

03060

12

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MEXICO

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CONTRIBUCIÓN A LA HIDROGEOLOGÍA DEL ACUÍFERO GUARANÍ EN EL SECTOR URUGUAY. UN ENFOQUE INTEGRAL

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
**MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(AGUAS SUBTERRÁNEAS)**

P R E S E N T A
ALEJANDRO OLEAGA BAZTERRICA

2002

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: ALEJANDRO
OLEAGA BAZTERRICA

FECHA: 20/09/02

FIRMA: [Signature]



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.

A mi gente querida,.....

.....la que esta, y la que estuvo

AGRADECIMIENTOS

A Jorge de los Santos, quien por su empuje e invaluable apoyo en todo momento ha sido parte fundamental de este logro.

A Memo por su preocupación y apoyo.

A todos aquellas personas o instituciones que desinteresadamente me brindaron información, poniendo su granito de arena en este trabajo. Dentro de éstos deseo destacar a ANCAP (y su personal), por abrirme sus puertas de par en par.

Al Centro Internacional de Investigaciones para el Desarrollo por su apoyo para solventar los análisis químicos.

Al Instituto Panamericano de Geografía e Historia en general y en particular al Dr. Novello, que ayudaron inicialmente a mi subsistencia y posteriormente a parte del trabajo de campo.

A la Organización de Estados Americanos por haberme elegido como beneficiario de vuestra beca, haciendo posible continuar mis estudios en estos dos últimos años.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por lo mucho que me brindó. Como parte de ésta, deseo también agradecer al Posgrado en Ciencias de la Tierra y en particular a Gustavo, quien desde la coordinación brindó un apoyo permanente. No menos importante fue la actitud de los sinodales que en tiempo récord me permitieron contar con sus aportes, opiniones y mejoras. Rafael se merece un gran agradecimiento ya que no solo fue un apoyo y guía durante mis años de estudio en México, sino que posibilitó una discusión sincera y constructiva de las temáticas encaradas.

A Jorge y Jesús, amigos que me dieron una gran mano poniendo muchas ganas y sudor para hacer posible algunos objetivos de investigación que originalmente parecían casi imposibles.

A Lucy, Carolina, Gabriela, Laura (R), Laura (F), Maru, Margarita, Mariano, Gerard, Yann, Jose Luis y Flavio, a los cuales les doy gracias por soportarme y haberme apoyado.

A mi familia, la cual ha sido un apoyo invaluable, solo comparable con el cariño existente.

Y a mi futura esposa, Ana.

	RESUMEN	1
1	INTRODUCCIÓN	3
1.1	Introducción	3
1.2	Planteamiento del problema	5
1.3	Hipótesis de trabajo	7
1.4	Objetivos	7
1.5	Localización del área de estudio	8
1.6	Antecedentes	9
2	METODOLOGÍA	15
2.1	Geología	15
2.2	Geofísica	16
2.2.1	Antecedentes	16
2.2.1.1	Características de los métodos geofísicos utilizados para la prospección de agua subterránea en las condiciones geológicas existentes en el área de estudio	16
2.2.2	Prospección Magnetotelúrica	18
2.2.3	Gravimetría	21
2.2.4	Registros de pozos	23
2.3	Hidrogeoquímica	24
2.3.1	Isotopía	27
2.3.2	Geoquímica	27
2.3.3	pH en suelos	28
2.3.4	Piezometría	29
2.3.5	Estudio de la temperatura del agua subterránea	29
3	RESULTADOS Y ANÁLISIS	30
3.1	Geología	30
3.1.1	Marco geológico regional	30
3.1.2	Geología de la cuenca norte	31
3.1.2.1	Estratigrafía	32
3.2	Geofísica	41
3.2.1	Análisis Magnetotelúrico	41
3.2.1.1	Filtrado	41
3.2.1.2	Edición de sondeos en función de las frecuencias	42
3.2.1.3	Estudio de los registros eléctricos de pozos existentes	42
3.2.1.4	Corrección estática	44
3.2.1.5	Correlación de sondeos magnetotelúricos con los registros de pozos y la litología	45
3.2.1.6	Evaluación de los resultados de la calibración de sondeