polarización TE:

$$\frac{\partial^2 \mathbf{E}_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \mathbf{E}_x}{\partial z^2} = -i\omega\mu\sigma\mathbf{E}_x$$



$$\left. \frac{\partial \mathbf{E}x}{\partial z} \right|_{z=-h} = i\omega\mu$$

Para la polarización TM:

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\rho \frac{\partial \mathbf{H}x}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho \frac{\partial \mathbf{H}x}{\partial z} \right) = -i\omega\mu \mathbf{H}x$$

$$\mathbf{H}x|_{z=0} = 1$$

En estas ecuaciones, $\mathbf{E}x$ es la componente en la dirección x del campo eléctrico y $\mathbf{H}x$ es la inducción magnética en dicha dirección, ω es la frecuencia angular, μ la permeabilidad magnética, σ la conductividad eléctrica y ρ la resistividad.

Los datos MT en el dominio de las frecuencias, se puede expresar en función de la resistividad aparente.

Para TE la resistividad aparente (ρ_{ap}) se define de la siguiente forma:

$$\rho_{ap} = \frac{i}{\omega\mu} \left(\frac{\langle \mathbf{E}x \rangle}{\langle \mathbf{H}y \rangle} \right)^2$$

en donde $\langle \mathbf{E}x \rangle$ es el valor de $\mathbf{E}x$ en el sitio de observación, de manera análoga para $\langle \mathbf{H}y \rangle$.

Por lo que aplicando la ecuación Maxwell

$$\mathbf{H}y = \frac{1}{i\omega\mu} \frac{\partial \mathbf{E}x}{\partial z},$$

y para TM se tiene que

$$\rho_{ap} = \frac{i}{\omega\mu} \left(\frac{\langle \mathbf{E}y \rangle}{\langle \mathbf{H}x \rangle} \right)^2$$

$$y \quad \mathbf{E}y = \rho \frac{\partial \mathbf{H}x}{\partial z}$$

En el artículo (Rodi, et al. 2001) se indican los procedimientos para realizar la inversión 2D. En donde describen tres tipos de algoritmos para minimizar la ecuación de Tikhonov y Arsenin (1977). Dichos algoritmos son: método de Gauss Newton, método de Mackie Madden (1993) y el método de los Gradientes Conjugados no Lineales que es el que utiliza el programa WINGLINK[®] como se mencionó anteriormente.

Modelo Geofísico del Acuífero Guaraní: Zona Compreendida entre Uruguay y Argentina.



La función de Tikhonov (1977) es la siguiente:

$$\psi(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m}))^T \mathbf{V}^{-1}(\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m})) + \lambda \mathbf{m}^T \mathbf{L}^T \mathbf{L} \mathbf{m}$$

d = valor del log de la amplitud o de la fase de ρ_{ap} para TE o TM en el sitio de observación,

m = modelo del vector, e = error del vector, F = función del modelo, V = matriz varianza de e , λ = es un número positivo llamado parámetro de regularización.

El segundo término de la función ψ define la estabilidad funcional del espacio en el modelo. Los métodos para minimizar esta expresión, y obtener lo que se denomina una solución regularizada se citan a continuación:

5.2.1 Algoritmo de Gauss-Newton (GN)

Este método utiliza una iteración recursiva de ψ . Dado un modelo inicial m_0 .

$$\psi(m_{l+1}, m_l) = \min_m \psi(m, m_l) \quad l=0,1,2,\dots$$

La consecuencia de esta última ecuación es el vector gradiente $g(m_{l+1}, m_l)$ es cero.

Se define el gradiente (g) como:

$$g^j(m) = \partial_j \Psi(m)$$

La convergencia de GN implica una iteración donde g_l converge a 0 y así la solución es un punto estacionario de ψ . Este algoritmo es un acercamiento convencional para problemas geofísicos, pero para bases de datos grandes, los tiempos de cómputo y los requerimientos de memoria son prohibitivos (Mackie, 1998).

5.2.2 Algoritmo de Mackie-Madden (MM)

Este es un algoritmo primeramente introducido por Madden y Mackie (1989), el cual se describe más completamente en Mackie y Maden (1993), y es adaptado para inversiones 3D por Zhang (1995). El criterio de Mackie y Madden es el de la máxima probabilidad para cada paso de la iteración propuesta para la inversión lineal. Es una modificación del método GN, en donde este último busca la minimización de la función ψ en términos cuadráticos. MM es una iteración de GN en el cuál el sistema lineal es salvado parcialmente mediante la técnica de gradientes conjugados. Se dice que es parcial ya que solo se hace un número K de iteraciones.



$$\text{si } m_{l,0} = m_l$$

$$m_{l,k+1} = m_{l,k} + \alpha_{l,k} p_{l,k} \quad k=0,1,\dots, K-1$$

$$m_{l+1} = m_{l+K}$$

Para cada k, el vector $p_{l,k}$ es la dirección del modelo en el espacio y $\alpha_{l,k}$ es un escalar que indica el tamaño del paso.

$$\alpha_{l,k} = -\frac{\mathbf{g}_{l,k}^T \mathbf{p}_{l,k}}{\mathbf{p}_{l,k}^T \mathbf{H}_l \mathbf{p}_{l,k}}$$

Este método utiliza menos pasos que el de GN. Al utilizar las condiciones iniciales y acotar el número de pasos para K iteraciones, genera soluciones más rápidas que el algoritmo anterior.

5.2.3 Algoritmo de los gradientes conjugados no-lineales (NLCG)

Este modelo como se mencionó anteriormente es el que utiliza el programa WINGLINK[®], está determinado por una secuencia de minimizaciones invariantes a lo largo de las direcciones buscadas. Utiliza las variantes de Polack-Ribiere (1971) para minimizar la función ψ .

$$m_0 = \text{dado}$$

$$\psi(m_l + \alpha_l p_l) = \min_{\alpha} \psi(m_l + \alpha p_l)$$

$$m_{l+1} = m_l + \alpha_l p_l \quad l=0, 1, 2, \dots$$

Las direcciones se iteran de la siguiente forma:

$$p_0 = -C_0 g_0$$

$$p_l = -C_l g_l + \beta_l p_{l-1} \quad l=1, 2, \dots$$

Donde Polack-Ribiere plantea

$$\beta_l = \frac{\mathbf{g}_l^T C_l (\mathbf{g}_l - \mathbf{g}_{l-1})}{\mathbf{g}_{l-1}^T C_{l-1} \mathbf{g}_{l-1}}$$

La minimización de este algoritmo no es cuadrático y requiere solamente de la técnica iterativa para resolverlo. Se intenta atacar el problema buscando una optimización global, es decir, buscando un mínimo absoluto de ψ en función de α . El aplicar este método tiene ventaja sobre el método de GN, el cual no distingue entre mínimos particulares y mínimo absoluto. Sin embargo, esta optimización global conduce a



problemas en los pasos de NLCG, dada la intensidad de los problemas computacionales de los sondeos MT, el algoritmo no trae el mínimo absoluto pero si un buen acercamiento para una primera consideración.

Los algoritmos MM y NLCG utilizan condiciones iniciales C , esta condición trae un grande impacto en la eficiencia de los gradientes conjugados. Uno trae la condición de que $C_l = I$, y otro usa que

$$C_l = (\gamma_l I + \lambda L^T L)^{-1} \quad \gamma_l \text{ es un escalar}$$

Para el último caso se aplica la condición inicial de g para resolver el sistema lineal

$$g = (\gamma_l I + \lambda L^T L)h$$

Se resuelve este sistema utilizando la técnica de gradientes conjugados (Mackie, et al, 2001).

Las interpretaciones bidimensionales, se realizaron utilizando el algoritmo de gradientes conjugados no-lineales como primera aproximación. Posteriormente se aplico el método de la inversión de datos por interfaces discretas, ya que se disponía de buena información estratigráfica de pozos en las secciones realizadas. En vista a que no hay una dirección característica de la estructura principal (sección 4.5.1) y que el promedio de los ángulos de giro es de aproximadamente 0°, las interpretaciones 2D se realizaron sin girar los sondeos, con dirección al Norte magnético que implica un azimut de 9° respecto al Norte geográfico.



6 RESULTADOS

6.1 Sondeos Paramétricos

Del total de los sondeos AMT/MT disponibles en el área de estudio, siete fueron realizados en las cercanías de perforaciones con información litológica, algunas de los cuales cuentan también con registros eléctricos (Gaspar, Guaviyú, Concordia y Federación), por lo cual se los define como sondeos paramétricos. Estos fueron realizados en los pozos, Gaspar (Figura 58), Belén (Figura 59 y 60), Arapey (Figura 61) y Guaviyú (Figura 62) en Uruguay, y Chajarí (Figuras 63 y 64), Concordia (Figura 65) y Federación (Figura 66) en Argentina. Previo a la correlación con los sondeos geofísicos, se realizó el suavizado de las curvas de los registros en los pozos disponibles para identificar valores típicos de las formaciones descritas en la columna estratigráfica. A partir de este procedimiento, se obtuvieron los valores medios de resistividad correspondientes a la misma litología, los cuales se consideran como representativos de cada uno de los estratos (ver Tabla 1). Paralelamente, se llevaron a cabo las interpretaciones 1D de los sondeos realizados en las inmediaciones de los pozos con descripción litológica, obteniéndose de ello los modelos eléctricos de la secuencia estratigráfica. En general, la comparación entre éstos últimos y la secuencia estratigráfica obtenida de los pozos muestra muy buena correlación debida principalmente a los buenos contrastes eléctricos que existen entre las diferentes formaciones en el subsuelo con excepción de los pozos Belén y Chajarí, en donde la correlación no es obvia. Para la perforación de Belén, el corte litológico indica que el contacto entre el basalto y las areniscas que conforman el SAG se ubica a los 480 m de profundidad, y el basamento a una profundidad de 2,330 m. Por otro lado, la interpretación 1D indica que el contacto basalto-SAG se ubica a los 815 m y el basamento a los 3,300 m de profundidad. Esta diferencia se atribuye a que el sondeo se realizó muy próximo a una de las principales fallas geológicas de la zona, siendo por lo tanto inconsistente con la hipótesis de un medio estratificado utilizada para la interpretación. Por ello, se giraron los ejes de medición a los ejes de la estructura principal, uno a lo largo de la falla y el otro perpendicular a ésta. En este caso, la interpretación del sondeo paralelo a la falla, representativa del sector norte donde se realizó el pozo, arroja una profundidad a la interfase basalto-RSDJ de 493 m (2.7% de error) y el basamento a los 2,315 m (0.6% de error) desde la superficie. Estos valores



fueron mejorados considerablemente y muestran parte del potencial de la técnica AMT/MT, al poder realizarse inclusive en cercanías de estructuras geológicas que pueden distorsionar e incluso imposibilitar la realización de sondeos escalares del tipo de los SEV de corriente directa. De hecho, los sondeos AMT/MT permiten detectar si los datos son 1D o éstos representan ambientes estructurales más complejos, frecuentemente asistiendo en la determinación de su orientación y/o distribución. En cuanto al sondeo Chajarí, la estratigrafía indica un espesor de 110 m de rocas sedimentarias tras lo cual comienza el basalto y el contacto de éstas con las RSDJ a los 670 m. Debajo de este estrato se presentan intercalaciones de basalto que incrementan el espesor total de dichas rocas ígneas en el perfil. La interpretación muestra el contacto debajo de los 1,000 m de profundidad lo cual no se ajusta a lo observado en el pozo. Al igual que el sondeo del pozo Belén la diferencia se atribuye a la existencia de una discontinuidad geológica en las cercanías del pozo, que se observa en las diferencias de las componentes x_y e y_x del sondeo AMT/MT. Realizando una interpretación independiente para cada dirección, al igual que para la perforación Belén, rotando el sistema de referencia al sistema de ejes principales (paralelo y perpendicular a la falla), la interpretación de la componente de resistividad paralela a la falla muestra un espesor sedimentario sobre el basalto de 92 m y ubica la base del basalto a 750 m de profundidad y el basamento cristalino a 2,450 m. En el primer caso el error es de 18 m (16%), mientras que para el basalto el error es de 8%. Es importante remarcar que el método aproxima muy bien el contacto basalto areniscas cuando no hay intercalaciones, en caso contrario el método aproxima el espesor total de basaltos, lo cual se utilizó para calcular el error referido.



Pozo

Interpretación 1D

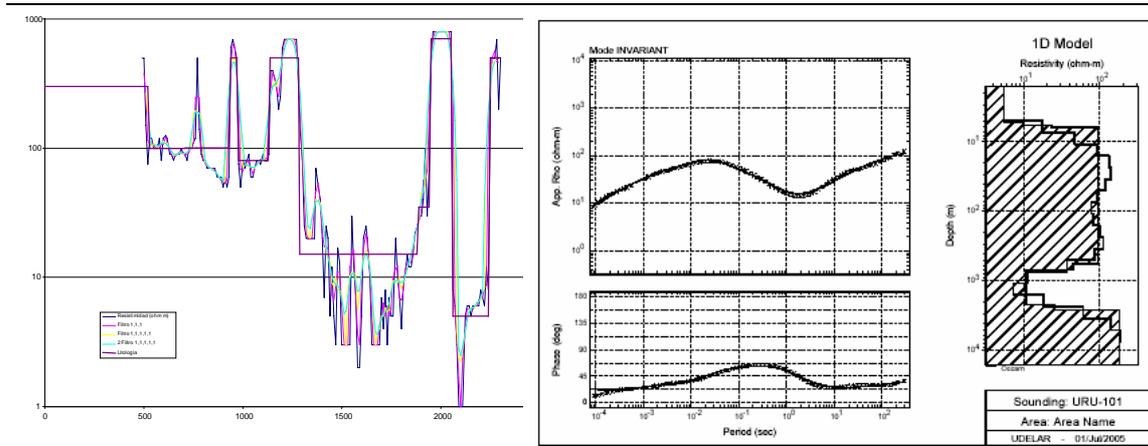


Figura 58. Paramétrico pozo Gaspar, Sondeo 101

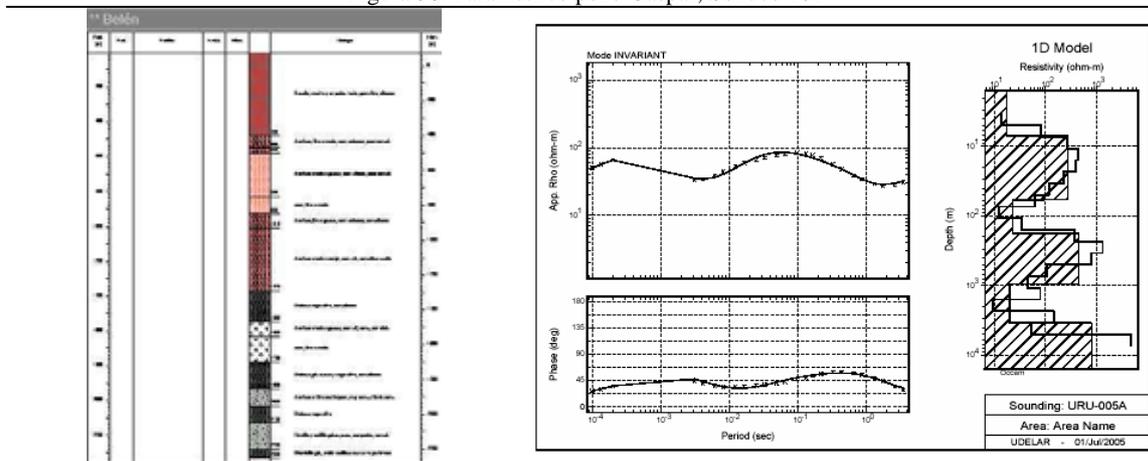


Figura 59. Paramétrico pozo Belén, Sondeo 5

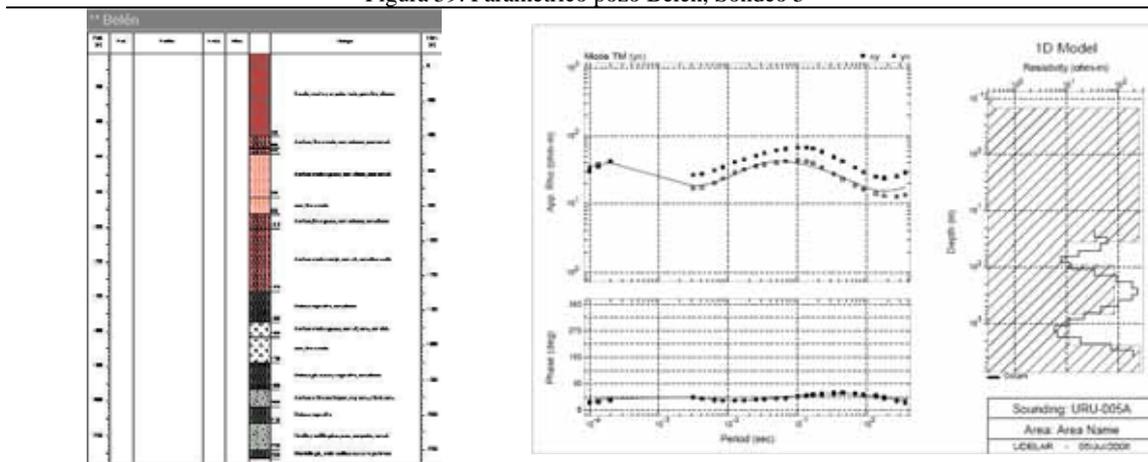


Figura 60. Paramétrico pozo Belén, Sondeo 5 girado en los ejes principales.

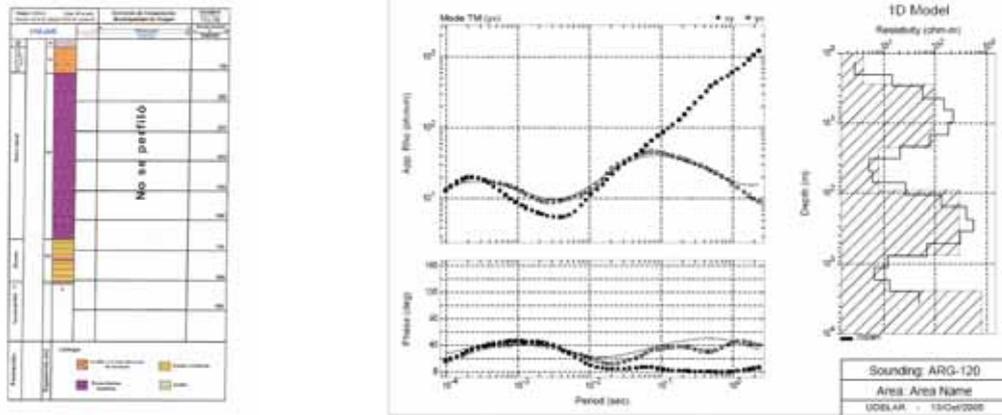


Figura 64. Paramétrico pozo Chajarí, Sondeo 120 girado en los ejes principales

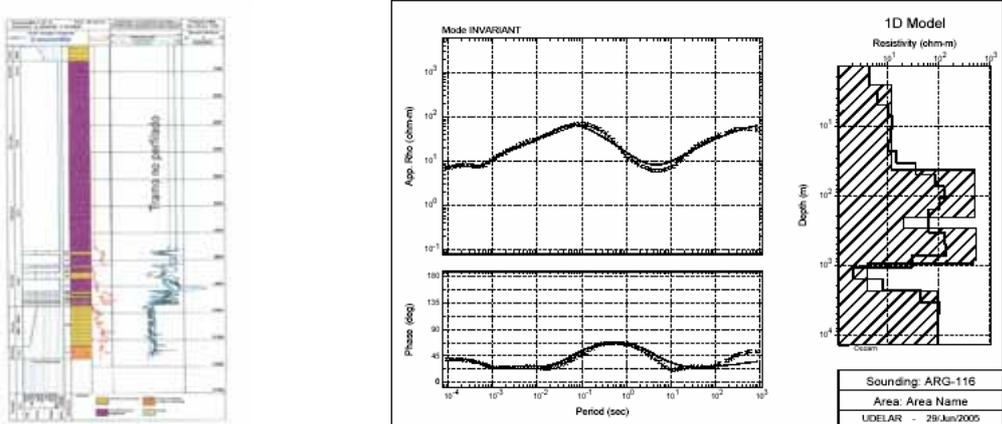


Figura 65. Paramétrico pozo Concordia, Sondeo 116

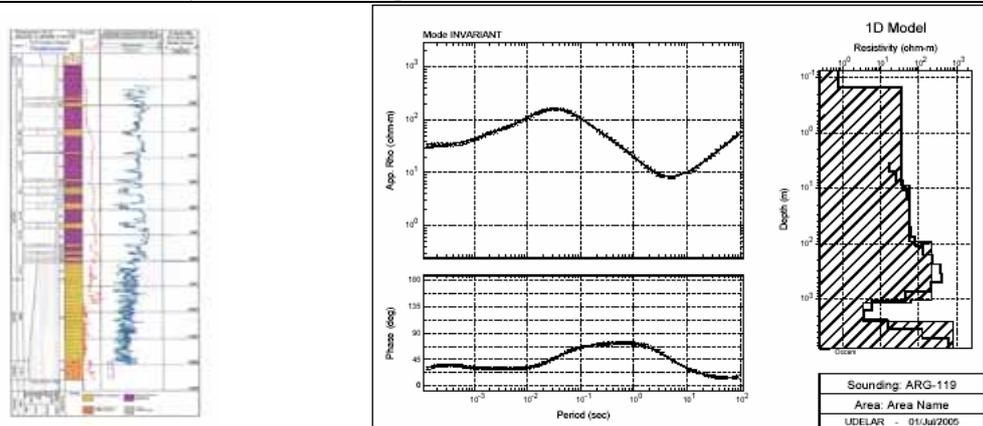


Figura 66. Paramétrico pozo Federación, Sondeo 119

6.2 Secciones de profundidad

Los modelos unidimensionales de cada uno de los sondeos de banda ancha se obtuvieron a partir de la inversión simultánea del promedio de resistividad y fase utilizando el algoritmo de Occam. El conjunto de los modelos obtenidos se incluye en el Anexo 3. A partir de los modelos 1D se generaron secciones interpolando los valores de



resistividad a lo largo de éstas. La Figura 67 muestra la distribución de los perfiles interpretados, de los cuales se puede deducir la profundidad de los contactos entre distintas litologías. Esto permite además definir su distribución regional y estimar los espesores de las unidades más importantes hasta los 5 km de profundidad.

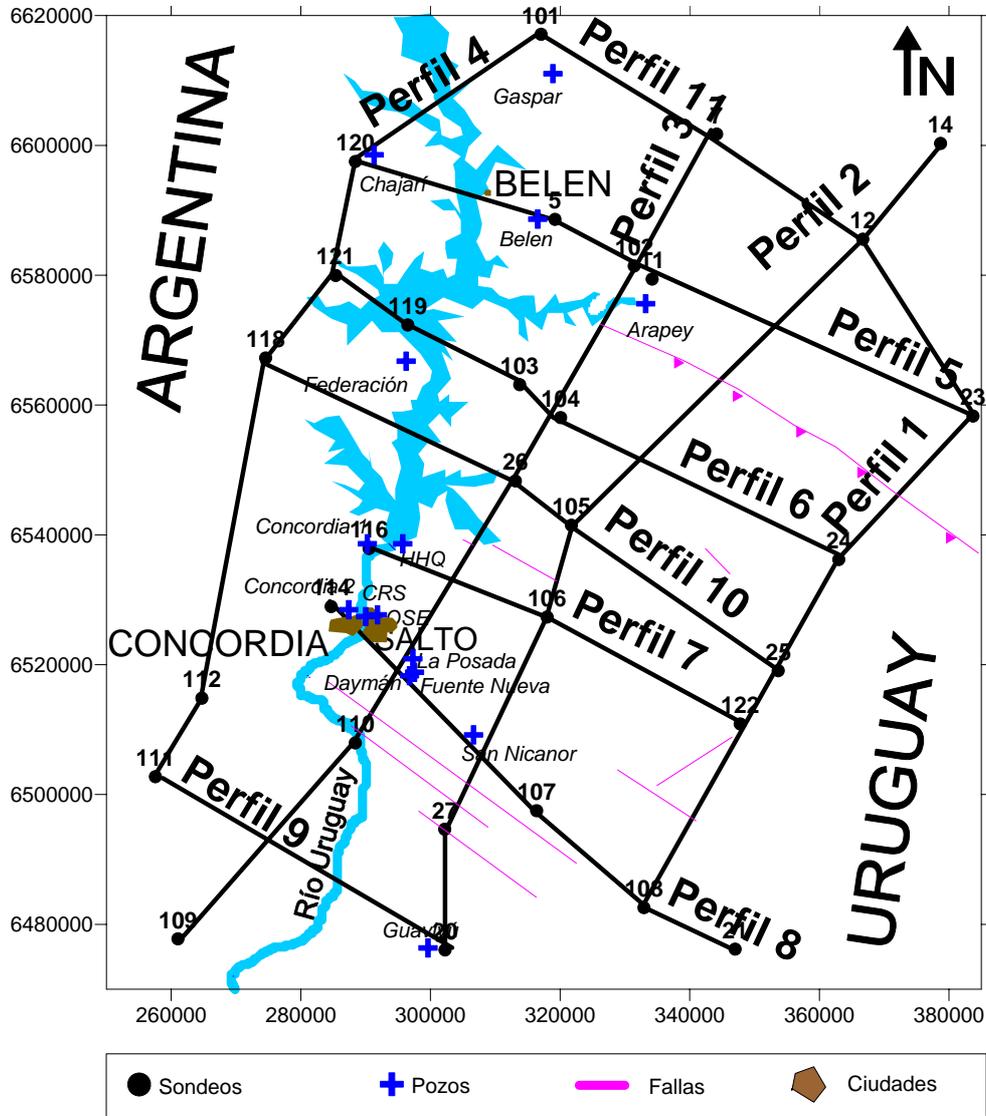


Figura 67. Ubicación de las 11 secciones realizadas.

De la figura se puede observar que la orientación de los perfiles 1 a 4 es aproximadamente paralela a la dirección del Río Uruguay en tanto que los perfiles 5 a 11 son perpendiculares a éstos. El Perfil 1, ubicado en el extremo Este de la zona de estudio, cruza una falla geológica mapeada entre los sondeos 23 y 24, pero los resultados indican que esta falla en el punto de corte con el perfil no hay un desplazamiento vertical significativo en el subsuelo. En cambio, se evidencia la presencia de una discontinuidad lateral abrupta con desplazamientos verticales



importantes (~1,000 m) entre los sondeos 25, 122 y 108, a pesar que la misma ha sido cartografiada como una pequeña falla. El perfil 2 no manifiesta la discontinuidad del perfil 1, pero se visualiza como el basamento se profundiza hacia el Oeste, ya que el mismo se observa a mayor profundidad que el perfil 1, esto último se ve reflejado en las siguientes secciones paralelas (perfiles 3 y 4). Los perfiles perpendiculares a estos muestran como la cuenca se profundiza hacia el Oeste (Argentina), y muestran una discontinuidad importante paralela al Río Uruguay, a aproximadamente 30 km del mismo. En todos estos perfiles se ubican en el eje de las ordenadas la profundidad (m) y en el de las abscisas la longitud (m).

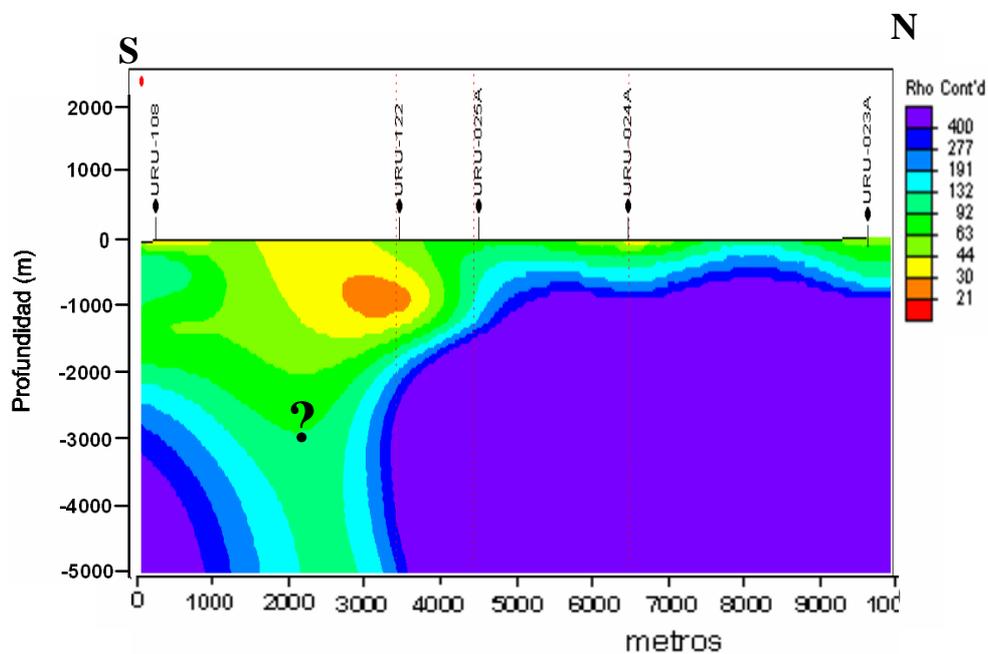


Figura 68. Perfil 1. Interpolación 1D

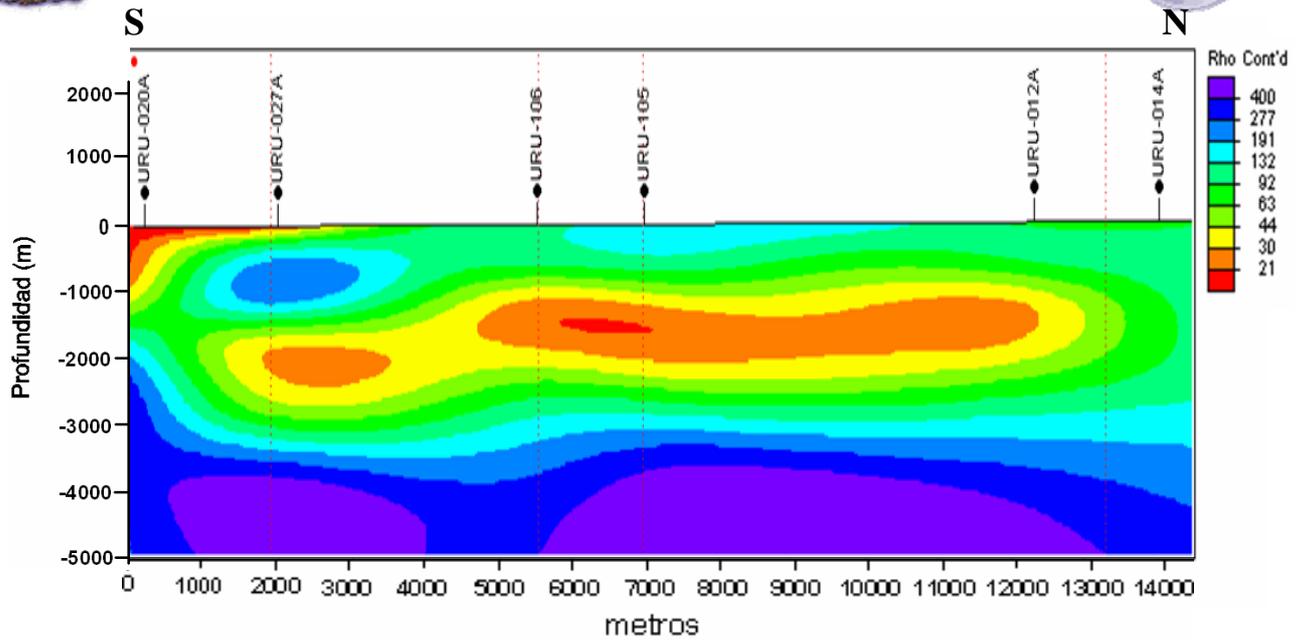


Figura 69. Perfil 2. Interpolación 1D

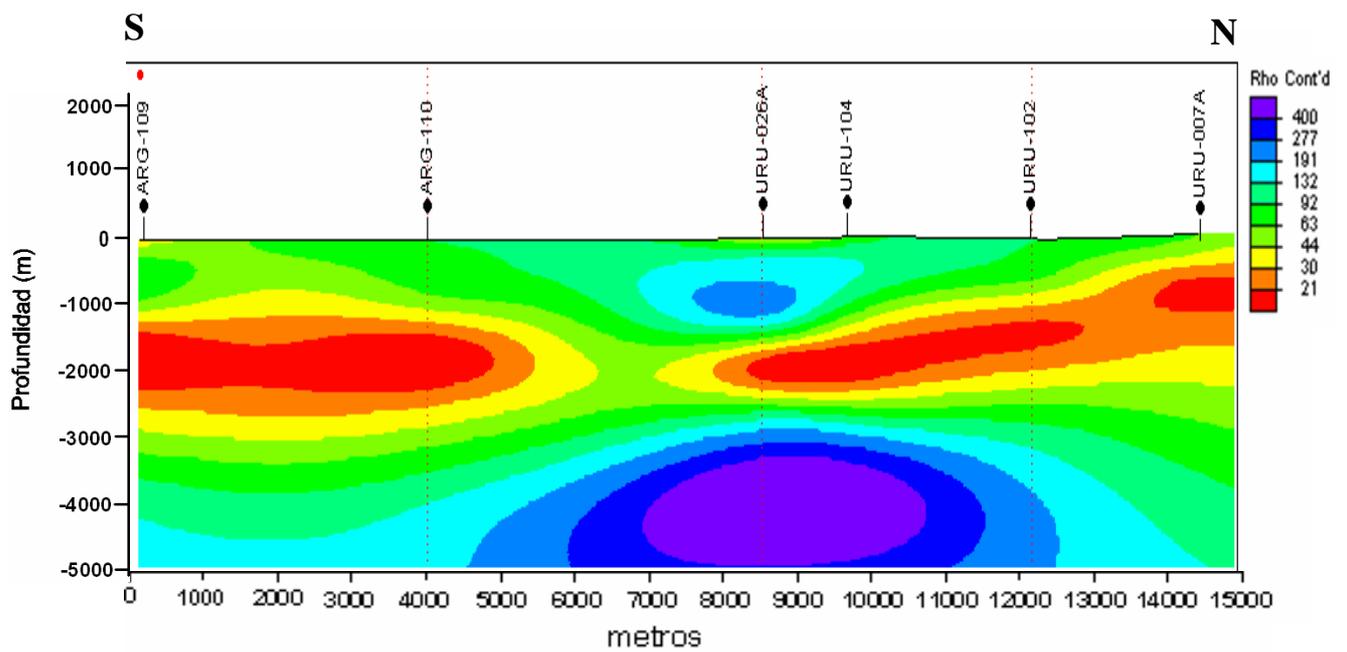


Figura 70. Perfil 3. Interpolación 1D

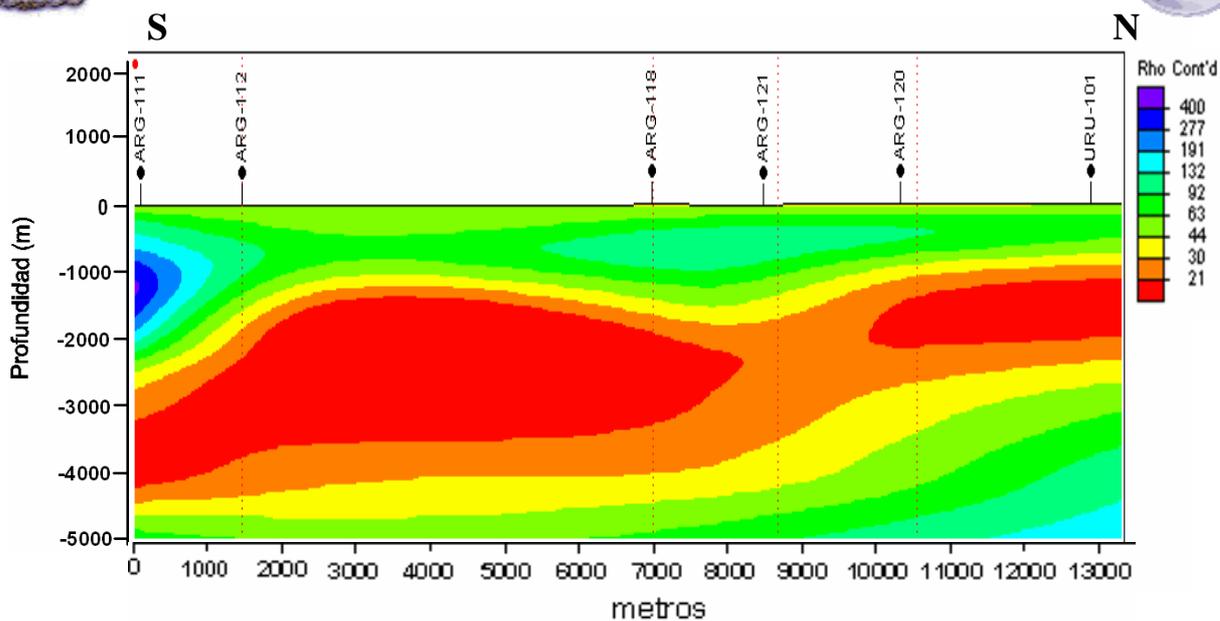


Figura 71. Perfil 4. Interpolación 1D

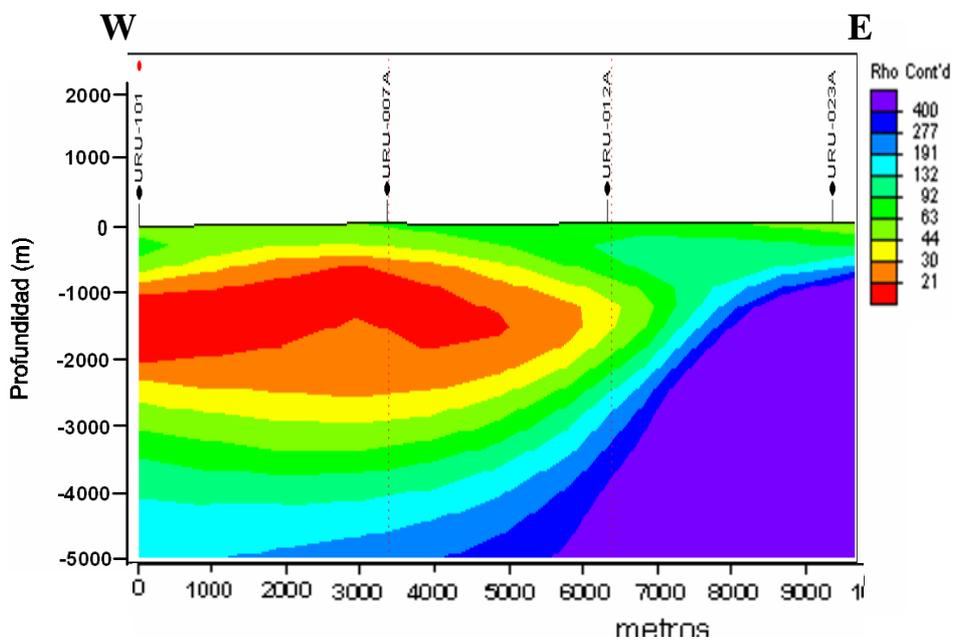


Figura 72. Perfil 11. Interpolación 1D

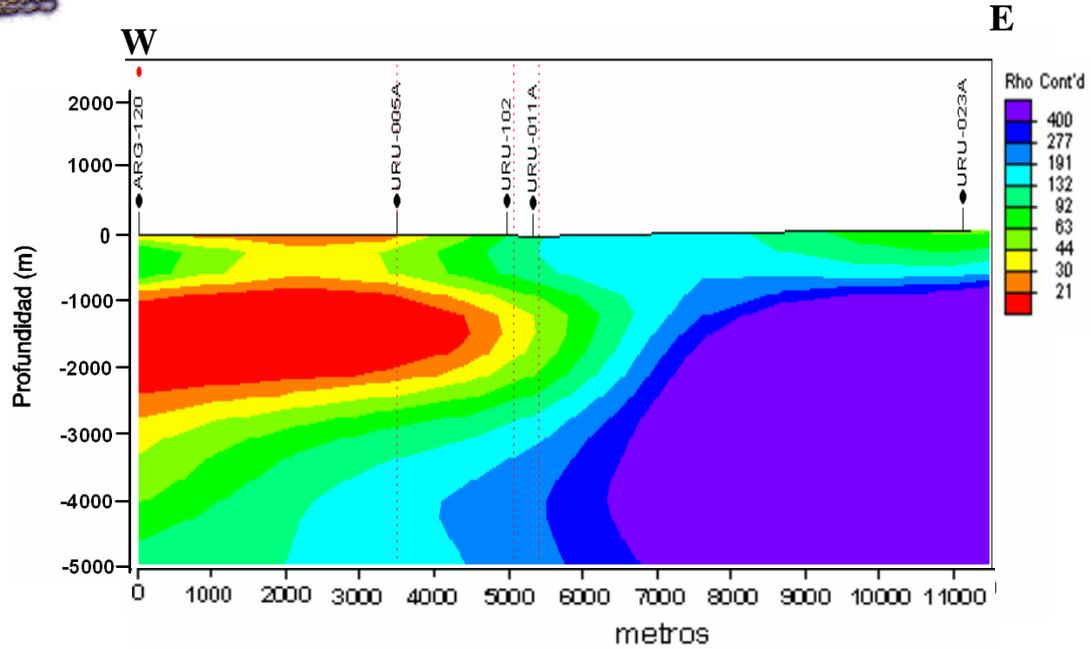


Figura 73. Perfil 5. Interpolación 1D

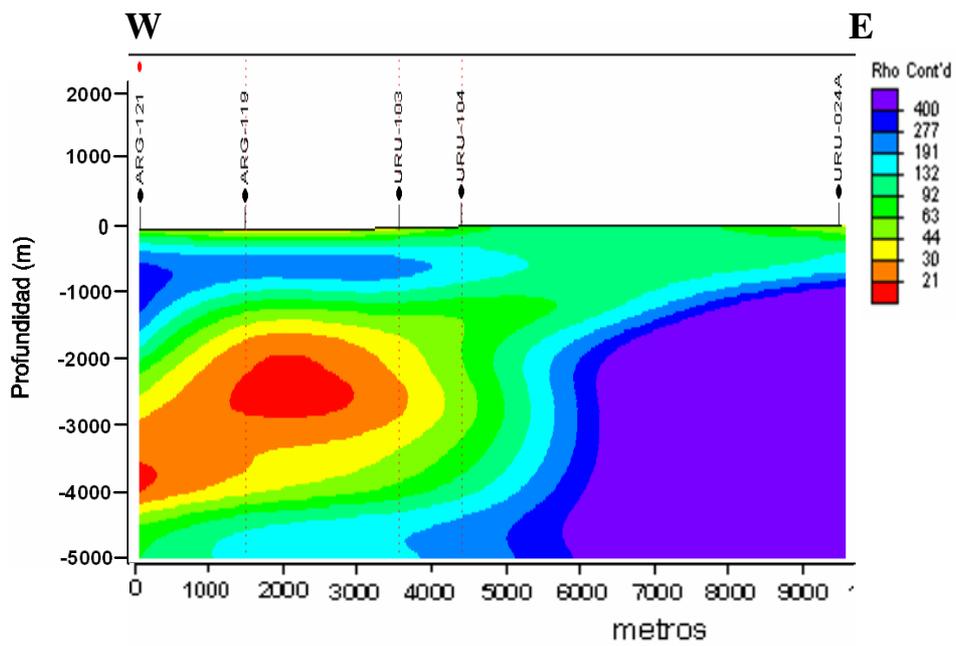


Figura 74. Perfil 6. Interpolación 1D

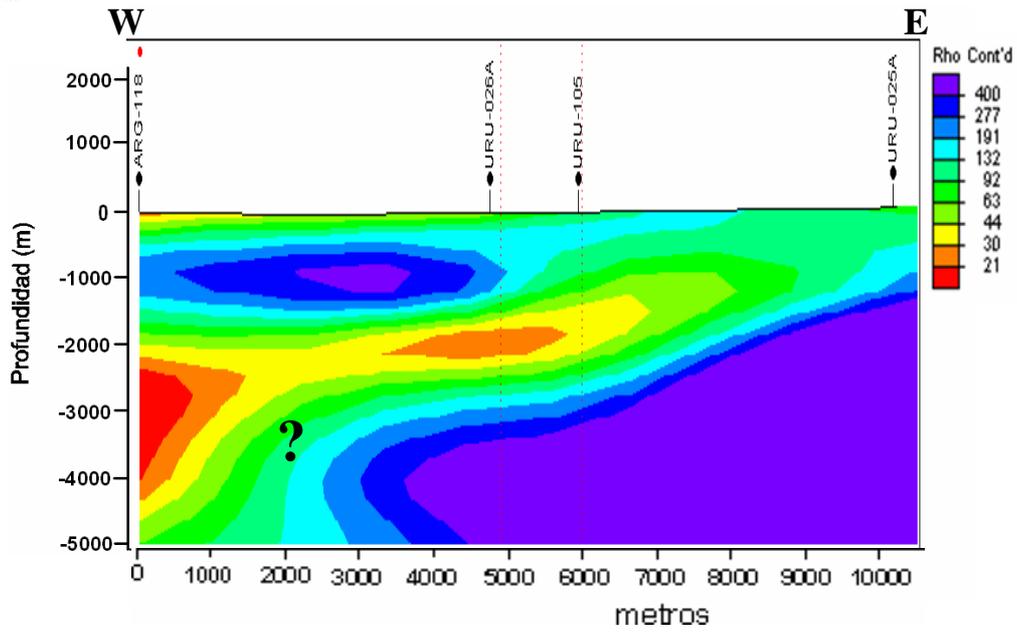


Figura 75. Perfil 10. Interpolación 1D

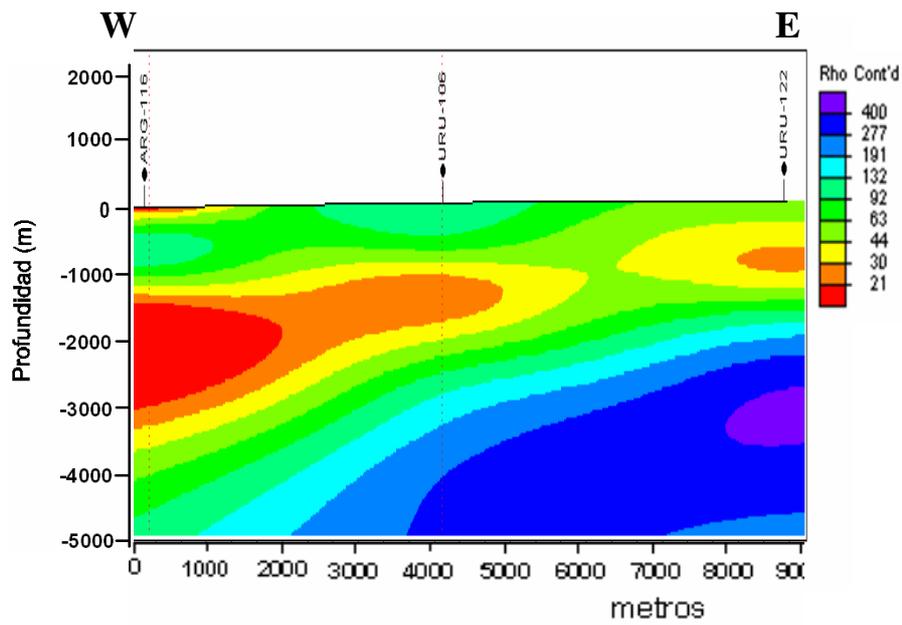


Figura 76. Perfil 7. Interpolación 1D

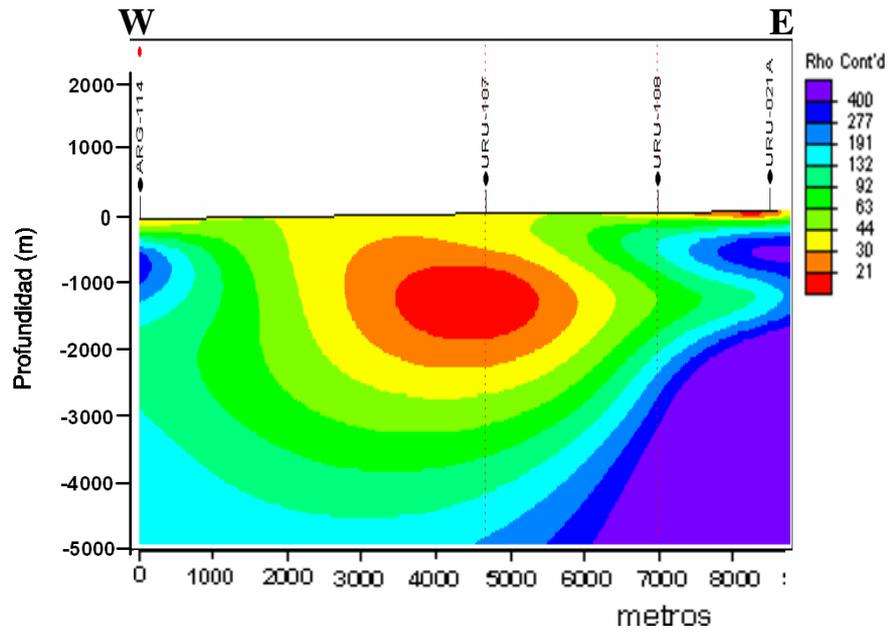


Figura 77. Perfil 8. Interpolación 1D

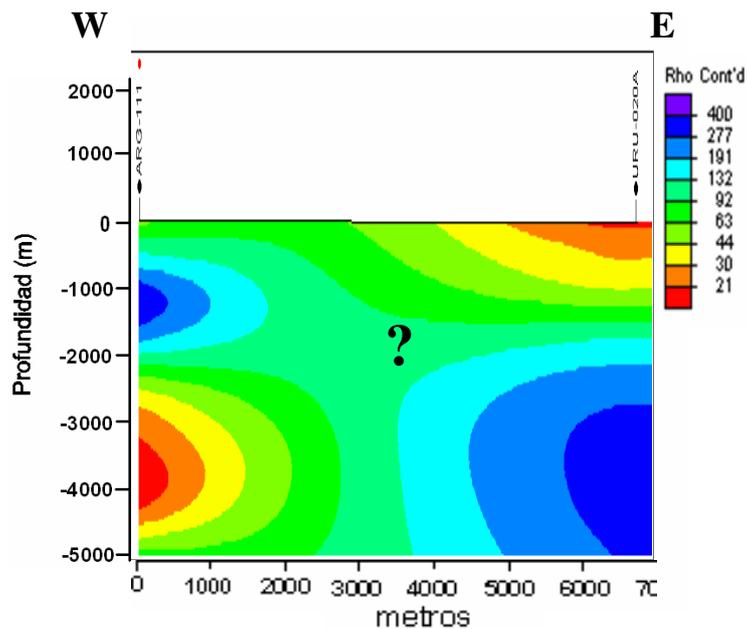


Figura 78. Perfil 9. Interpolación 1D

6.3 Mapas de profundidad

A partir de los modelos unidimensionales se estimaron las profundidades de contactos entre las unidades litológicas más relevantes, tales como la profundidad de la cima y la base del basalto, la profundidad a la que se encuentra el basamento así como el espesor del paquete sedimentario Devónico-Jurásico. La Figura 79 muestra la distribución



estimada de la profundidad a la cual se alcanzan los derrames de basalto. Los tonos café oscuro indican las zonas de mayor profundidad de esta unidad, en tanto que los tonos claros las zonas en que se encuentran más someros. En particular, del lado Uruguayo casi toda la parte centro norte se encuentra aflorando.

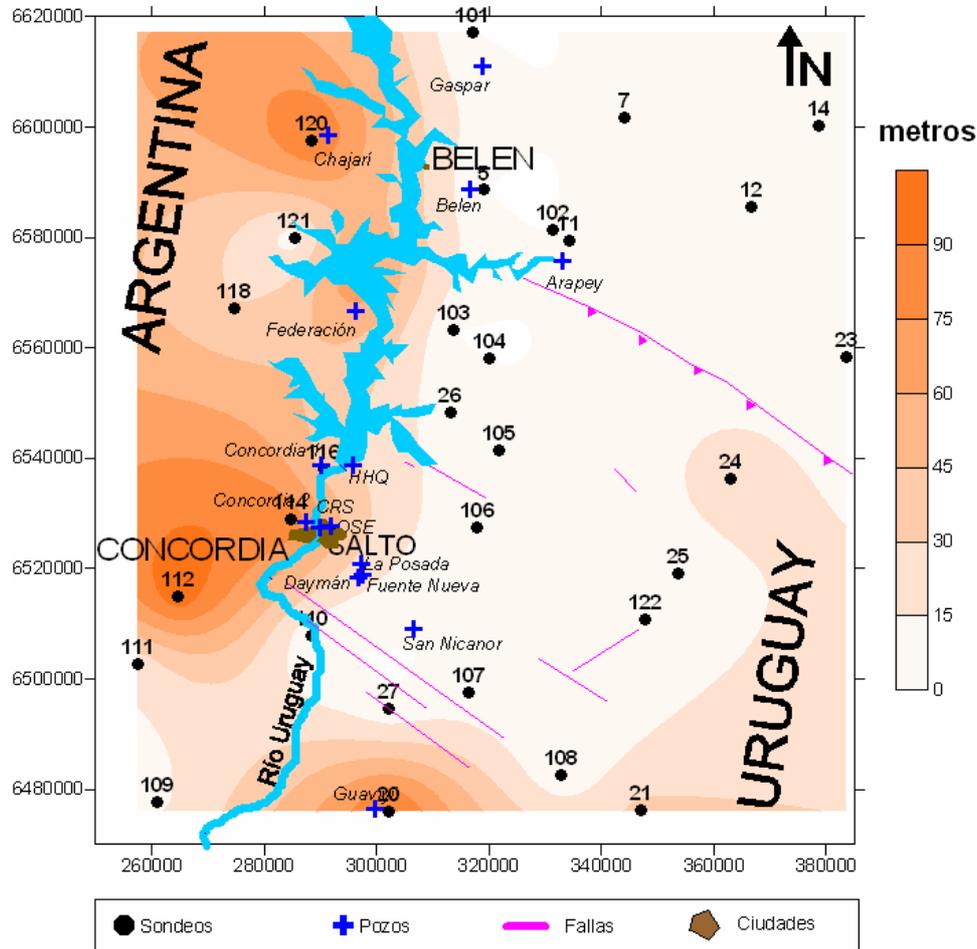


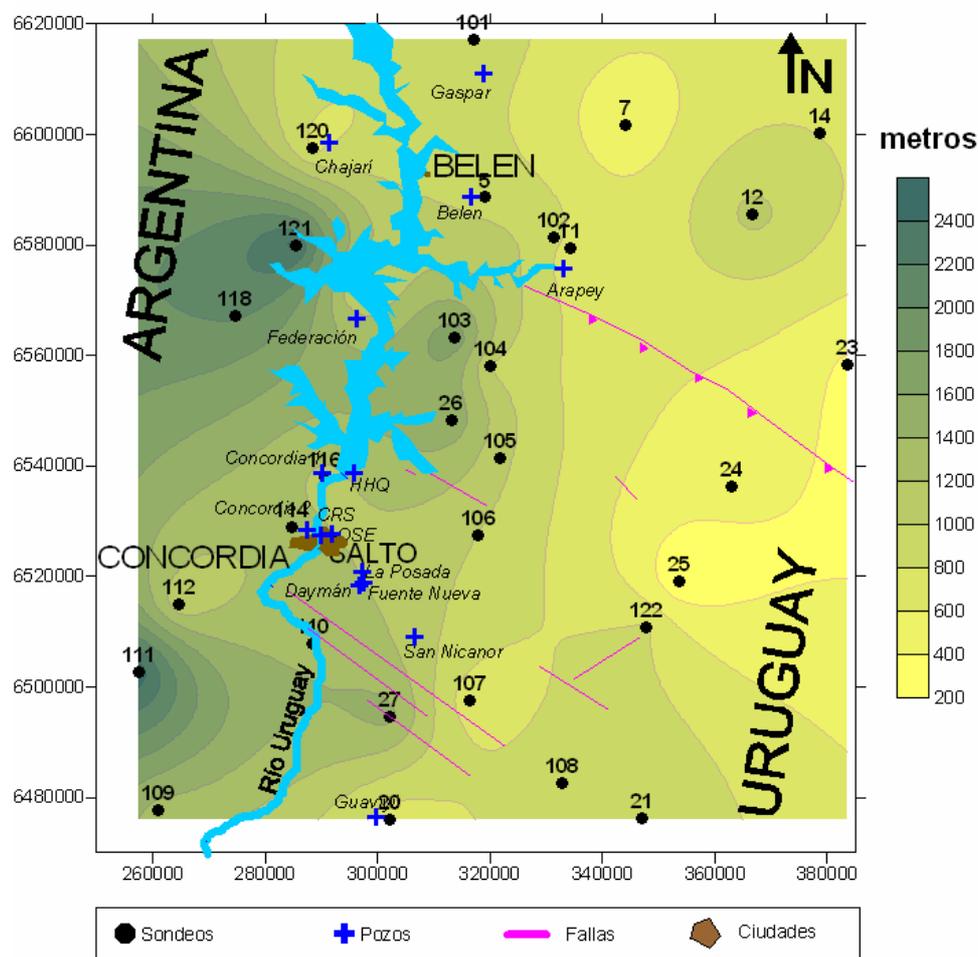
Figura 79. Profundidad que indica el techo de los basaltos

Alternativamente, esta Figura se puede interpretar en términos de los espesores de los sedimentos que cubren los derrames basálticos. Como se observa, del lado Uruguayo la cubierta sedimentaria sobre el basalto es mínima, mientras que del lado Oeste del Río Uruguay se aprecian importantes espesores. En general, la profundidad de la base del basalto corresponde al techo de las rocas sedimentarias Jurásico-Devónicas. Cuando se está dentro del área de presencia del SAG, dicho contacto se interpreta como la cota del techo del SAG. Del lado Uruguayo la transición del basalto a las areniscas está usualmente bien definida, mientras que hacia el Oeste, en territorio Argentino, se presentan intercalaciones entre ambas unidades (basaltos y areniscas) que impiden

Modelo Geofísico del Acuífero Guaraní: Zona Comprendida entre Uruguay y Argentina.



definir con claridad cual es la base de los basaltos. Por las características del método y a partir de los resultados del análisis de los sondeos paramétricos, se puede deducir que la profundidad interpretada como base del estrato resistivo asociado al basalto a partir de los sondeos AMT/MT, se ajusta bien a la profundidad que correspondería la base del basalto junto a la secuencia de intercalaciones inferiores. La Figura 80 indica la profundidad de la base del basalto, la cual varía desde unas pocas centenas de metros, hasta más de 2,000 m en algunos sectores, en particular hacia el Oeste de la zona de estudio.



La Figura 81 muestra en el lado izquierdo los espesores de los derrames de basaltos en el área de estudio y en el lado derecho las anomalías de Bouguer realizadas por Subiza et al., (1994). Del lado Uruguayo se observa una buena correlación entre los mayores espesores de basalto con las zonas de máximos de anomalía de Bouguer. En el lado Argentino no se dispone de información gravimétrica para comparar los resultados.

Modelo Geofísico del Acuífero Guaraní: Zona Comprendida entre Uruguay y Argentina.

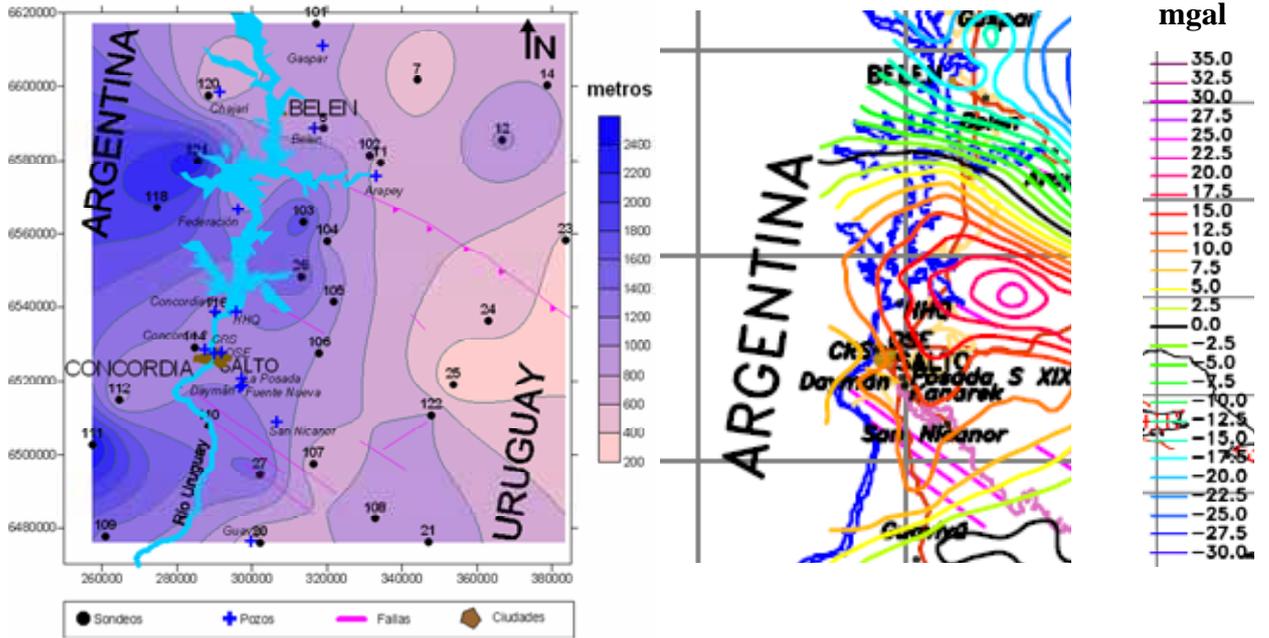


Figura 81. Izquierda espesor de basaltos, derecha anomalía de Bouguer (Subiza et al., 1994)

Por otro lado, la profundidad a la base de la cuenca se muestra en la Figura 82, obtenida a partir de la interpretación de los sondeos unidimensionales junto con los datos de aquellas perforaciones que alcanzan el basamento. Esta presenta gran relevancia desde el punto de vista geológico, ya que permite extender la información de la base de la cuenca a la región Este de Argentina, en donde no existía información previa. De estos resultados se puede observar que el basamento se encuentra a mayor profundidad al Oeste de la zona de estudio. Según estos resultados las profundidades del basamento pueden llegar a los 4,500 m, principalmente en la parte Argentina. Del lado Uruguayo la profundidad máxima alcanzada se estima en 3,200 m en las cercanías del Río Uruguay, unos 20 km al sur de Belén.

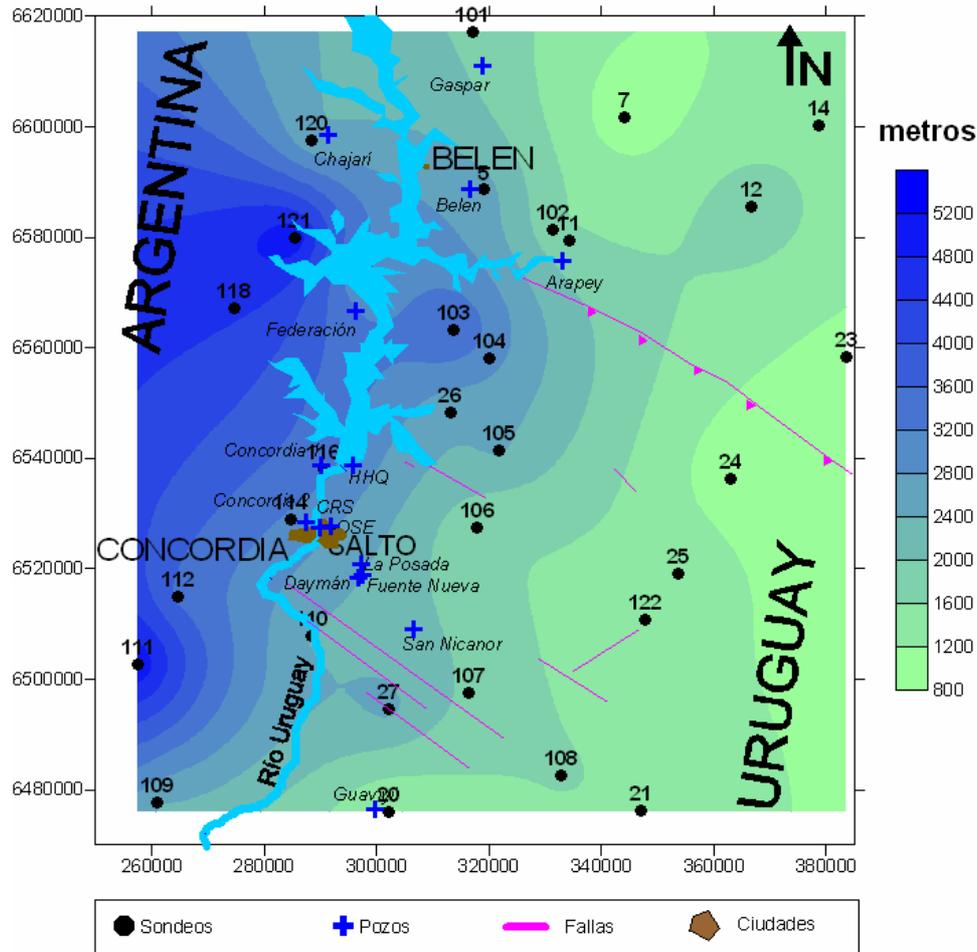
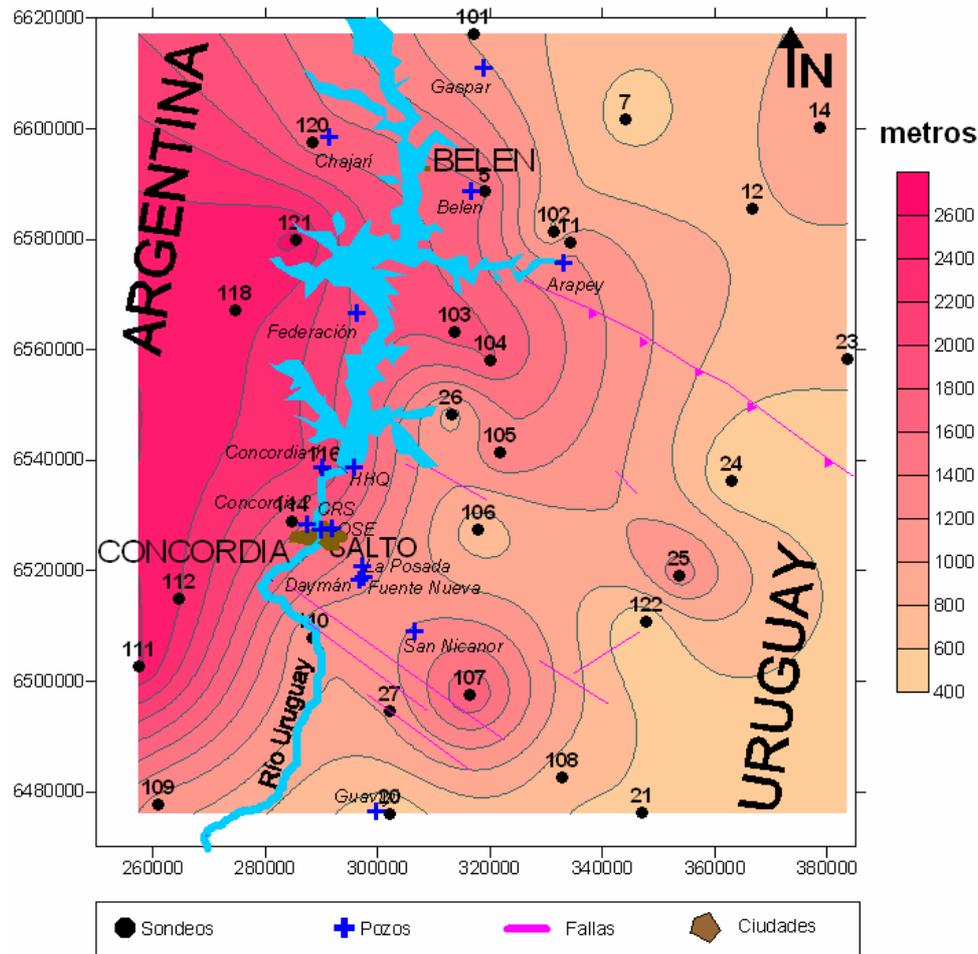


Figura 82. Base de la cuenca

En ocasiones, especialmente del lado Uruguayo, en donde se ha perforado hasta el basamento, se encuentran diabasas de gran espesor en rocas Pérmicas o más antiguas. La Figura 83 representa la distribución del espesor conjunto del paquete de rocas sedimentarias Devónico-Jurásicas y las intrusiones de diabasas. De manera análoga a lo observado para la profundidad al basamento y el espesor de basalto, parece existir un control estructural sobre la sedimentación dentro de la cuenca. El espesor de los sedimentos presenta un marcado incremento en dirección Oeste, con sectores de menos de 200 m a unos 60 km al Este del Río Uruguay, y sectores de más de 2,000 m a unos 30 km al Oeste del Río.



6.4 Análisis bidimensional

En vista a que no hay una dirección característica de la estructura principal (sección 4.5.1) y que el promedio de los ángulos de giro es de aproximadamente 0° , las interpretaciones 2D que se muestran en esta sección se realizaron sin girar los sondeos, con dirección al Norte magnético que implica un azimut de 9° respecto al Norte geográfico. Las inversiones se hicieron utilizando ambos modos de polarización simultáneamente, fijando una varianza de 2.5 % y con un número de 10 iteraciones.

6.4.1 Secciones de profundidad 2D

A continuación se presentan todos los perfiles con la interpretación 2D realizada. Al observar las secciones se nota una muy buena correlación con los realizados en el apartado 6.2, en el cual se presentan los perfiles de profundidad efectuados por



interpolación lineal para las interpretaciones 1D. Igualmente estos últimos (interpretaciones 2D) presentan mejor calidad que los anteriores y en los mismos se denota claramente como la cuenca se profundiza hacia el oeste, además de las discontinuidades mencionadas en apartados anteriores. Como es el caso de la sección 1 (Figura 84), que se observa un gran descenso de alrededor 1,000 m entre los sondeos 25, 22 y 108. Y las secciones perpendiculares al Río Uruguay donde manifiestan el desplazamiento vertical a 30 km aproximadamente al Oeste de dicho río y paralelo al mismo. Igual que para los 1D, en todos estas secciones se ubica en el eje de las ordenadas la profundidad (m) y en el de las abscisas la longitud (m). Los errores cuadráticos medios (RMS) de cada perfil se presentan en el apartado Estabilidad de la solución (6.4.2).

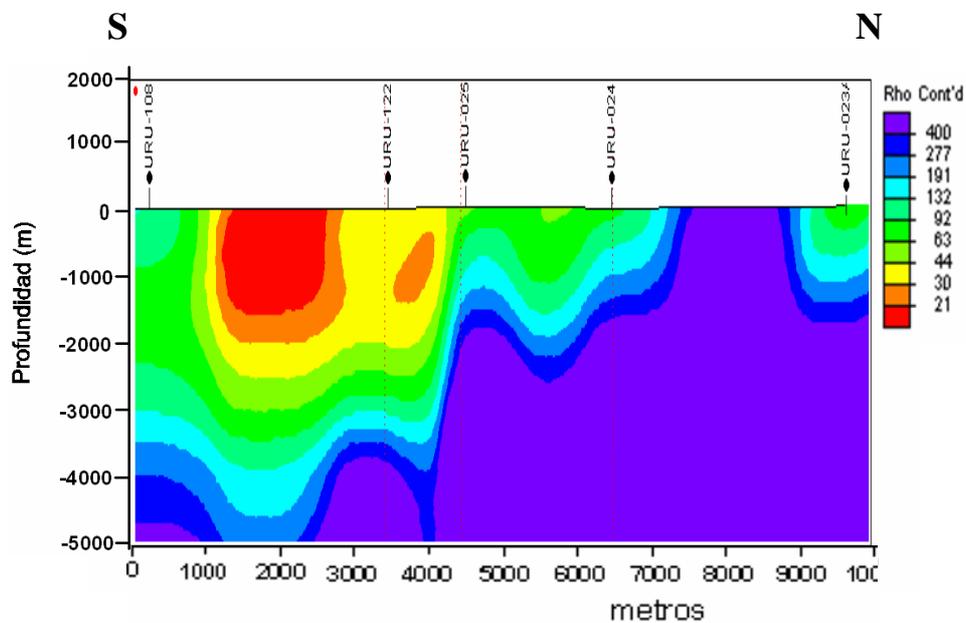


Figura 84. Perfil 1, análisis 2D

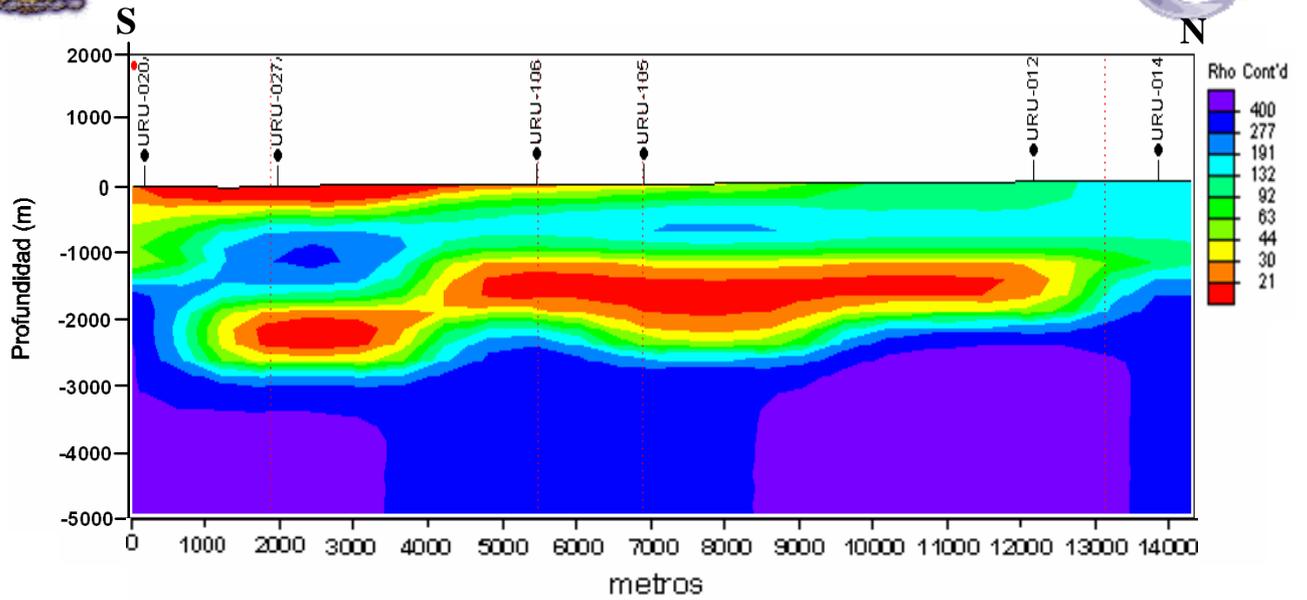


Figura 85. Perfil 2, análisis 2D

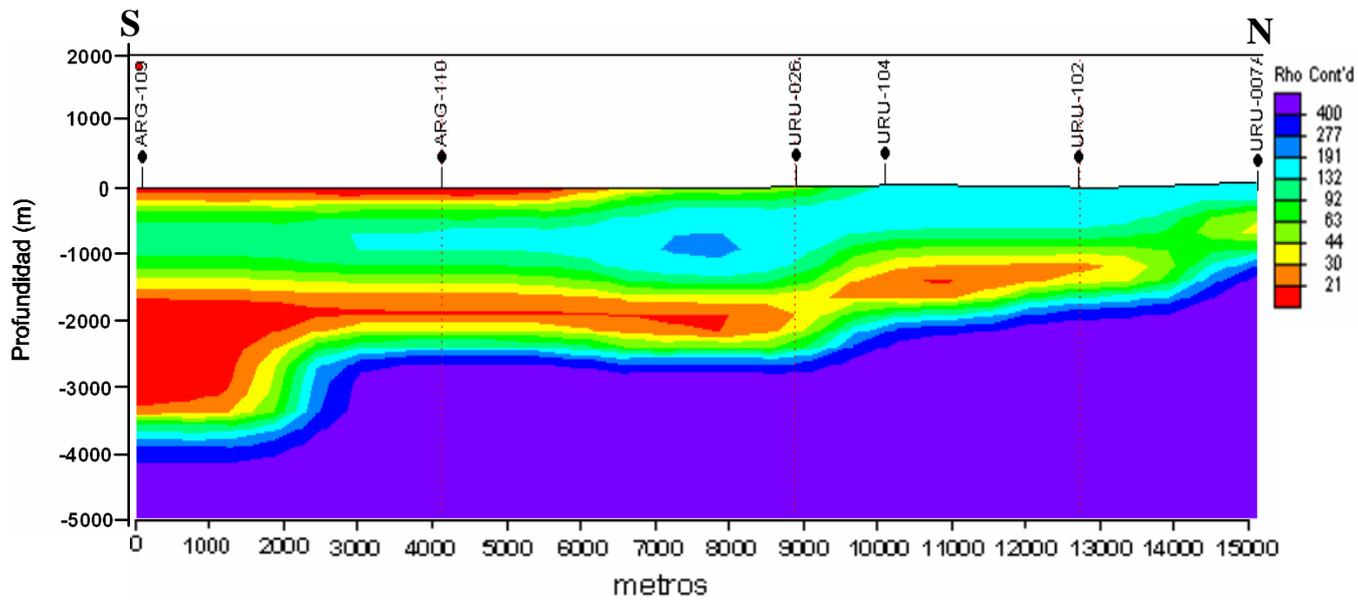


Figura 86. Perfil 3, análisis 2D

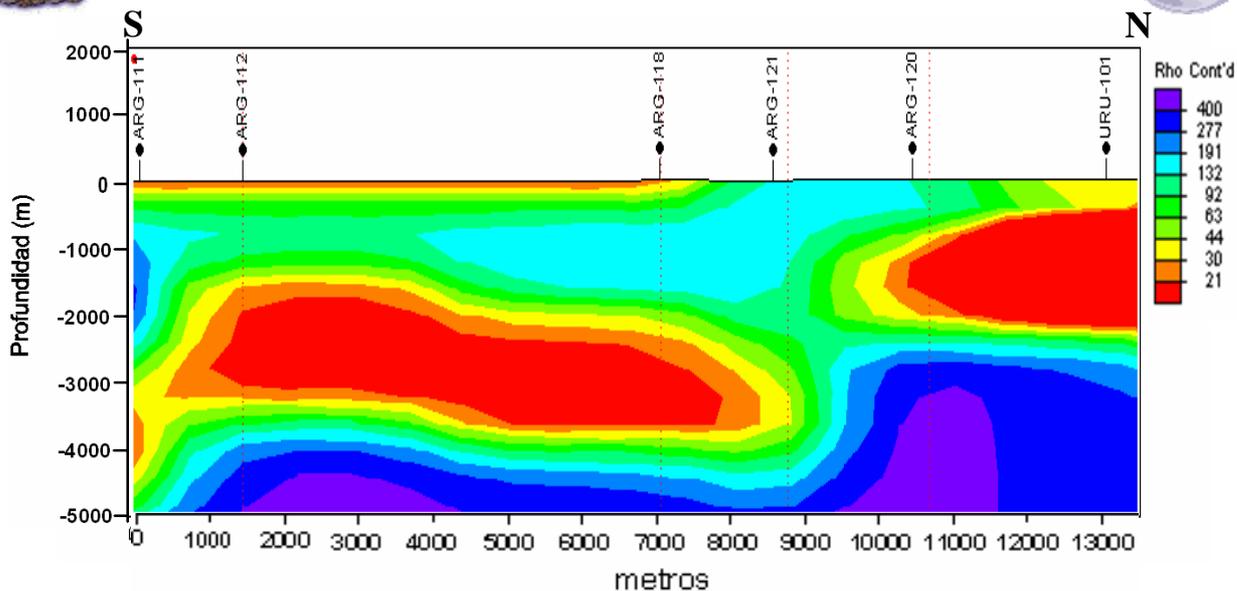


Figura 87. Perfil 4, análisis 2D

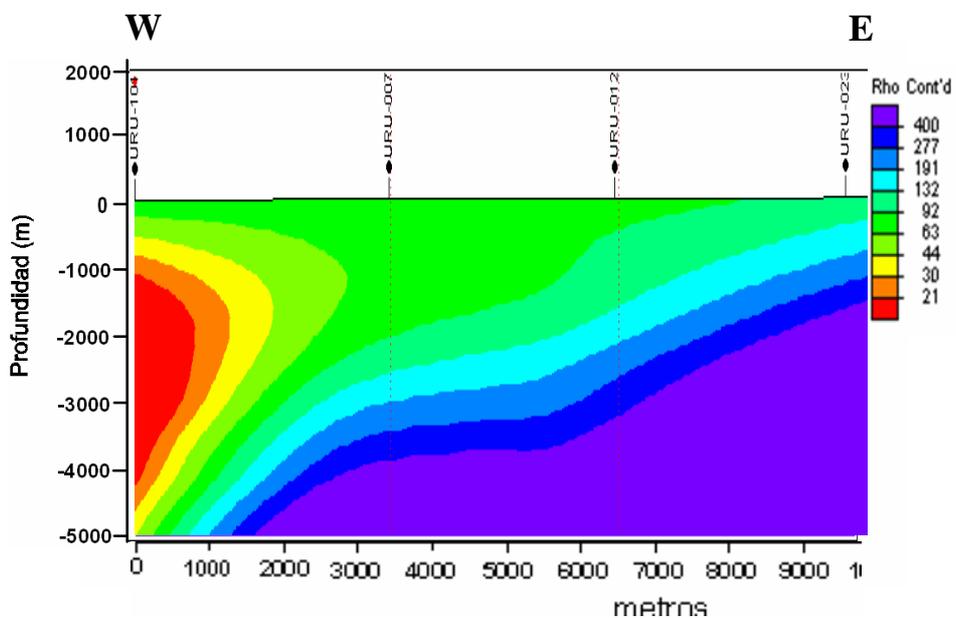


Figura 88. Perfil 11, análisis 2D

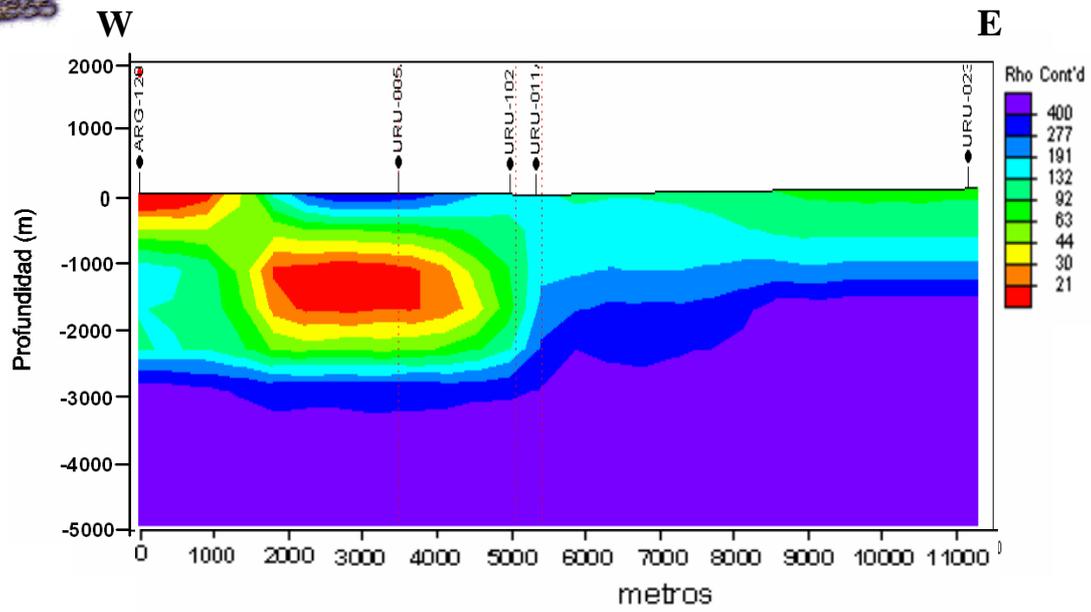


Figura 89. Perfil 5, análisis 2D

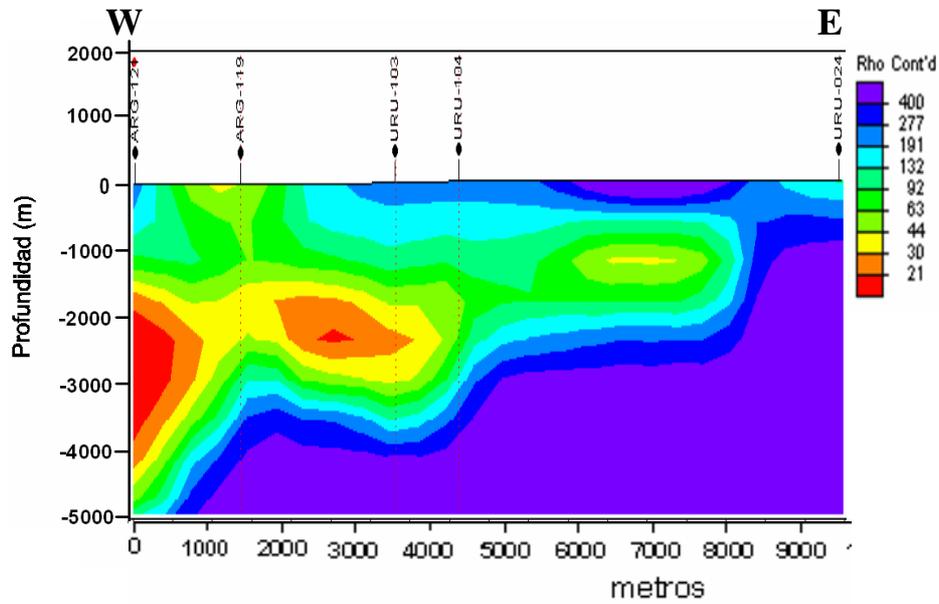


Figura 90. Perfil 6, análisis 2D

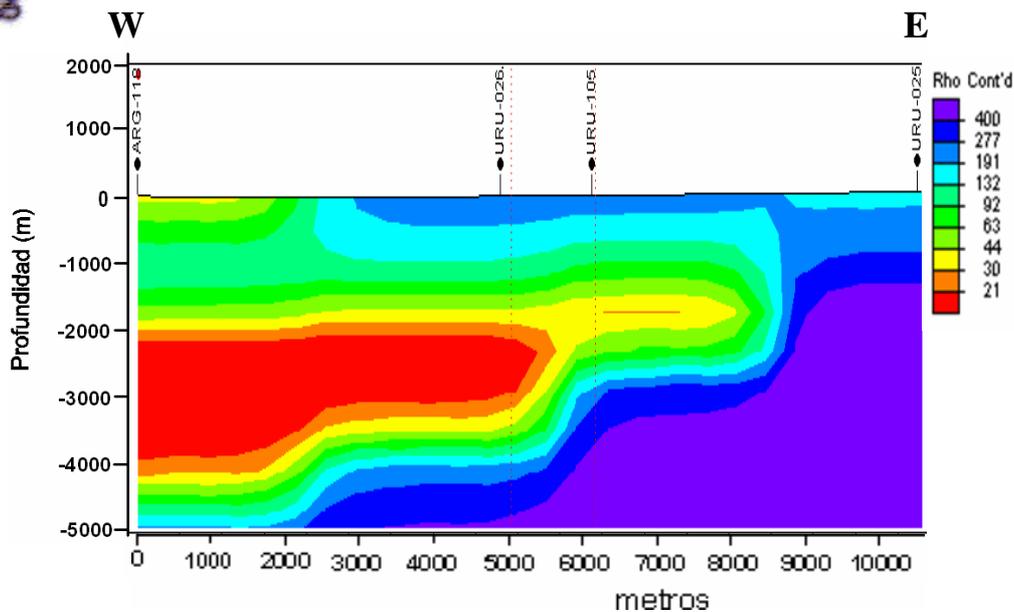


Figura 91. Perfil 10, análisis 2D

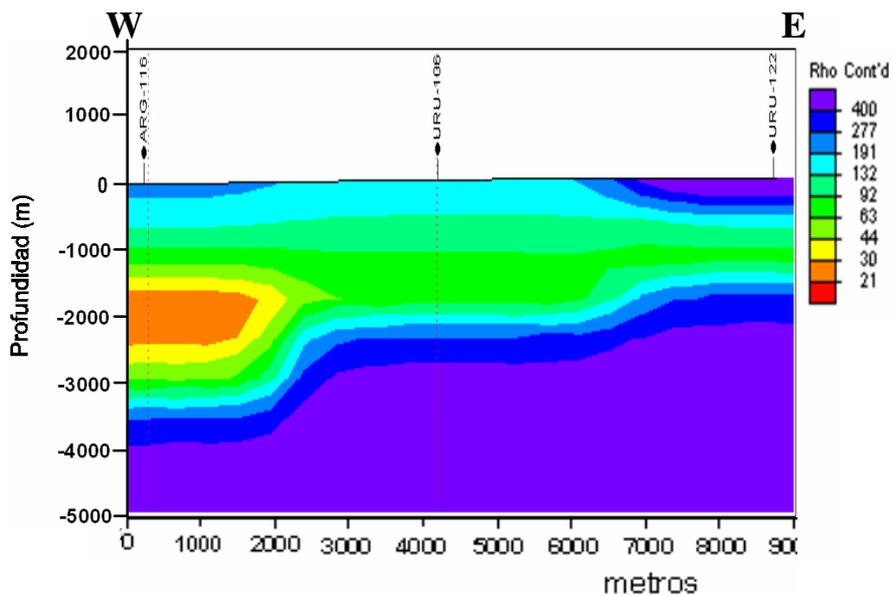


Figura 92. Perfil 7, análisis 2D

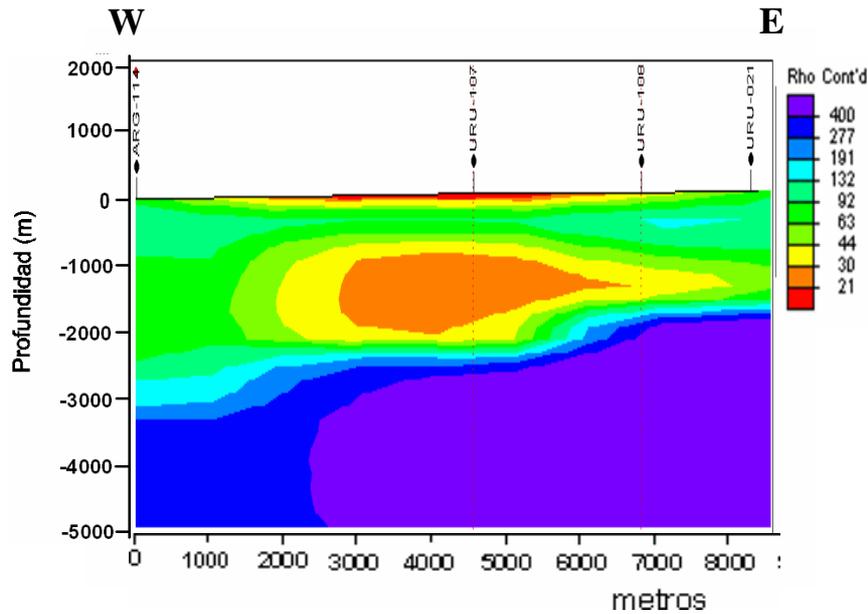


Figura 93. Perfil 8, análisis 2D

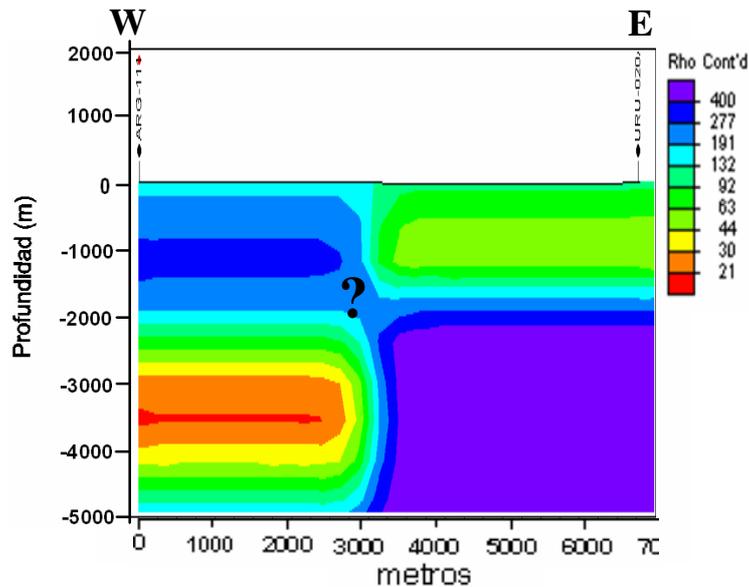


Figura 94. Perfil 9, análisis 2D

6.4.1.1 Secciones con las principales unidades geológicas

A continuación se presenta un esquema con las principales unidades geológicas de las secciones 2, 4 y 6. Dichas secciones se tomaron debido a que poseen cinco o más puntos de exploración, además su ubicación geográfica es útil para describir la zona de estudio. La sección 2 (14 km de longitud) tiene dirección N-S y se ubica al Este del Río Uruguay, la sección 4 (13 km de longitud) es paralela a la anterior pero al Oeste de dicho río y por último la 6 (9 km de longitud) es perpendicular a ambas. En el perfil 4 se aprecia una gran discontinuidad vertical entre los sondeos 120 y 121, evidenciando que la falla observada en territorio Uruguayo continúa en territorio Argentino. En dicha *Modelo Geofísico del Acuífero Guaraní: Zona Comprendida entre Uruguay y Argentina.*



sección se observan los sedimentos post-cretácicos sobre los basaltos y como el basamento se ubica a mayor profundidad que en la sección 2, indicando como la cuenca se profundiza hacia el Oeste. Esto último se aprecia claramente en la sección 6, donde en el sondeo 121 el basamento se ubica a más de 4,000 m de profundidad.

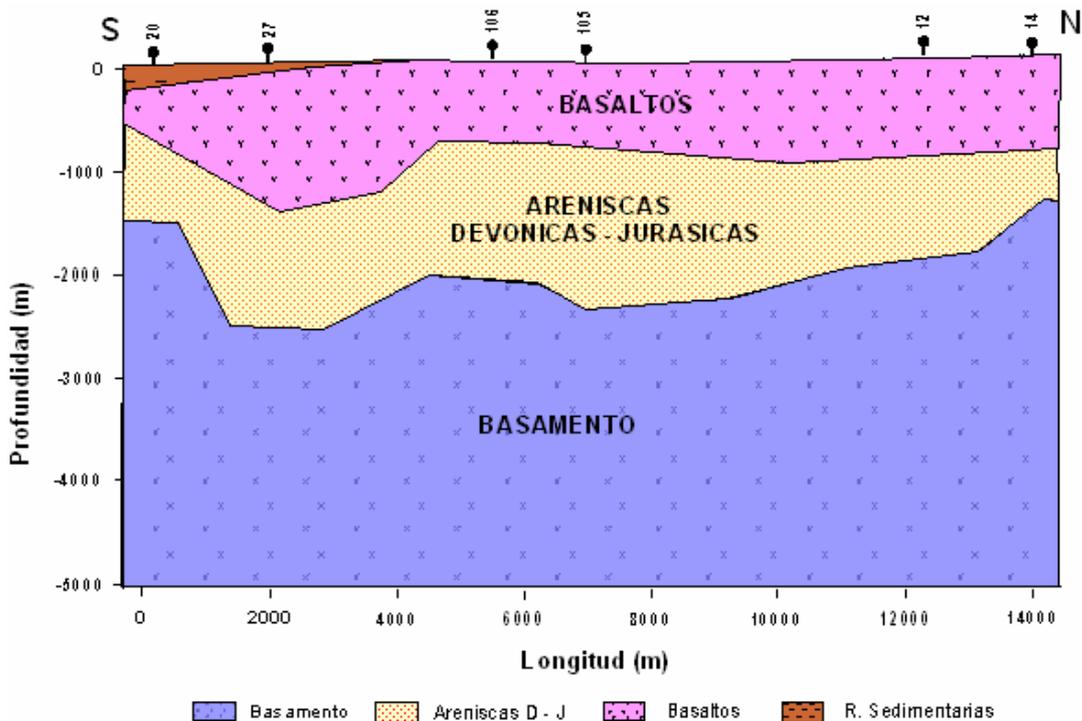


Figura 95. Perfil 2, sección geológica

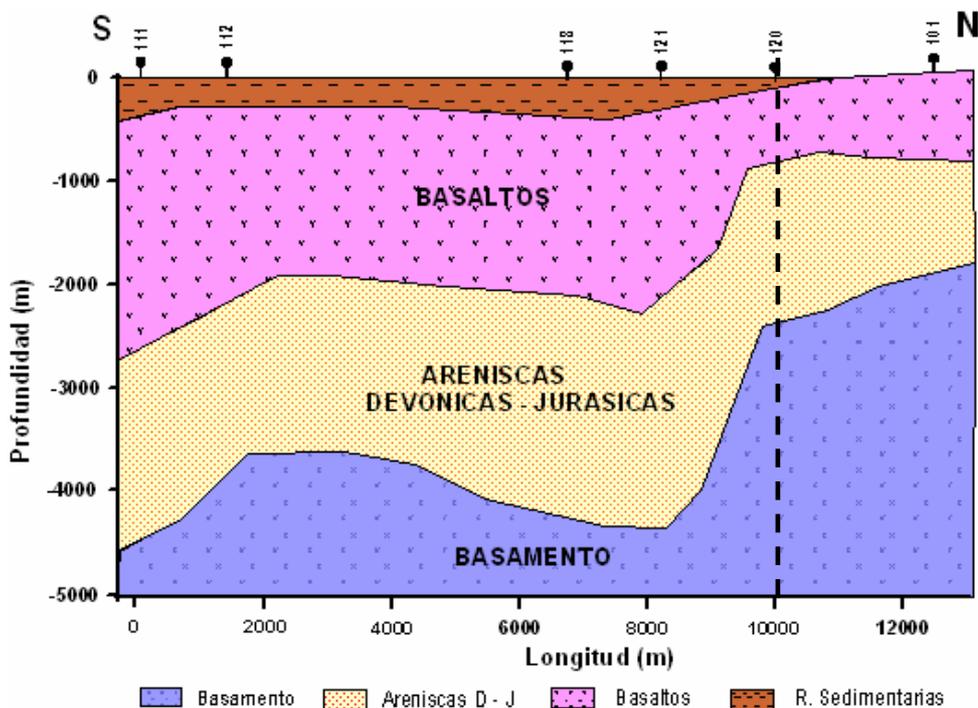
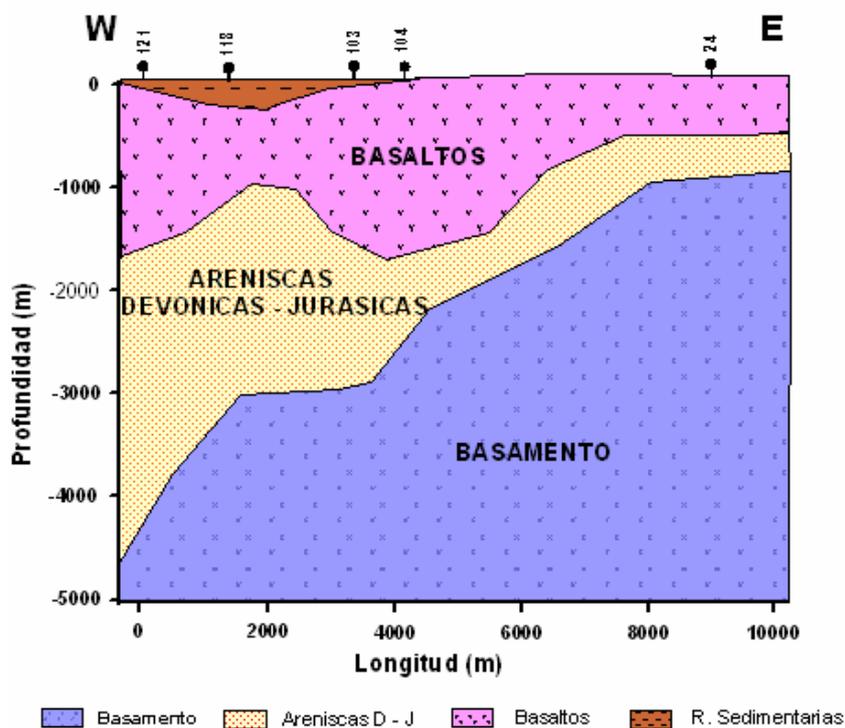


Figura 96. Perfil 4, sección geológica



6.4.2 Estabilidad de la solución

Para la realización de las interpretaciones 2D en el programa WINGLINK[®], se fijó una varianza de 2.5 % y un número de 10 iteraciones. El error cuadrado medio (RMS, *root mean square*) de cada una de las secciones se presenta en la Figura 98. Como se puede observar los errores no son grandes, son menores a 5 % a no ser el caso del perfil 10 (error de 5.06 %). Esto demuestra que los datos obtenidos se ajustan muy bien a los modelos realizados. En la Figura 99 se observa los TE y TM calculados y observados, para el sondeo 101 en la interpretación 2D. Este sondeo tiene un RMS de 2.67 %. Todos los demás ajustes se presentan en el anexo 4.

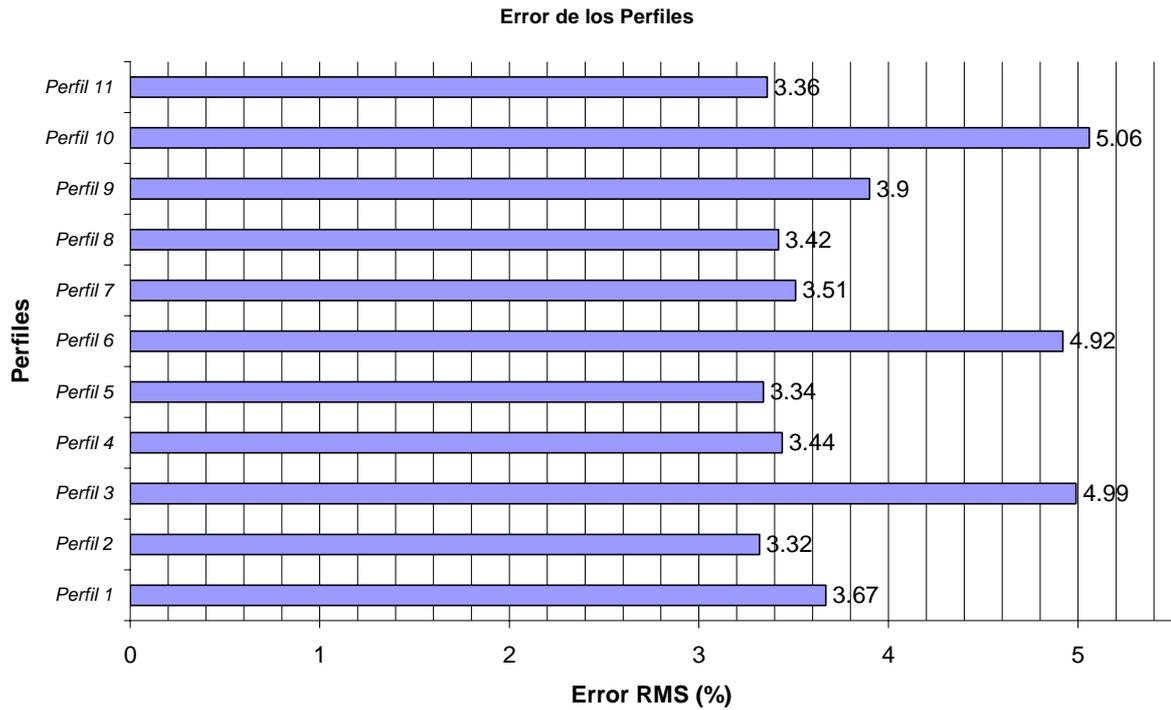


Figura 98. Error cuadrático medio de cada perfil

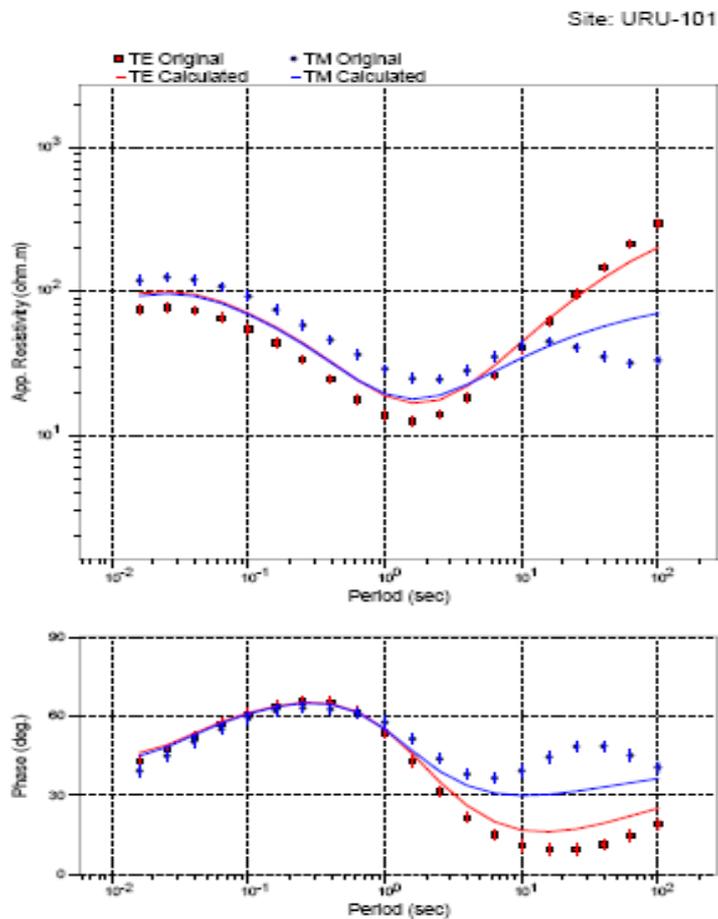


Figura 99. TE y TM calculados y observados, sondeo 101, interpretación 2D.



La ubicación geográfica de los sondeos fue bastante buena, aunque para un mejor ajuste y mayor conocimiento de la región quedaron algunas zonas con poca densidad de los mismos. Esto último fue debido a que en algunos casos no se pudieron obtener los permisos necesarios, en otros se trataba de lugares con ruido electromagnético o no se daban las condiciones naturales apropiadas.

6.5 Modelo conceptual 3D

Se generaron superficies 3D, a partir de los resultados obtenidos en las interpretaciones 1D y 2D, que representan las interfases entre las principales unidades geológicas, interpolando los valores de profundidad calculados. La Figura 100 presenta la ubicación de cada sondeo y la Figura 101 la superficie topográfica de la zona de estudio, en ambas figuras se muestra el Río Uruguay como referencia. La Figura 102 muestra el techo de los basaltos y la Figura 103 presenta la base de estos lo cual es análogo al inicio de las rocas sedimentarias trásico-jurásicas del SAG. Igualmente la Figura 104 presenta el techo del basamento, donde se apoyan las areniscas carboníferas-pérmicas que subyacen al SAG. Por último la Figura 105 muestra todas las unidades geológicas indicadas en esta sección y en la Figura 106 se observa un esquema geológico del mismo. Todas las Figuras (100-106) están expresadas según las coordenadas en UTM del Servicio Geográfico Militar (SGM), y en el eje vertical se presenta la cota en m.

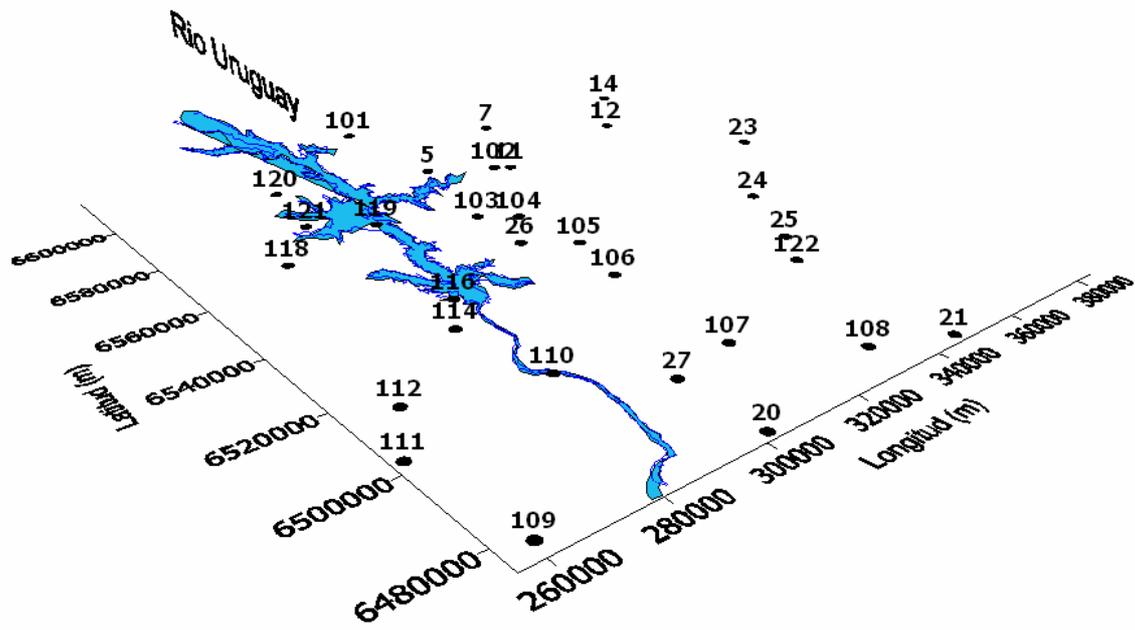


Figura 100. Ubicación de los sondeos realizados.

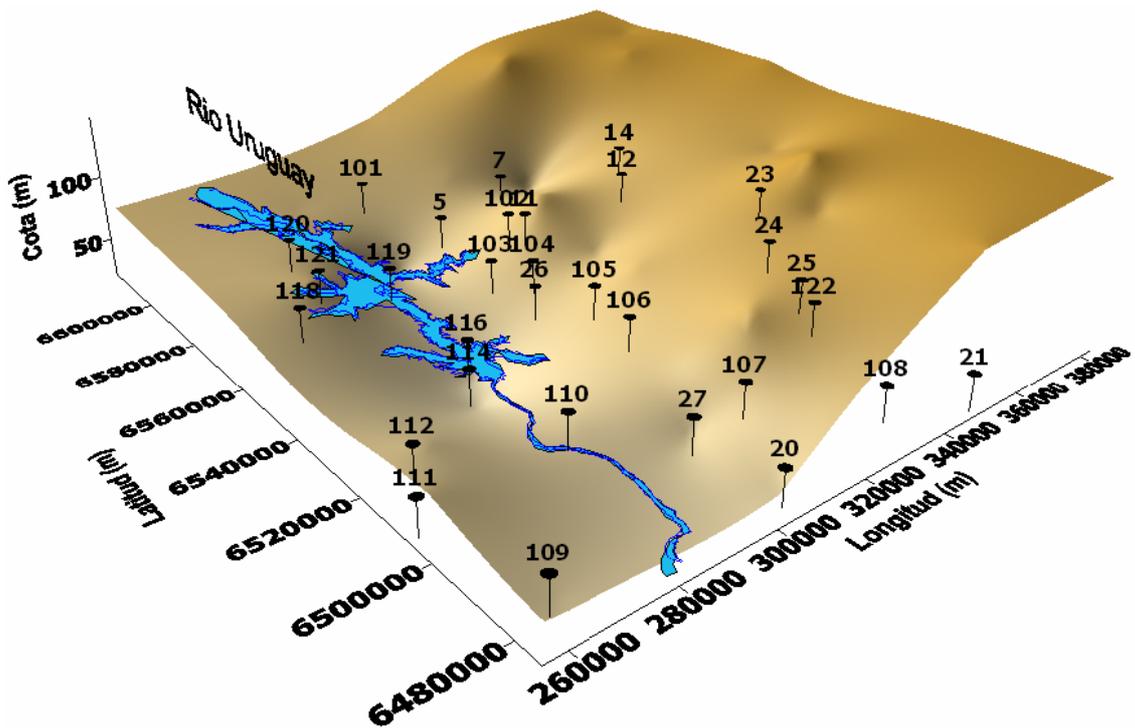


Figura 101. Superficie topográfica de la zona de estudio.

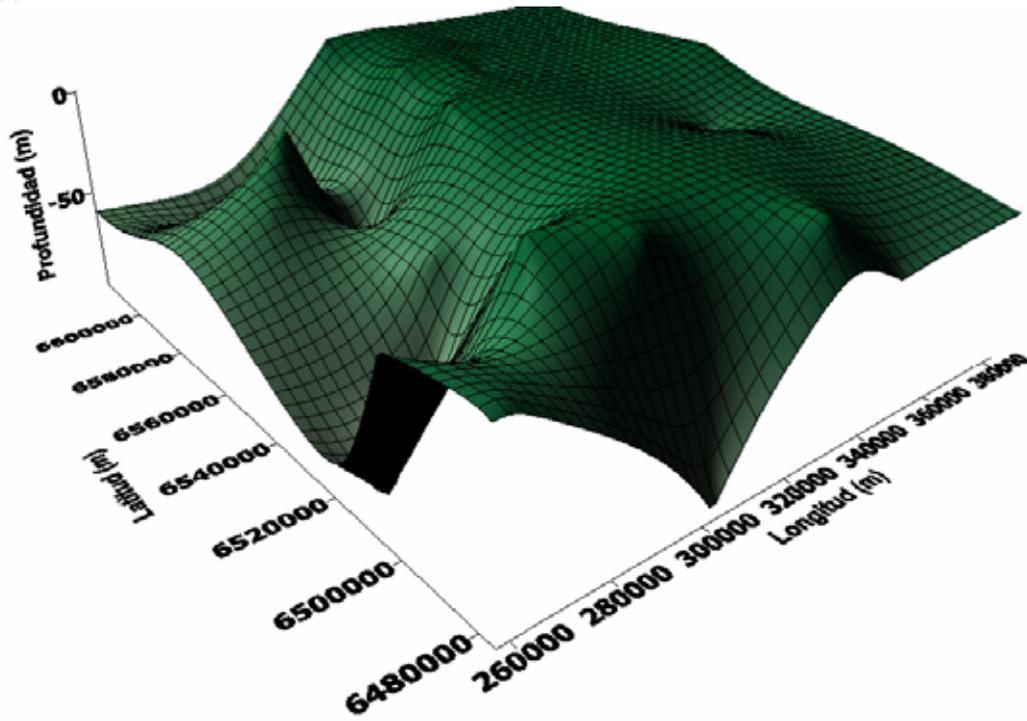


Figura 102. Techo de los Basaltos.

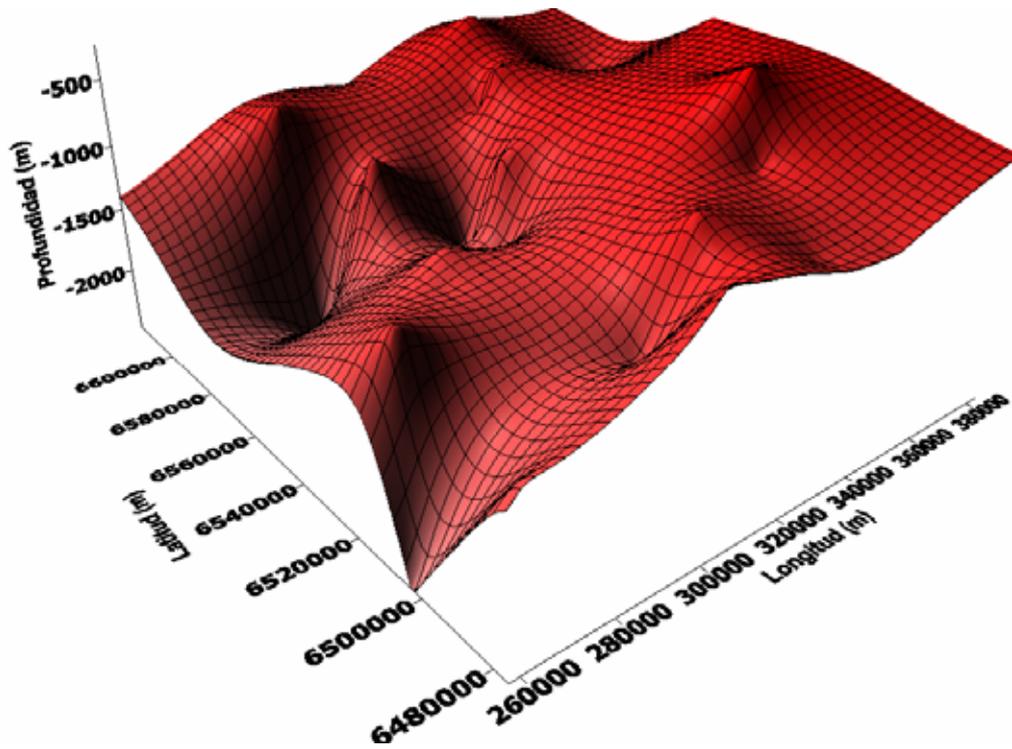


Figura 103. Base de los basaltos.

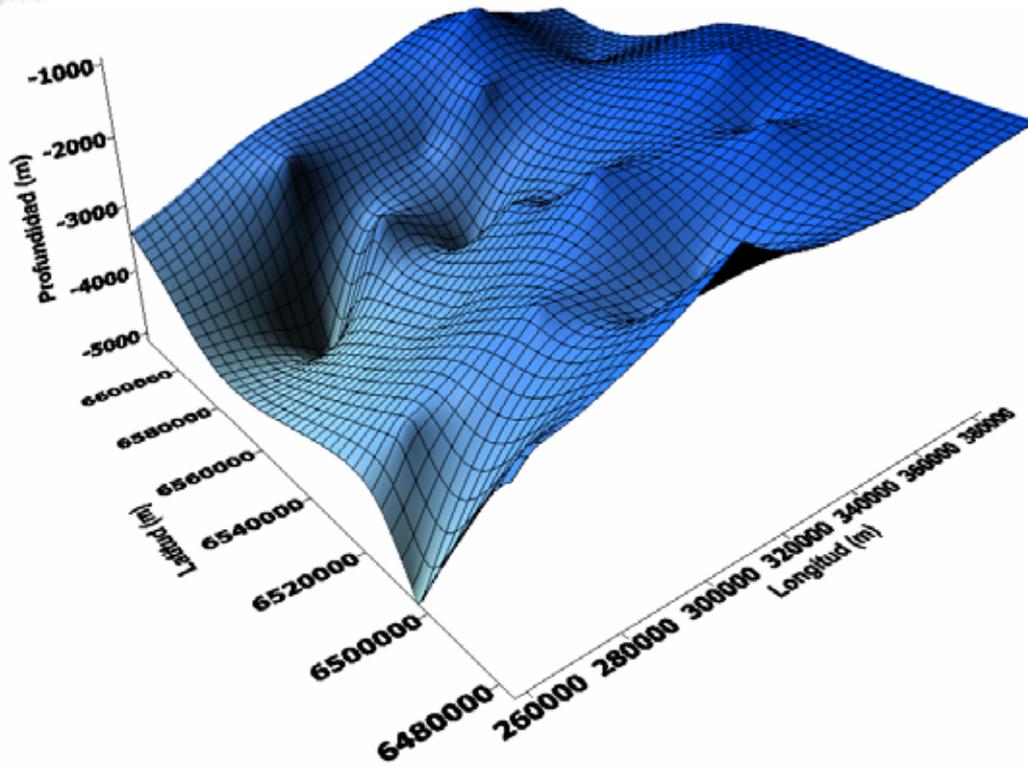


Figura 104. Techo del Basamento.

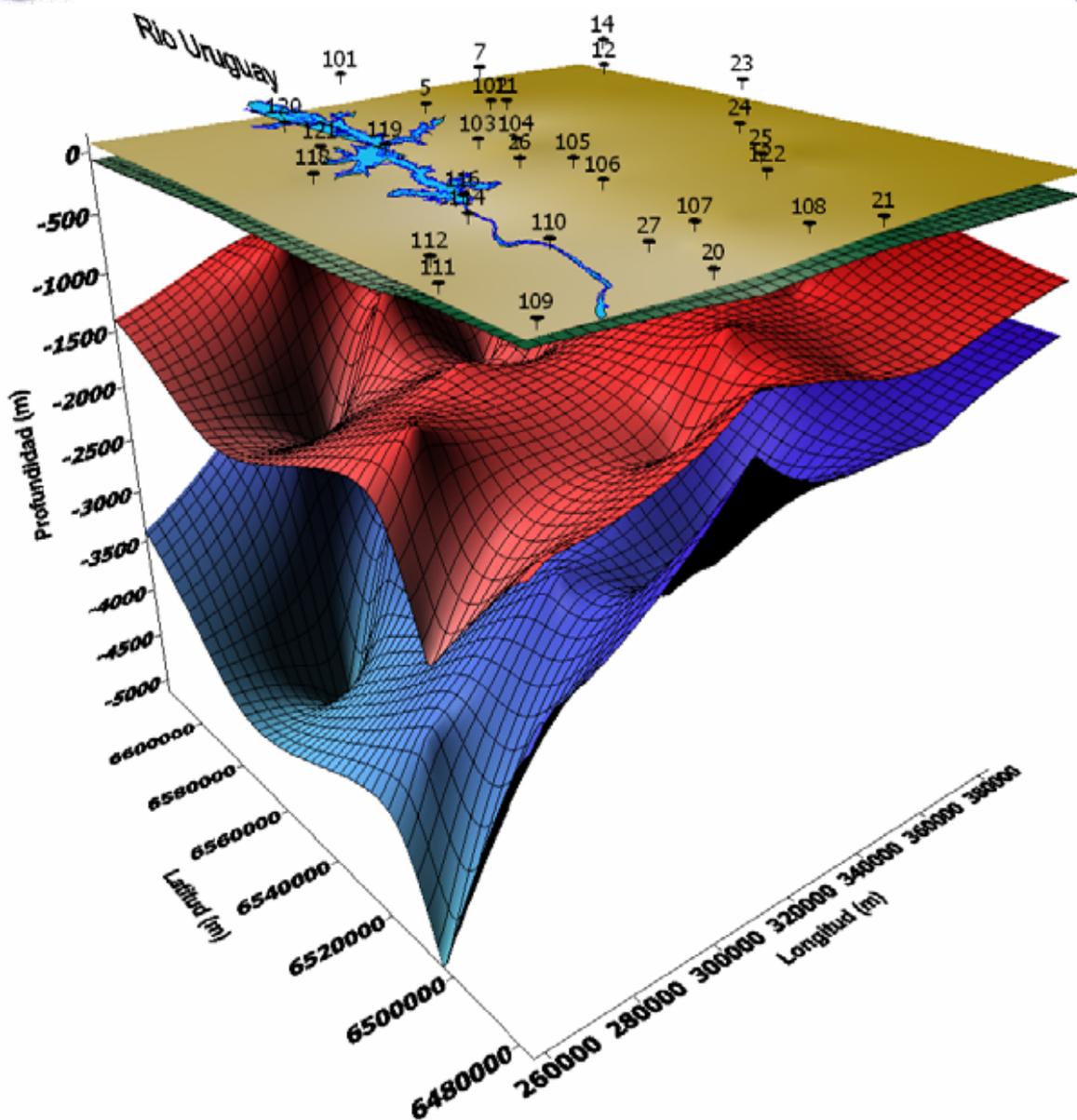


Figura 105. Modelo general de los límites de las unidades geológicas.

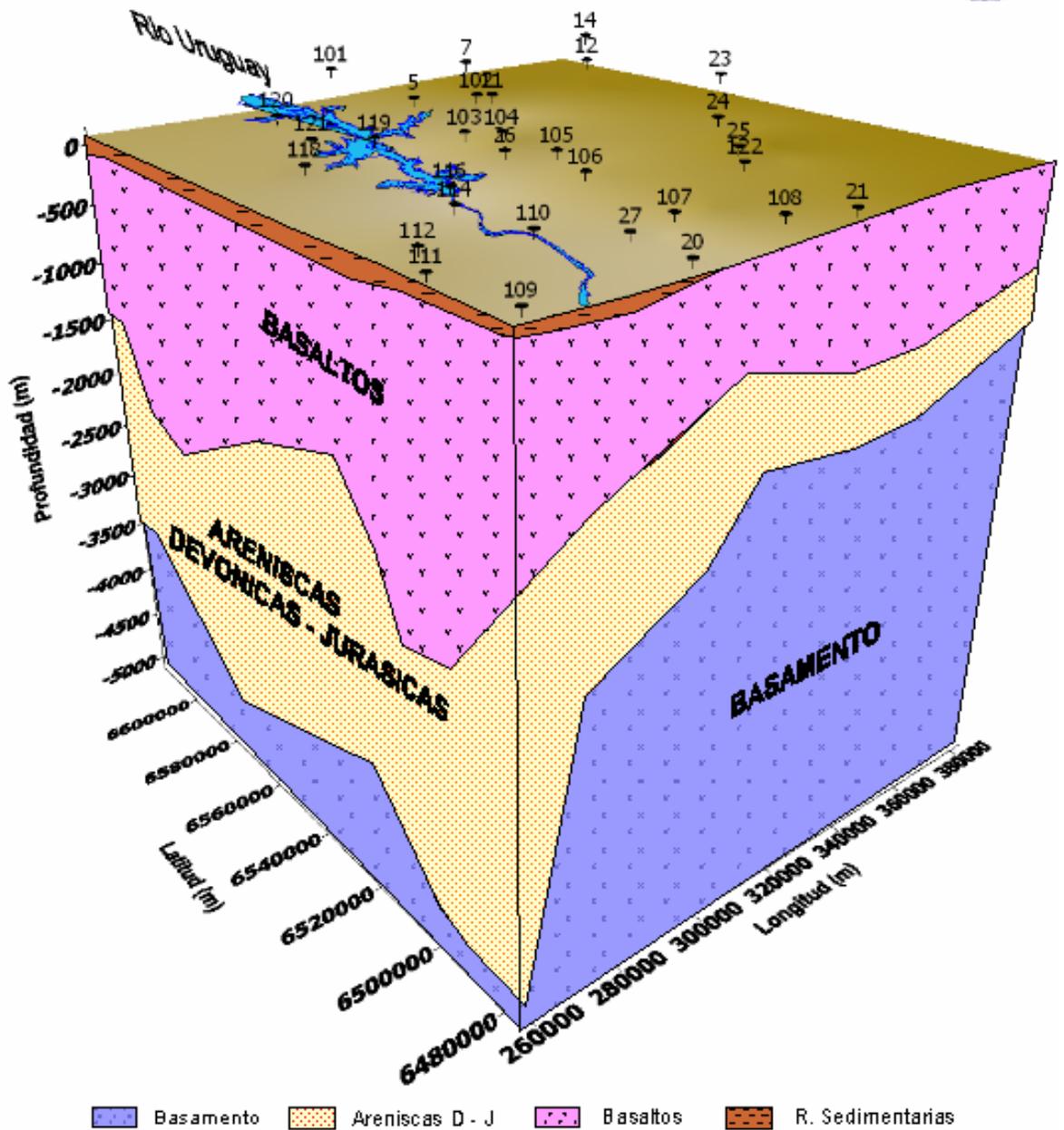


Figura 106. Modelo general de las unidades geológicas

En todas estas figuras se distingue claramente como la cuenca se profundiza hacia el Oeste (Argentina), y como el paquete sedimentario devónico-jurásico aumenta en potencia en dicha dirección. Además se observa la discontinuidad importante en el basamento con dirección N-S, mencionada anteriormente en los perfiles, que se ubica a unos 30 Km aproximadamente al Este del Río Uruguay.



7 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los sondeos electromagnéticos de espectro amplio AMT-MT constituyen una herramienta muy útil para el estudio de la secuencia del relleno de la cuenca Chaco-Paranense, en particular, para el estudio del SAG en esta región del continente. Los contrastes en las propiedades eléctricas de los diferentes paquetes litológicos de la cuenca representan la mayor ventaja del método, además del amplio rango de profundidades que abarca, las cuales van de unos cuantos metros hasta varios kilómetros. Adicionalmente, la versatilidad del método permite que pueda ser utilizado exitosamente en áreas estructuralmente complejas que incluyen zonas con fallamiento intensivo o de condiciones de borde del SAG.

Los 31 sitios investigados y los 54 sondeos AMT y MT interpretados constituyen un aporte importante al conocimiento geológico de la cuenca en general y del área de estudio en particular. La interpretación de esta información permitió la configuración del basamento así como de los derrames de basalto y del paquete sedimentario, en el cual se encuentra contenido el SAG. Previamente a este estudio la profundidad del basamento en la parte Argentina era desconocida, y hoy se conoce en al menos 10 sitios.

Según los criterios de dimensionalidad aplicados, el comportamiento del medio es en general 1D para la banda de frecuencias correspondiente al SAG. El análisis de distorsión arroja valores inestables para el ángulo de la estructura regional para la mayor parte del espectro de frecuencias, lo cual es un indicativo de un medio homogéneo, y para frecuencias menores a aproximadamente a 0.5 Hz se obtiene un medio 2D, cuyo promedio de la estructura regional es 0° respecto al Norte Magnético, lo cual corresponde a un ángulo de 9° respecto al Norte Geográfico.

La magnitud prácticamente nula de los vectores de inducción en el intervalo de frecuencias entre 10 y 1 Hz, indica un medio relativamente isotrópico, sin la presencia de accidentes tectónicos o estructurales importantes. Para las frecuencias altas, de 100 Hz la magnitud de los vectores de inducción aumenta y su dirección es consistente con la presencia de fallamiento geológico superficial en algunos casos y con la presencia del Río Uruguay en otros. Ambos rasgos estructurales son mutuamente perpendiculares



aproximadamente. De manera similar, para frecuencias bajas 0.1 y 0.01 Hz, la magnitud de los vectores se incrementa y sus direcciones son variadas como sucede para las frecuencias altas, algunos vectores se manifiestan perpendiculares al Río Uruguay y otros al fallamiento cartografiado.

Estos resultados son consistentes con el análisis de distorsión así como con las elipses de polarización, que definen bandas de frecuencias con características de distorsión diferentes las cuales se pueden correlacionar con la litología general de la zona estudiada de la siguiente manera. A) La primera de ellas ocurre a frecuencias altas a 100 Hz y medias hasta 0.1 Hz, que define un medio 1D, este medio se asocia hasta profundidades de la base del paquete sedimentario de rocas Devónicas–Jurásicas, cabe destacar que algunos sondeos (5, 11, 14, 104, 106 y 120) presentan un comportamiento 2D muy superficial (100 Hz) y se asocian a los derrames de basalto que se encuentran en mayor o menor medida afectados por el sistema de fallas cartografiado; B) la banda de bajas frecuencias, menores a 0.1 Hz, que define un medio 2D profundo asociado con un basamento cristalino eléctricamente anisotrópico, dividiendo en 2 zonas (Figura 29 y 30) con orientaciones diferentes, una prácticamente paralela al Río Uruguay (sondeos ubicados al N y W de la región de estudio) y la otra perpendicular. Debido a que no existe distorsión significativa del tensor de impedancia y que las elipses de polarización y vectores de inducción sugieren un medio relativamente homogéneo a profundidades de las areniscas devónicas-jurásicas en donde se encuentra el SAG, se especula que el accidente tectónico responsable del desnivel observado (> 500 m) es de origen pre-Jurásico.

Los errores cuadráticos medios obtenidos de la inversión 2D de los sondeos son menores al 6 %, lo cual aunado a la buena calidad de los datos y a la disponibilidad de sondeos paramétricos y estratigrafía de los pozos proporciona sustento a los modelos obtenidos. Los resultados muestran que el basamento se hace más profundo hacia el Oeste, alcanzando aproximadamente 5 km dentro del área de estudio, destacándose la presencia de una discontinuidad importante a aproximadamente 30 km al Este del Río Uruguay y paralela a este, la cual probablemente representa un rasgo regional de dimensiones subcontinentales.



Algunas de las principales estructuras que han sido identificadas en superficie en Uruguay continúan hacia la República Argentina, debajo de la cubierta sedimentaria existente. Esto último se distingue claramente en la Sección de profundidad 4, entre los sondeos 120 y 121 y en los vectores de inducción. Por otro lado, entre los rasgos más notorios se observa en la Sección 1 una discontinuidad vertical de aproximadamente 1000 m entre los sondeos 25, 122 y 108. Esta discontinuidad se muestra también en el corte AB de Montañó et al. (2002) obtenido a partir de la correlación de litología de pozos, lo cual constituye una comprobación positiva de resultados. En algunas zonas del área de estudio el desplazamiento vertical produce una discontinuidad entre sectores permeables del acuífero que superan el espesor total de éste. Sin embargo, con los elementos disponibles a la fecha, no es posible determinar si el fallamiento funciona como barrera de flujo o como conducto preferencial del agua subterránea.

A pesar de que existe un buen contraste entre los derrames de basalto, el paquete sedimentario y el basamento, existe relativamente poco contraste entre las resistividades eléctricas de los paquetes de rocas sedimentarias Devónico-Pérmicas y Triásico-Jurásicas (SAG) subyacentes al basalto, por lo cual se dificulta determinar con precisión los espesores del SAG.

En vista de los resultados obtenidos, se recomienda realizar las siguientes actividades encaminadas a comprender de manera integral la dinámica del SAG en la región:

Realizar un estudio geológico-estructural detallado en las inmediaciones del Río Uruguay a partir del conocimiento generado en el presente trabajo y de información obtenida con métodos potenciales (gravimetría, magnetometría). Realizar un estudio hidrológico multidisciplinario que permita determinar el sistema de flujo del SAG y la evolución de este. Realizar sondeos de amplio espectro (AMT/MT) adicionales enfocados específicamente a la identificación de los límites geográficos tanto de la cuenca Chaco-Paranense como del borde Sur-occidental del SAG. Esto redundará en la densidad de información disponible, y por lo tanto, en el conocimiento detallado del SAG y sus particularidades de región a región.



8 REFERENCIAS

- Araujo, L.M.; Franca, A.B.; Potter, P.E.,** 1995. Acuífero gigante do MERCOSUR no Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai. Mapas hidrogeológicos das formações Botucatu, Piramboia, Rosario do Sul, Buena Vista, Misiones e Taquarembó. Curitiba, Geociências, UFPR, 10pp.
- Araujo, L. M.; Franca, A. B.; Potter, P. E.,** 1999. Hydrogeology of the Mercosul aquifer system in the Paraná and Chaco-Paraná Basins, South America, and comparison with the Navajo-Nugget aquifer system, USA. *Hydrogeology Journal*, Springer, Vol. 7 – 3, pp 317-336.
- Bahr, K.** 1990. Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. *Phys. Earth Planet. Inter.* 66: pp 24-38.
- Best, M.G.; Christiansen, E.H.,** 2001, *Igneous petrology*: Malden, Massachusetts, Blackwell Science, 458 p.
- Bossi, J.; Ferrando, L.; Fernandez, A.; Elizalde, G.; Morales, H.; Ledesma, J.; Carballo, E.; Medina, E.; Ford, I.; Montaña, J.,** 1975. Carta geológica del Uruguay. Departamento de Publicaciones. Universidad de la República. Montevideo. Uruguay.
- Bossi, J.; Schipilov, A.,** 1998. The Arapey Group: confining basalts of the Guaraní Aquifer in Uruguay, *Revista Agrociencia*, Facultad de Agronomía, Universidad de la República Oriental del Uruguay, Vol II – 1, pp 12-25.
- Bossi, J.; Navarro, R.,** 1988. *Geología de Uruguay*. Departamento de Publicaciones. UDELAR. Montevideo. Uruguay.
- Cagniard, L.** 1953. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18, pp 605-635.
- Campos HCNS.,** 1994. Mapa hidrogeológico do sistema aquífero Botucatu da provincia hidrogeológica Paraná-Brasil. Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea, Acta. ALHSUD, Santiago de Chile, Chile, pp 499-512.
- Caorsi, J.; Goñi, J.,** 1958. *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones. UDELAR. Montevideo. Uruguay.
- Chapman Wm. L.; Brown G. L.; Fair D. W.,** 1981. The vibroseis system: A high-frequency tool. *Geophysics*, vol 46, Nº 12, pp 1657-1666.



Condie K. C. 2001; Mantle Plumes and their Record in Earth History: Large Igneous Provinces; Cambridge, cap. 3.

Constable S.C.; Parker R.L.; Constable C.G., 1987. "Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data." *Geophysics*, 52, 3, pp 289-300.

Corbo, F.; Oleaga, A.; Arzate, J., 2005. Análisis comparativo de dos métodos geofísicos (SEV-MT) aplicados en la zona termal del Sistema Acuífero Guaraní en Argentina y Uruguay. Congreso Latinoamericano de Geología, Quito, Ecuador, 2005.

Da Silva, J., 1984. Bioestratigrafía preliminar del Paleozoico Superior. Conferencia en el Centro de Estudios Naturales. Uruguay.

De Farmer G.L., 2004; Treatise on Geochemistry: Continental Basaltic Rocks , vol. 3, The Crust, pp. 85-121.

De Santa Ana, H., 1989. Consideraciones tectónicas y deposicionales de la cuenca norte Uruguaya. ANCAP. Uruguay.

De Santa Ana, H.; Ucha, N., 1994. Exploration perspectives and hydrocarbon potential of the Uruguayan sedimentary basins. Administración Nacional de Combustibles, Alcohol y Portland (ANCAP). 100 pp.

De Santa Ana, H.; Veroslavsky, G., 2003. La tectosecuencia volcanosedimentaria de la Cuenca Norte de Uruguay, Edad Jurásico-Cretácico temprano. En: Veroslavsky, G.; Ubilla, M.; Martinez, S. (Ed.) Universidad de la República, Facultad de Ciencias, Cuencas Sedimentarias del Uruguay, Geología, paleontología y recursos naturales. Mesozoico: 51-74. Montevideo. Uruguay.

De Santa Ana, H. 2004. Citado en Proyecto para la protección Ambiental y Desarrollo sostenible del Sistema Acuífero Guaraní (Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay). Primer Informe Geológico. Consorcio Guaraní. Montevideo, Uruguay. 2006.

De Santa Ana, H.; Fernández Garrasino, C.; Fulfaro, F., 2006. Proyecto para la protección Ambiental y Desarrollo sostenible del Sistema Acuífero Guaraní (Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay). Primer Informe Geológico. Consorcio Guaraní. Montevideo, Uruguay.

Elizalde, G., 1970. Carta Geológica del Uruguay. Escala 1:100000. Boletín N°3. Departamento de Publicaciones. UDELAR. Montevideo. Uruguay.



- Ferrando, L. A.; Andreis, R. R.,** 1986. Nueva estratigrafía en el Gondwana del Uruguay. Actas I Congreso Latinoamericano de Hidrocarburos. ARPEL. Buenos Aires, Argentina. I: pp 295-323.
- Galibert, P.; Guerin, R.; Andrieux, P.,** 1996. Structural mapping in basinand-range-like geology by electromagnetic methods: a powerful aid to seismic. Geophysical Prospecting, 44, pp 1019-1040.
- Galibert, P.; Guerin, R.; Andrieux, P.,** 1996. Structural mapping in basinand-range-like geology by electromagnetic methods: a powerful aid to seismic. Geophysical Prospecting, 44, pp 1019-1040.
- Geotools Corporation.** 1997. Geotools MT User`s Guide.
- Gilboa, Y.,** 1977. The groundwater resources of Uruguay. Hydrological Sciences, XXII, 1.
- Glasko, V.,** 1988. Inverse Problems of Mathematical Physics. United State of America.
- González. S.; De Santa Ana, H.,** 1998. Caracterización de la secuencia Eo-Mesozoica continental en la región noroccidental de la cuenca Norte (Uruguay). Actas del II Congreso Uruguayo de Geología. Punta del Este, Uruguay. pp 43-48.
- Goso, C.,** 1995. Análise Estratigráfica da Formação San Gregorio na Borda Leste da Bacia Norte Uruguaia. Tesis de Maestría. Rio Claro. Sao Paulo, UNESP. Brasil.
- Groom, R. W.; Bailey. R. C.,** 1989. Descompositon of Magnetotelluric Impedance Tensor in the presence of Local 3-D Galvanic Distortion. Journal of Geophysical Research N° B-2, pp 1913-1925.
- Groom, R. W.; Bailey. R. C.,** 1989. Analytical Investigations of the effects of Near-Surface Three-Dimensional Galvanic Scatterers on MT Tensor Descompositons: Geophysics N° 56, pp 496-518.
- Hallinan, S.; Mantovani, M.; Shukowsky, W.; Braggion, I.,** 1993. Estrutura do escudo sul-Brasileiro: Uma revisão a través de dados gravimétricos e magnetométricos. Revista Brasileira de Geociencias. 23, 3, pp 201-214.
- Hooper P. R.,** 2000, Flood Basalt Provneces. In Encyclopedia of Volcanoes (ed. H. Sigurdsson). Academic Press, pp. 345-359.
- Jones A. G.,** 1988. Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. Geophysics, vol 53, N° 7, pp 967-978.



- Langer, R.**, 1933. An inverse problem in differential equations: Bull. Am. Math. Soc., ser. 2, 29, pp. 814-820.
- Levenberg, K.**, 1944. A method for the solution of certain non-linear problems in least squares: Quart. Appl. Math., N° 2, pp 164–168.
- Mackie, R.; Rieven, S.; Rodi, W.**, 1998. Users Manual and Software Documentation for Two-Dimensional Inversion of Magnetotelluric data. GSY-USA, Inc. San Francisco, California, USA.
- Mackie, R.; Madden, T.**, 1993. Three-dimensional magnetotelluric inversion using conjugate gradients: Geophys. J. Internat., N° 115, pp 215–229.
- Mackinnon, J.; De Santa Ana, H.**, 1982. Contribución al conocimiento del Paleozoico Superior de la Cuenca Paraná del Uruguay. Informe ANCAP. Uruguay.
- Madden, T.; Nelson, P.**, 1964. A defense of Cagniard's magnetotelluric method, ONR. Rept, NR 371-401, Geophysics. Lab, MIT.
- Madden, T.; Mackie, R.**, 1989. Three-dimensional magnetotelluric modeling and inversion, Proc. IEEE, N° 77, pp 318–333.
- Mahoney J. J.; Coffin, M. F.**, 1997, Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism, Geophysical Monograph 100. American Geophysical Union, Washington, DC.
- Marquardt, D.**, 1963. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters, J. Soc. Indust. Appl. Math, N° 11, pp 431–441.
- Mársico, D.**, 2005. Informe final de la Perforación termal de Basavilbaso, República Argentina. Inédito.
- Mitsuhata, Y.; Matsuo, K.; Minegishi, M.**, 1999. Magnetotelluric survey for exploration of a volcanic-rock reservoir in the Yurihara oil and gas field, Japan. Geophysical Prospecting, 47, pp 195-218.
- Montaño, J.; Tujchneider, O.; Auge, M.; Fili, M.; Paris, M.; D'Elía, M.; Pérez, M.; Nagy, M. I.; Collazo, P.; Decoud, P.**, 1998. Acuíferos regionales en América Latina, Sistema Acuífero Guaraní, Capítulo Argentino-Uruguayo. Centro de publicaciones, Secretaría de Extensión, Universidad Nacional del Litoral. Santa Fe. Argentina. 217 pp.
- Montaño, J; Da Rosa, E; Chemas, E; Cicalese, H; Montaño, M; Gagliardi, S.**, 2002. Importancias de las Estructuras Geológicas en el modelo conceptual del



Sistema Acuífero Guaraní – Área Uruguaya. Revista de Aguas Subterráneas, N° 16, pp 149-157.

Nagy, Z., 1996. Advances in the combined interpretation of seismics with magnetotellurics. Geophysical Prospecting, 44, pp 1041-1083.

Oleaga Bazterrica, A., 2002. “Contribución a la hidrogeología del acuífero Guaraní en el sector Uruguay. Un enfoque integral”. Tesis de maestría, pp. 119. Universidad Nacional Autónoma de México.

Padilha, A.; Vitorello, I., 2000. Magnetotellúric and geomagnetic depth soundings around the Torres Syncline hinge, Southeast Paraná Basin, Brazil. Geophysical Research Letters, 27, 22, pp 3655-3658.

Pareja, M., 1998. Estudio Geoeléctrico de la interfase de las placas de Cocos y Norteamérica a lo largo del transecto Magnetotelúrico Acapulco – Cuernavaca. Tesis de Maestría. UNAM. México.

Park, S. K., Orange, A. S., and Madden, T. R., 1983, Effects of threedimensional structure on magnetotelluric sounding curves: Geophysics, 48, 1402-1405.

Ponti, N.; Pastore C., 1993. “Informe de la Prospección Geoeléctrica en la Ciudad de Federación, Entre Ríos”. INGEP, San Juan, Argentina.

Ponti, N.; Pastore C., 1995. “Informe de la Prospección Goelectrica en la Ciudad de Concepción del Uruguay, Entre Ríos”. Ponti y Asoc., San Juan, Argentina.

Ponti, N., J. Santa Cruz Y A., 1997. “Informe de la Prospección Goelectrica en el área del Río Guayquiraró, Entre Ríos-Corrientes”. Ponti y Asoc., San Juan, Argentina.

Preciozzi, F.; Spoturno, J.; Heinzen, W.; Rossi, P., 1985. Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000. Dirección Nacional de Minería y Geología.

Reddy, I.; Rankin, D.; Phillips, R., 1977. Three-dimensional modeling in magnetotelluric and magnetic variational sounding. Geophysics Journal of the Royal Astronomical Society, Vol. 51, pp. 313-325.

Renne P. R.; Zichal Z.; Richards M. A.; Black M. T.; Basu A., 1995. Synchrony and Casual relations between Permian-Triassic boundary crises and Siberian Flood volcanism. Science 269, pp 1413-1416.

Renne P. R.; Basu A., 1991. Rapid eruption of the Siberian Traps flood basalts at the Permo-Triassic boundary. Science 253, pp. 176-179.



- Rionda, E.** Analisis de Distorsión del Perfil MT Ixtepeji, Tlacotalpan, Oaxaca. Tesis de Licenciatura. México.
- Rodi, W.; Mackie, R.,** 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, Vol. 66, N° 1, pp. 174–187.
- Silva Busso, A.,** 1997. Estratigrafía y Correlación de los Niveles Mesozoicos de las Captaciones de Agua Termal de la Región Mesopotámica Argentina y Litoral Uruguayo, Congreso Internacional Sobre Aguas, apartado 2-3, UBA, UNESCO, Buenos Aires, Argentina.
- Silva Busso, A.,** 1999. Contribución al Conocimiento de la Geología e Hidrogeología del Sistema Acuífero Termal de la Cuenca Chacoparanense Oriental Argentina. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Inédito.
- Smith, D.,** 1974. Variational methods in optimization: Prentice-Hall, Inc.
- Smith J. T.; Broker J. R.,** 1991. Rapid Inversión of two and three Dimensional Magnetotelluric data. *J. Geophysics Research*, 96, N° B-3, 3905-3922.
- Sprechmann, P.; Bossi, J.; Da Silva, J.,** 1981. Cuencas del Jurásico y Cretácico del Uruguay. Volkheimer, W. y Mussachio Editores. Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico. Buenos Aires, Argentina.1: 239-270.
- Sternberg, B. K.; Washburne, J. C. and Pellerin, L.,** 1988. Correction for static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic sounding. *Geophysics* 53, 1459-1468.
- Subiza, W., Torge, W., Timen, L.,** 1994. La red Gravimétrica Nacional de Uruguay. Servicio Geográfico Militar, República Oriental del Uruguay. Memoria técnica, plano de anomalías de aire libre y Bouguer. Escala 1:1.000.000.
- Swift, C. M.,** 1967. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United State. Tesis Doctoral, M. I. T.
- Tikhonov, A.; Arsenin, V.,** 1977, Solutions of ill-posed problems: V. H.Winston and Sons.
- Torres-Verdin, C.,** 1991, Continuous profiling of Magnetotelluric Fields: Ph. D thesis, Univ. of California Berkeley.



Veeraswamy, K., Raval, U., 1989. MT-AMT Resolution of conductive sediments overlain by Deccan flood basal (India): A numerical experiment. *Journal of Geomagnetism and Geoelectric.* 41, 1057-1075.

Vives, L.; Campos, H.; Candela, L.; Guarracino, L., 2001. Modelación del acuífero Guaraní. *Boletín Geológico y Minero, Instituto Geológico y Minero de España, Vol. 112 - 2,* pp 51-63.

Vozoff, K., 1972. The Magnetotellúric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics,* 37,1, pp 98-141.

Waff, H.; Rygh, J.; Livelybrooks, D.; Clingman, W., 1988. Results of a magnetotelluric traverse across western Oregon: crustal resistivity structure and the subduction of the Juan de Fuca Plate. *Earth and Planetary Science Letters,* v87, pp 313-324.

Weidelt, P., 1972. The inverse problem of geomagnetic induction. *Zeitschrift fur Geophysik,* N° 38, pp 257-289.

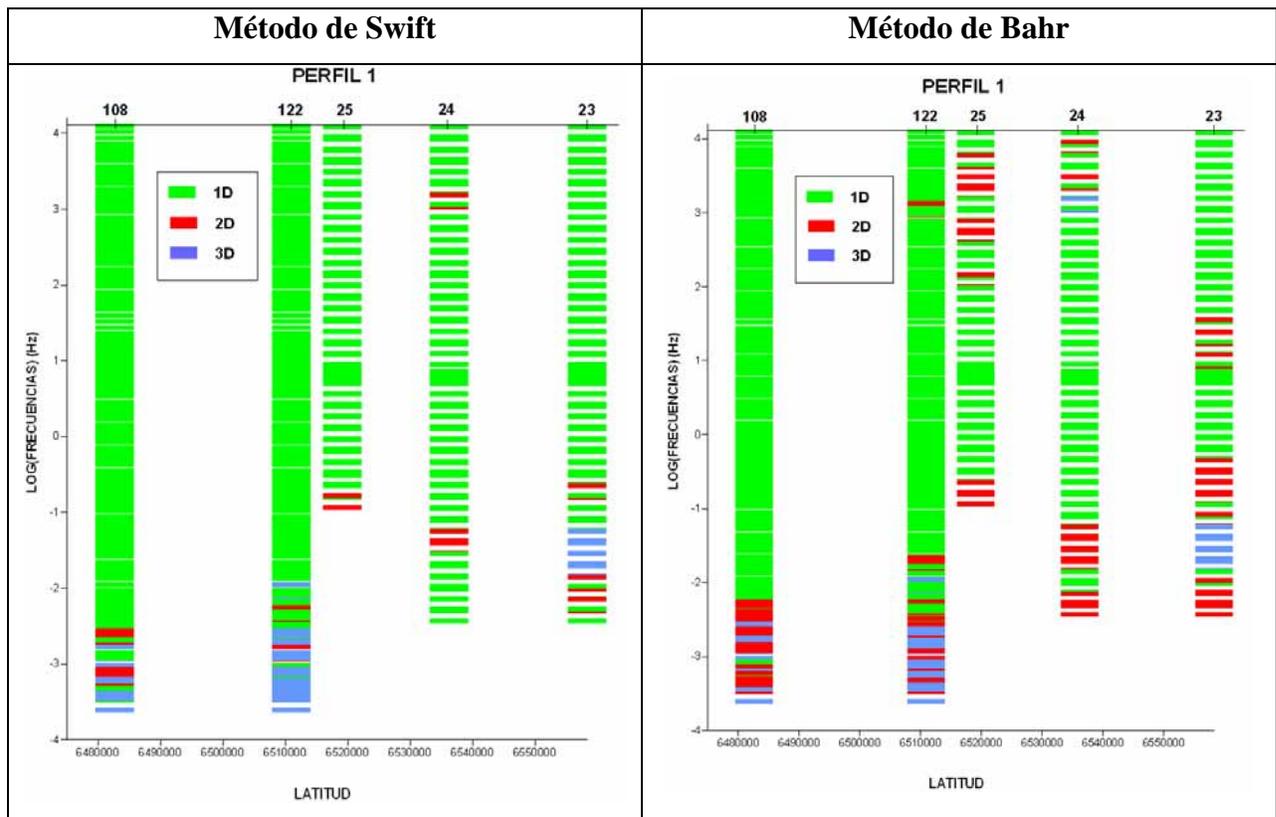
Zhang, J.; Mackie, R.; Madden, T., 1995. 3-D resistivity forward modeling and inversion using conjugate gradients: *Geophysics,* N° 60, pp 1313–1325.

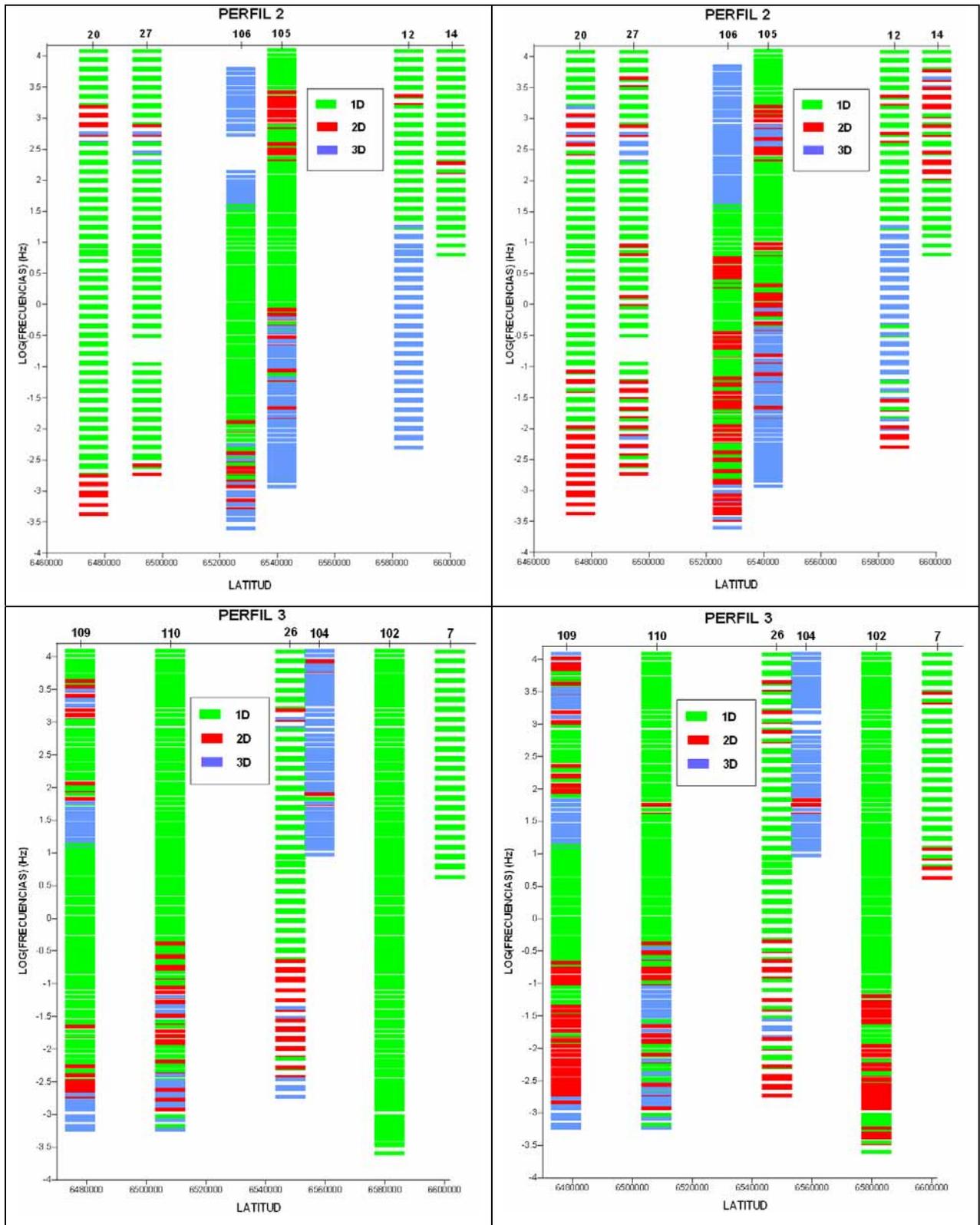


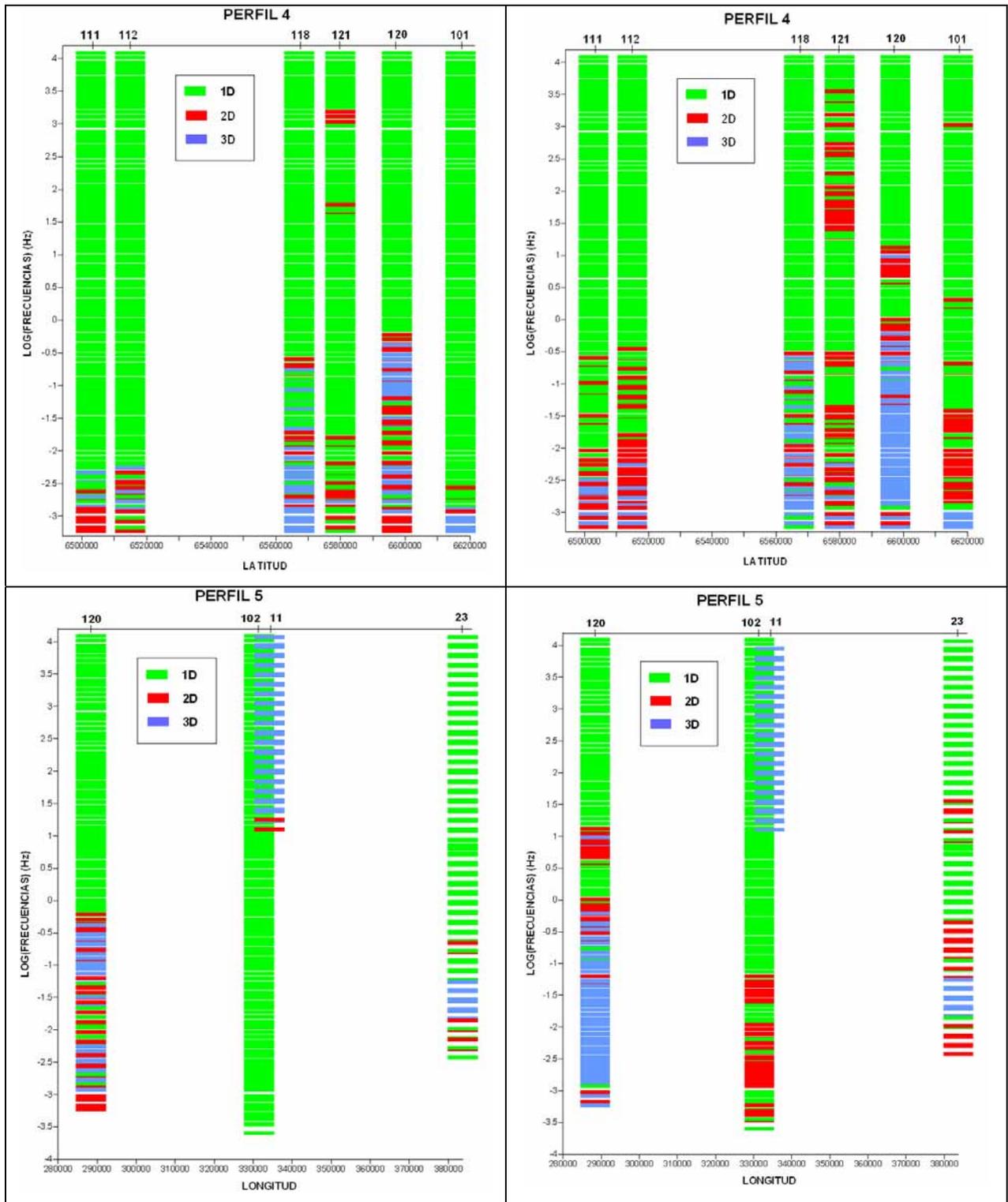
9 ANEXOS

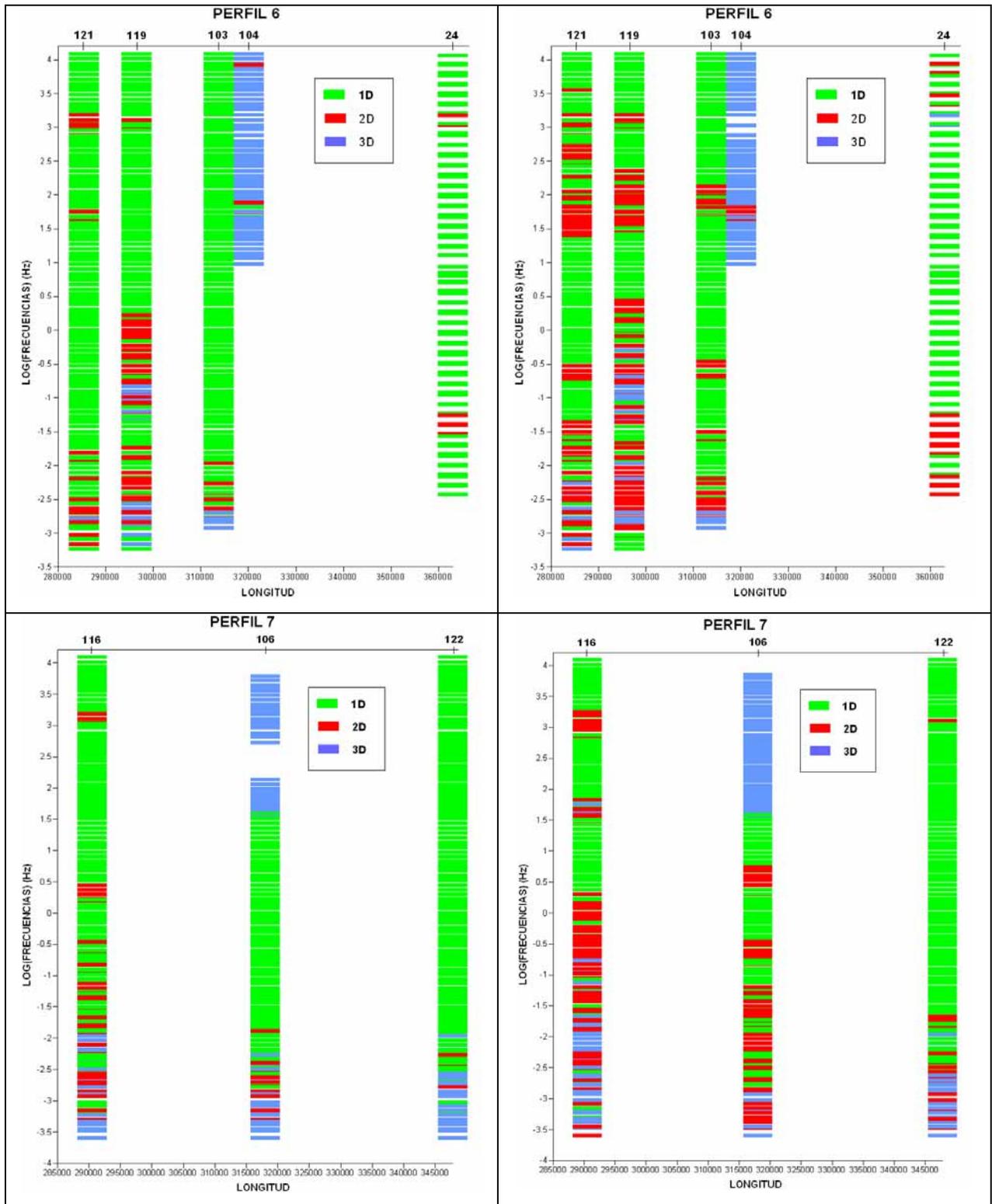
9.1 Anexo 1- Comparación Swift - Bahr

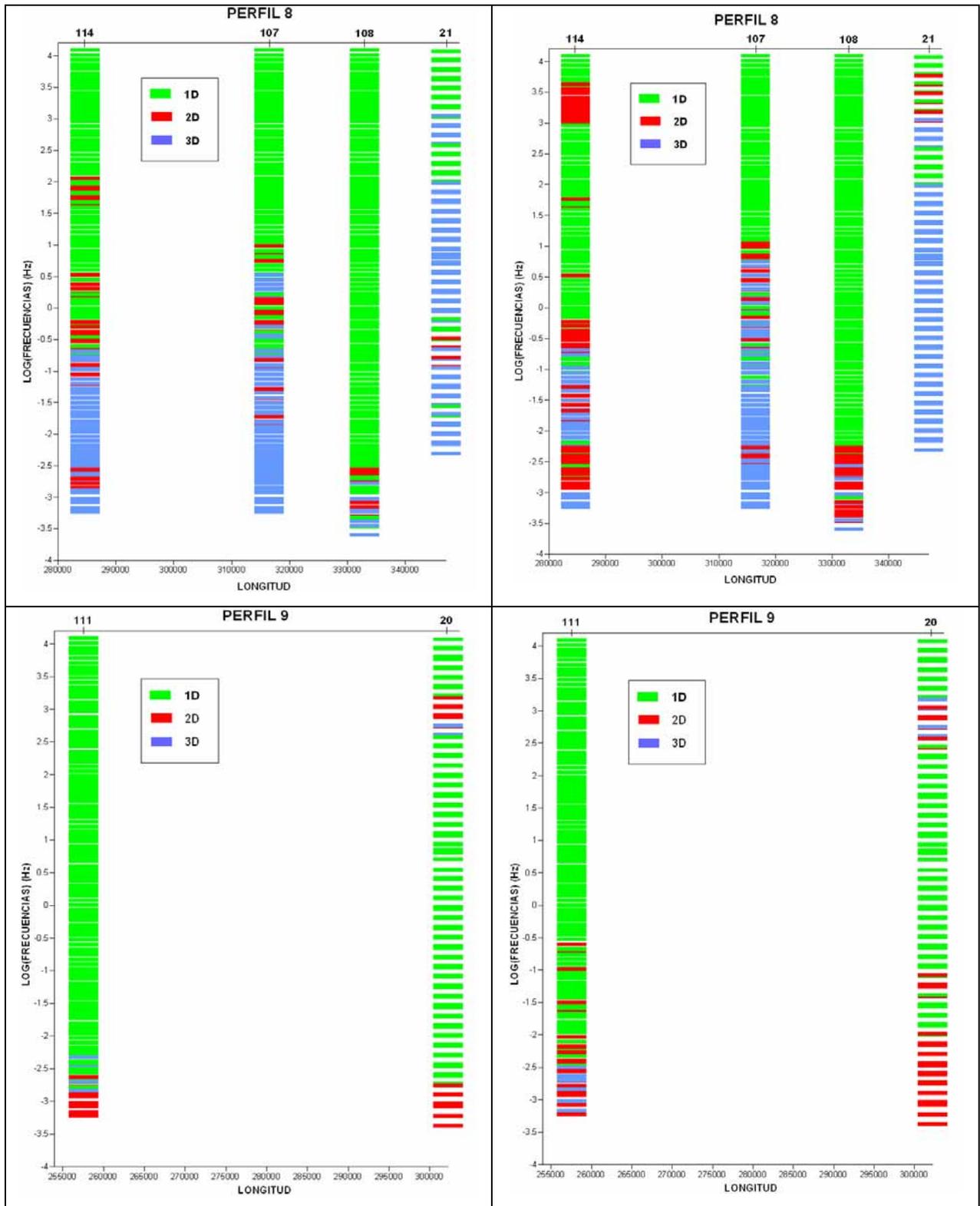
En este anexo se presenta una comparación de los métodos de Swift y Bahr descriptos en el punto 4.3.2. Para realizar dicha comparación se tomaron los perfiles de la Figura 42, en dichos perfiles se graficó la dimensionalidad del medio para cada sondeo aplicando ambos métodos.

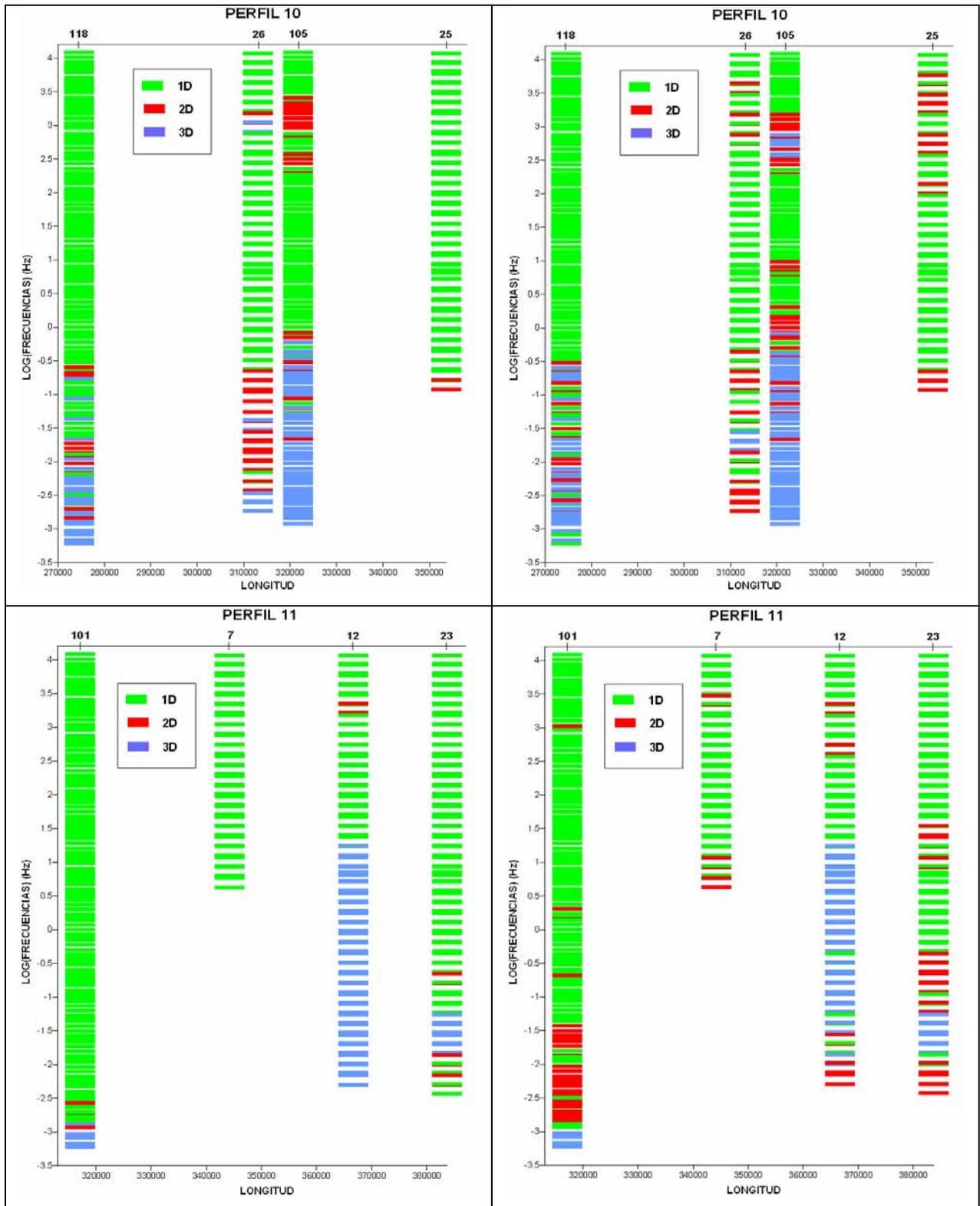








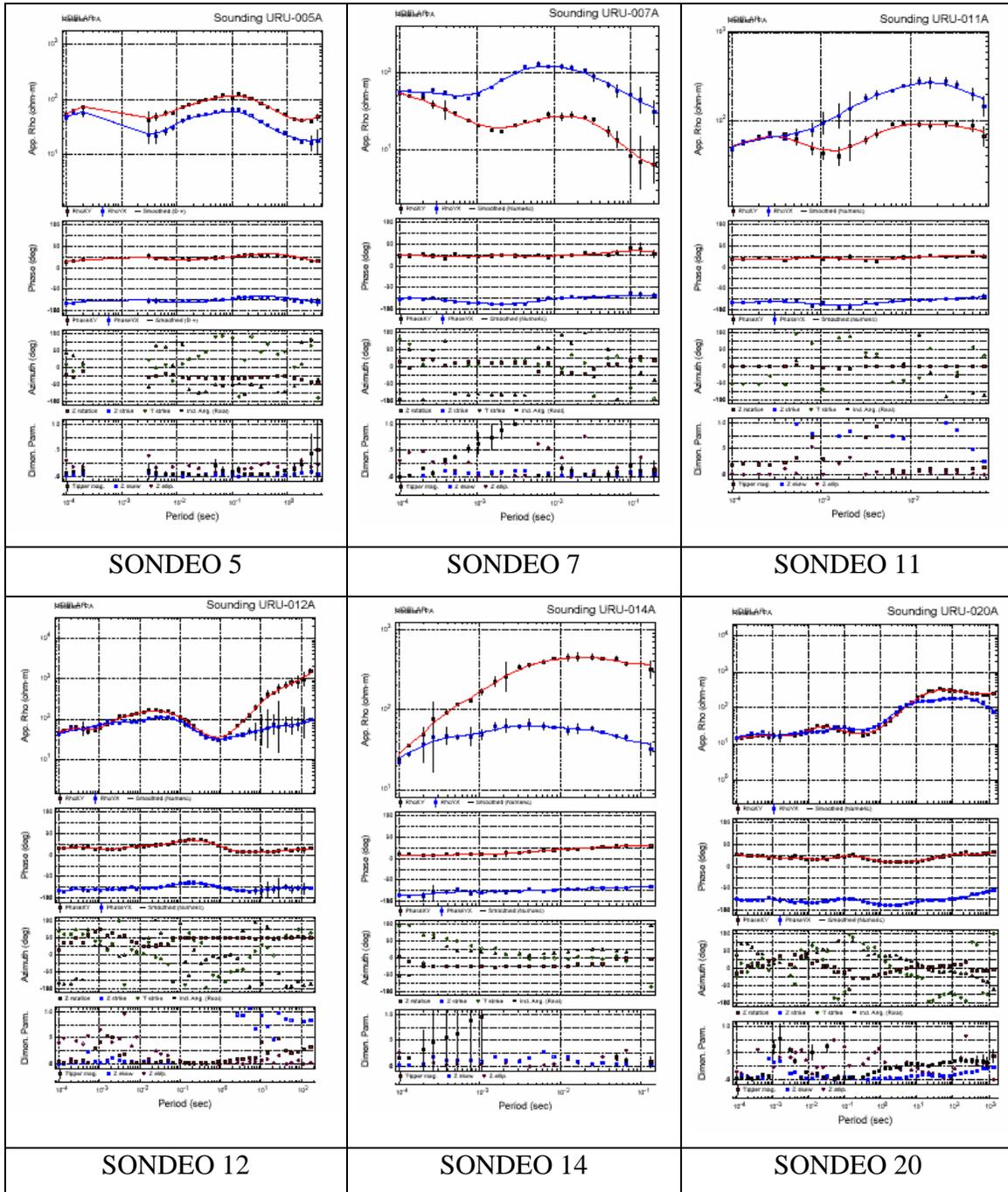


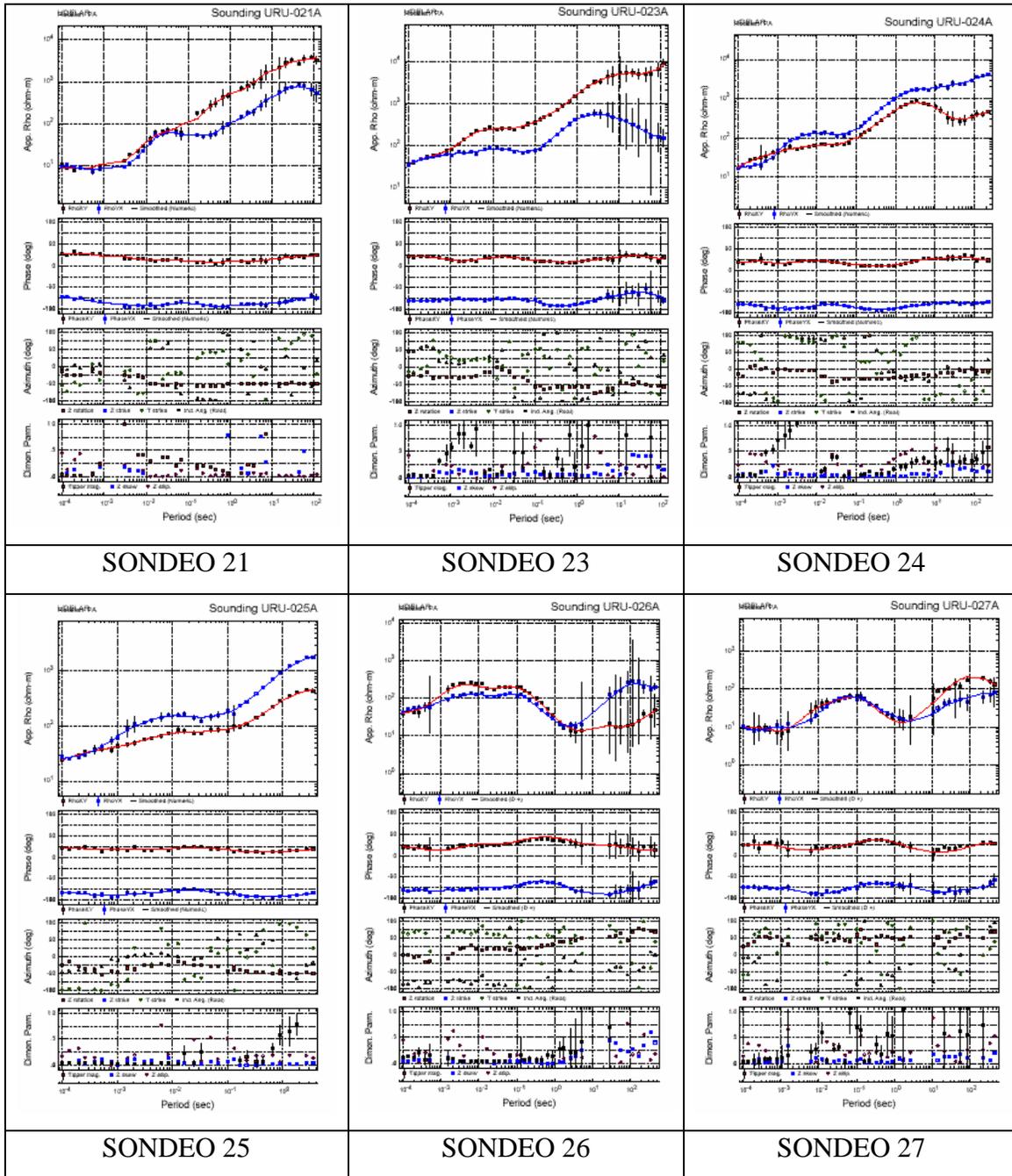


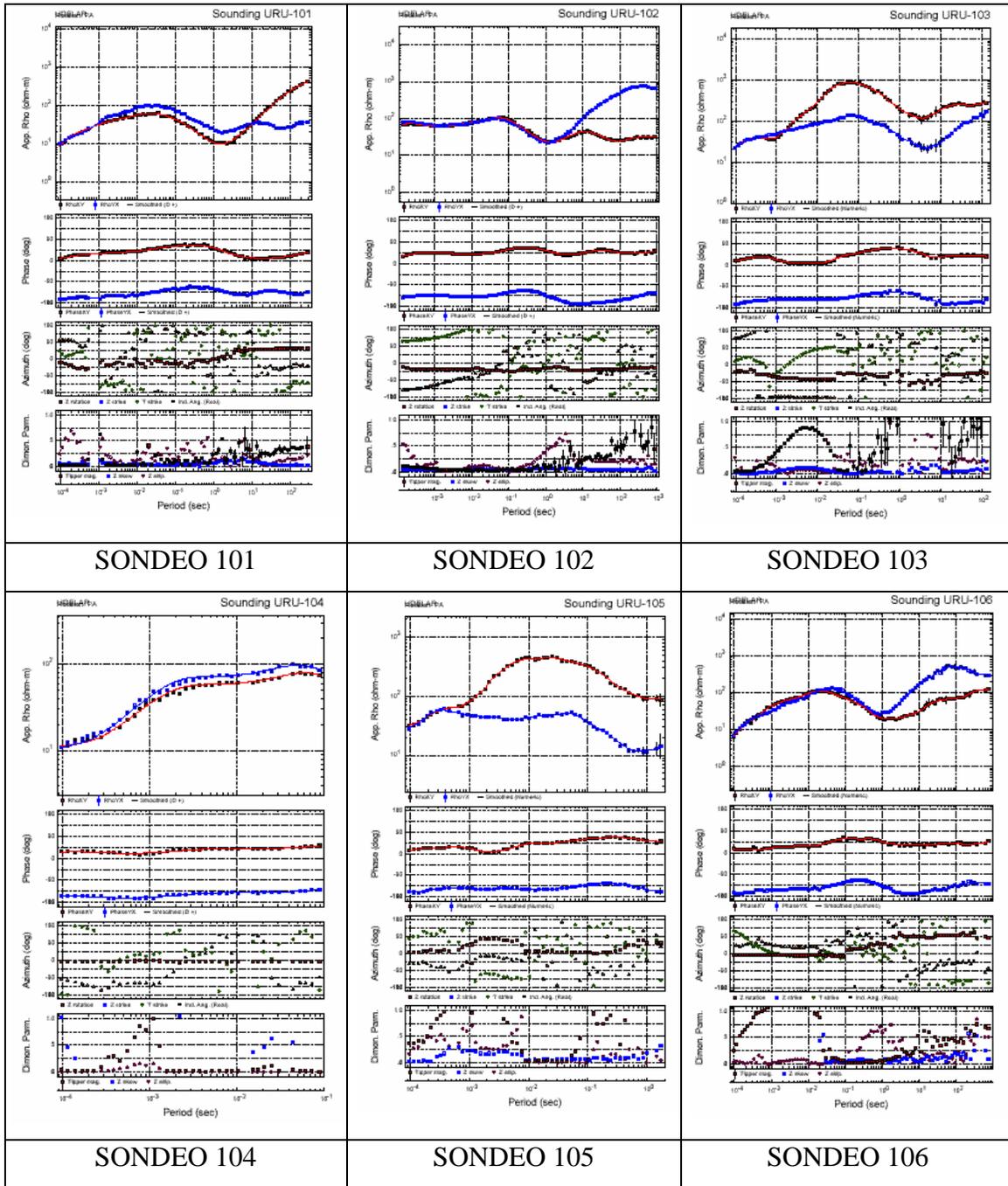


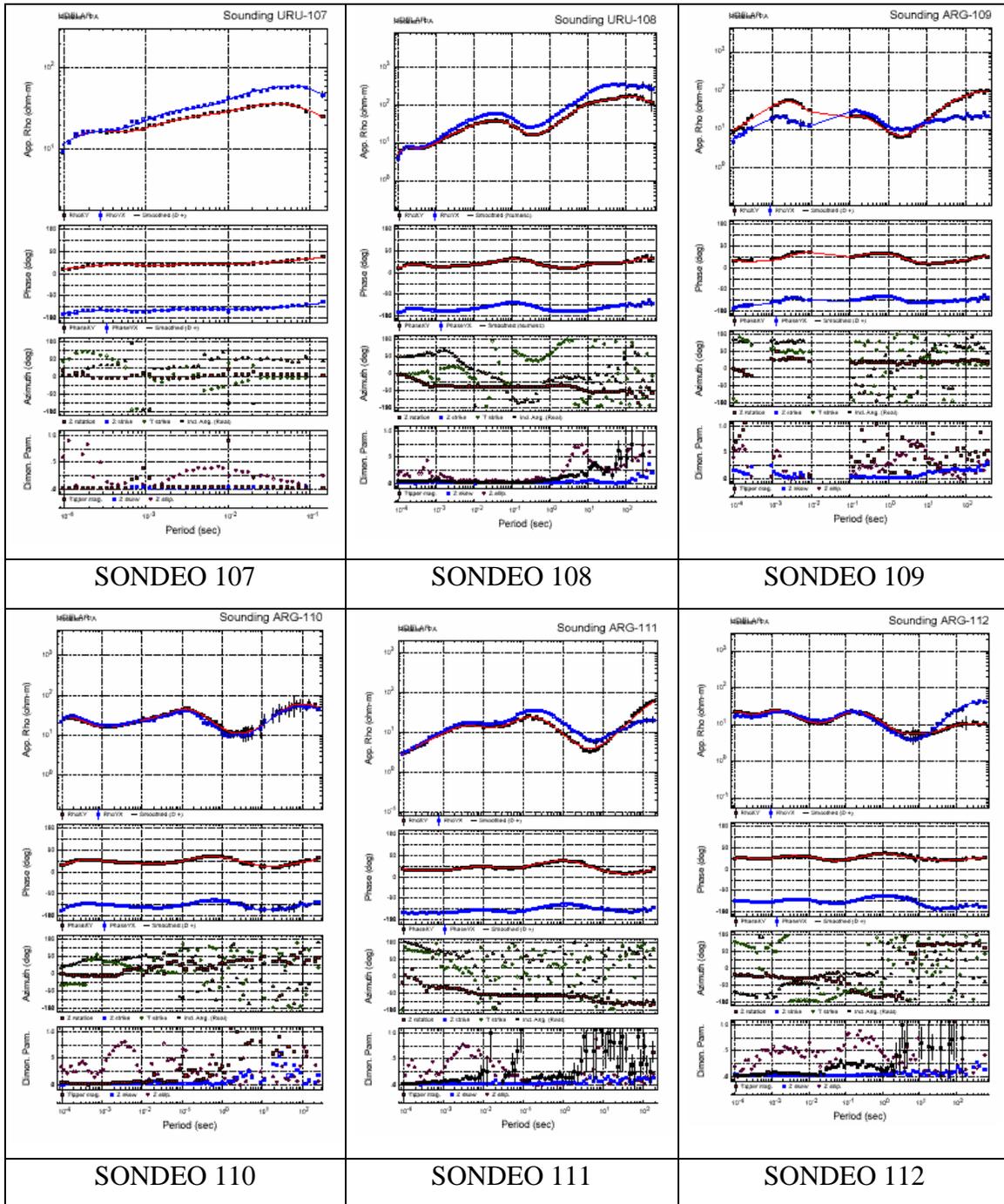
9.2 Anexo 2- Curvas de Resistividad y Fase

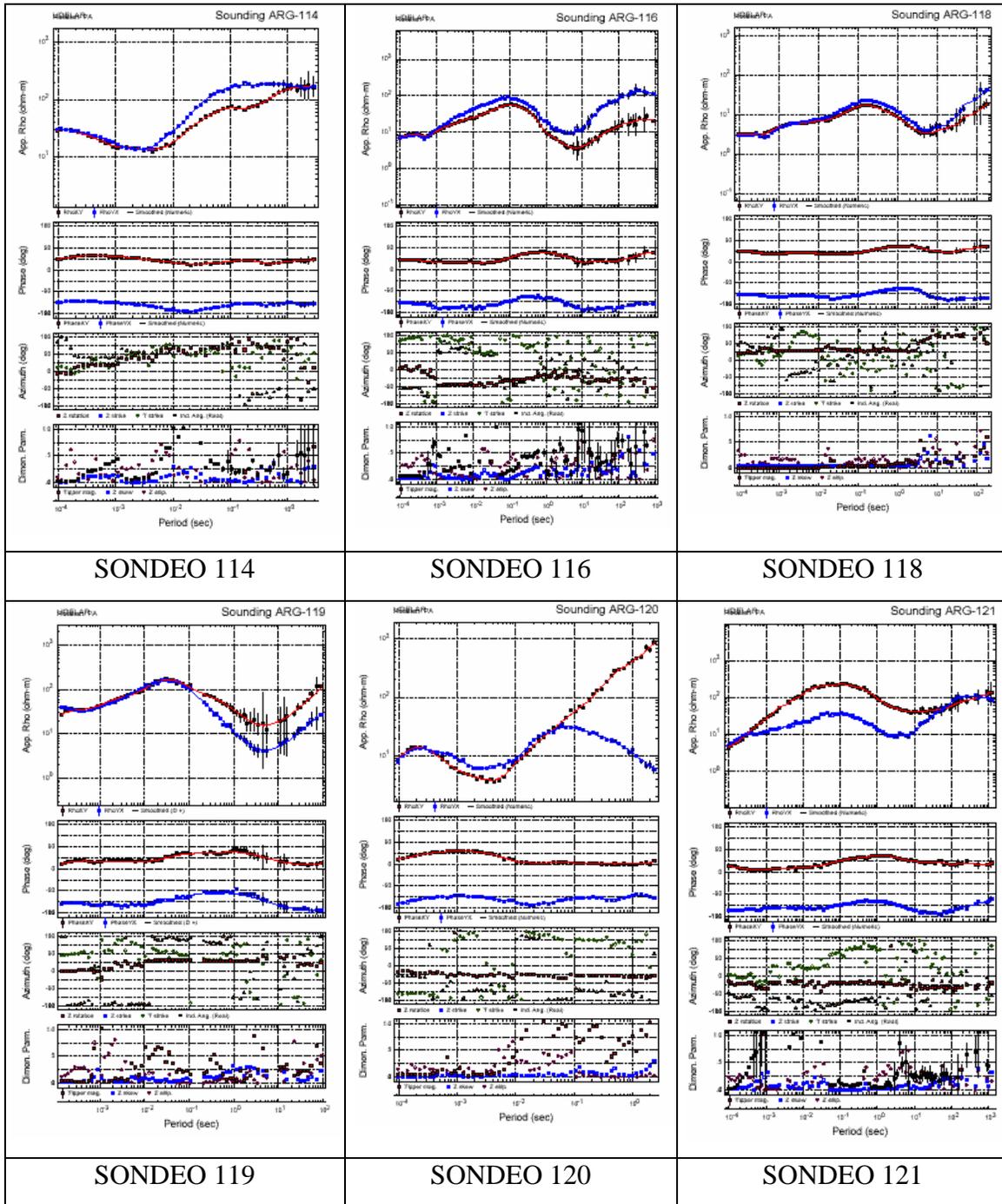
Se presentan todas las curvas de Resistividad vs Período y Fase vs Período.

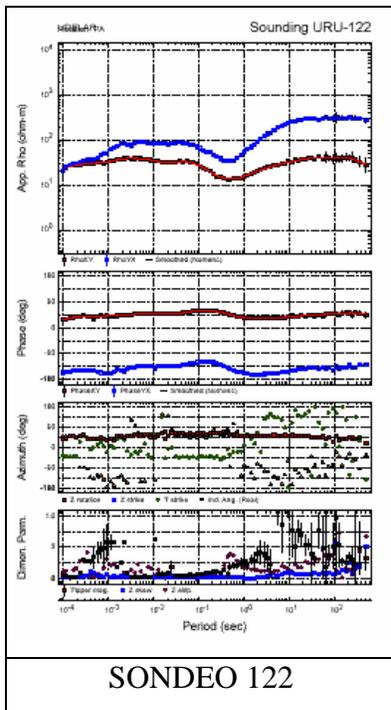






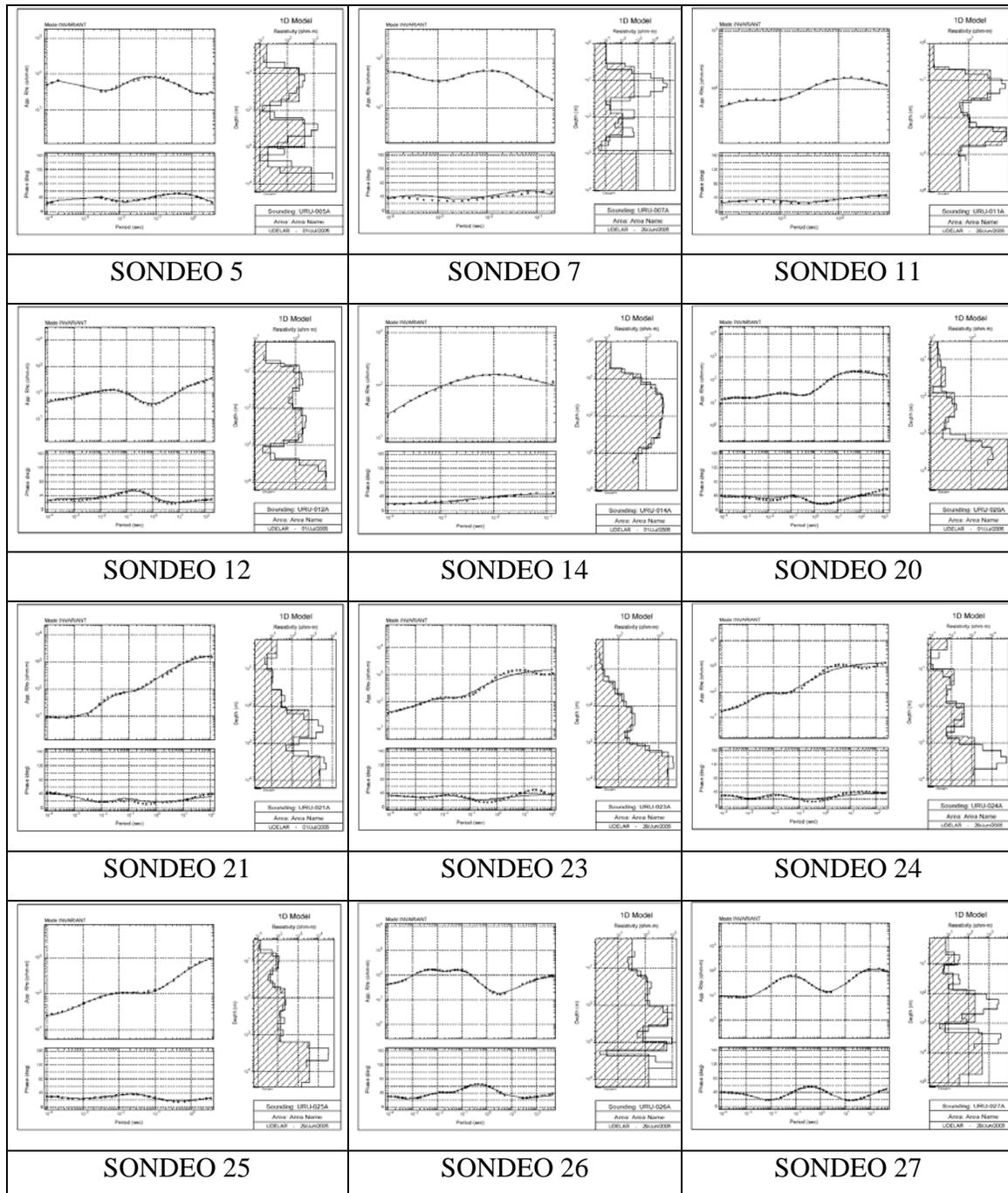


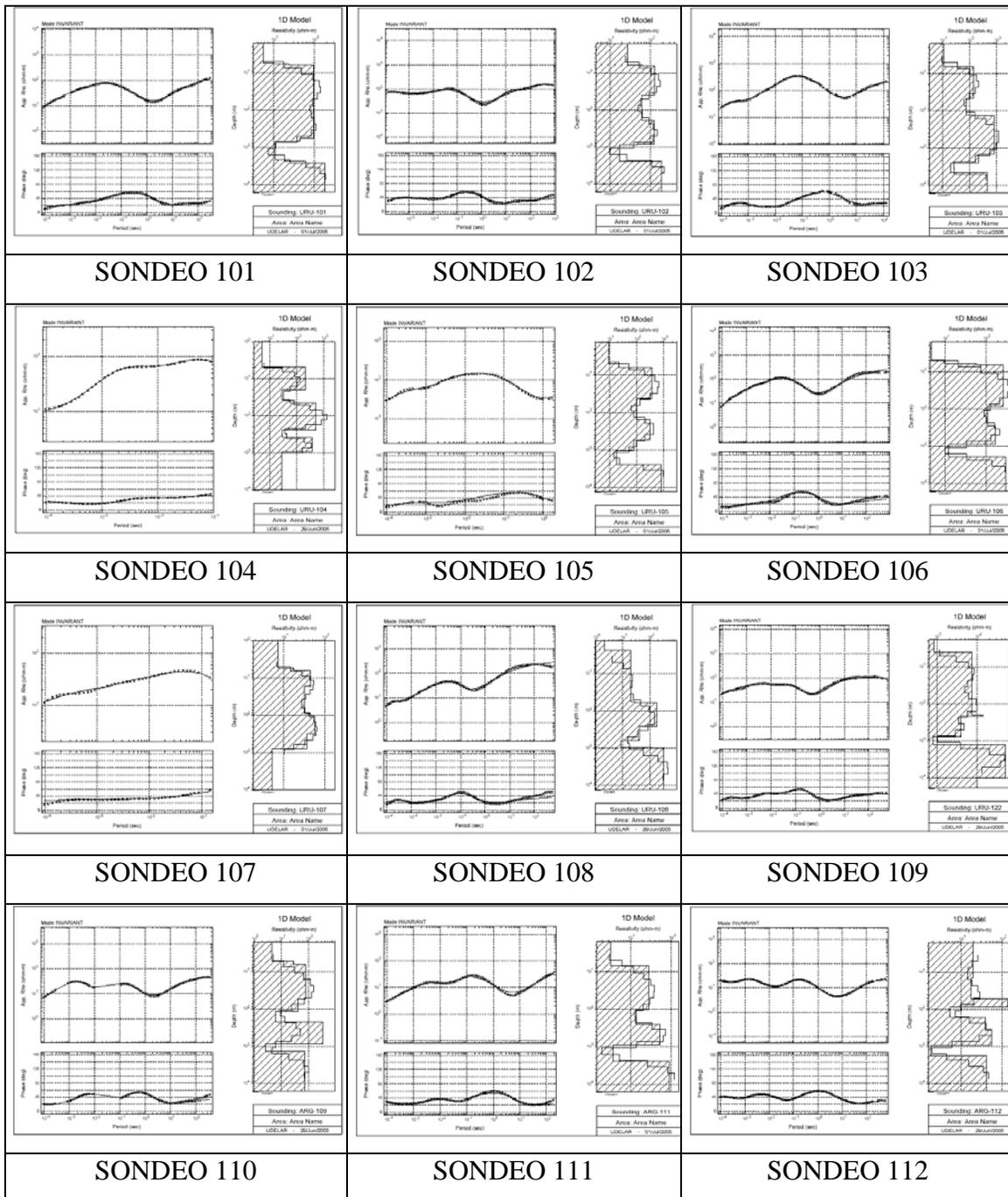


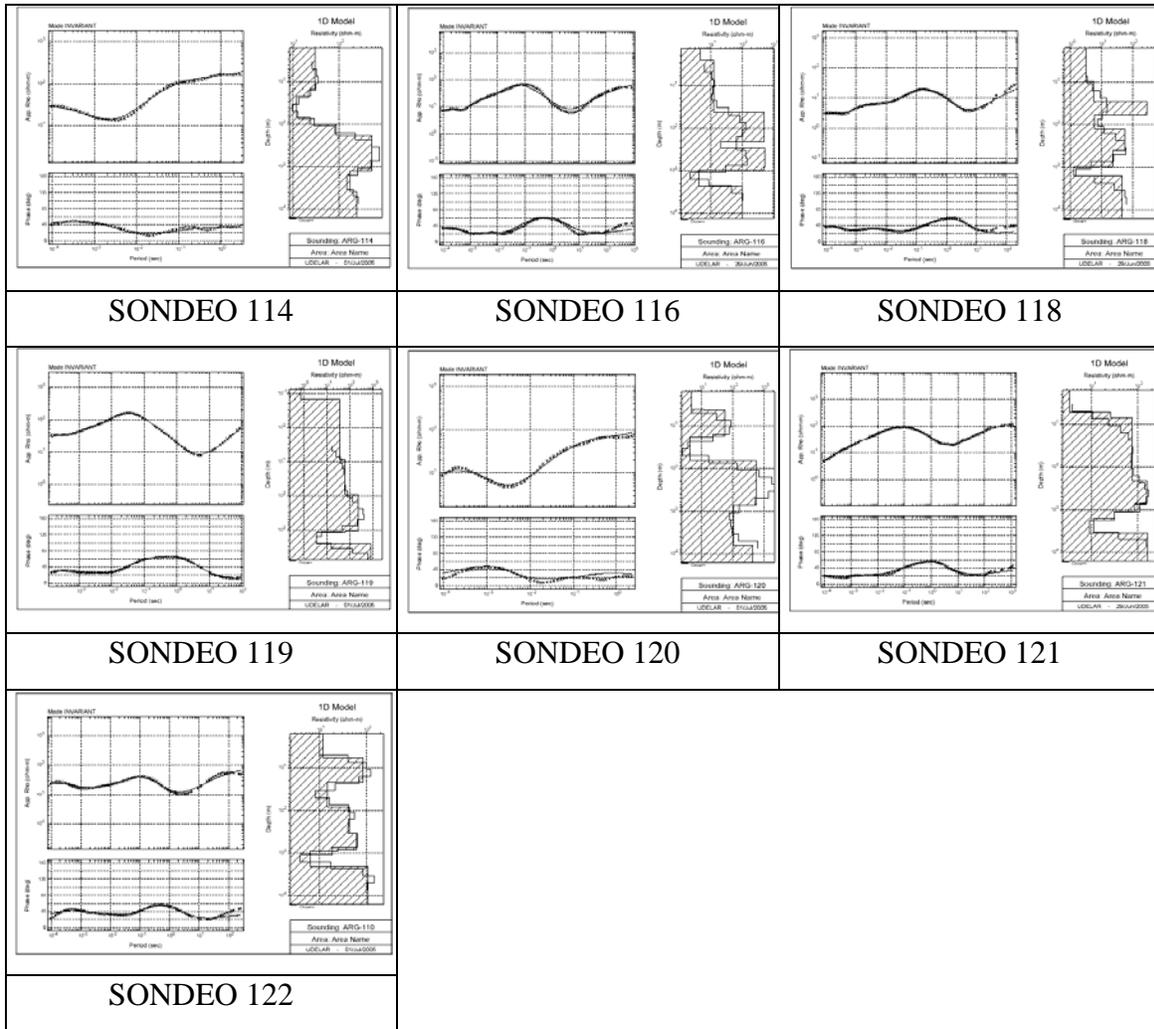




9.3 Anexo 3- Interpretaciones 1D









9.4 Anexo 4- TE y TM calculados y observados en la interpretación 2D, con su valor de RMS.

■ TE Original -TE Calculated • TM Original -TM Calculated

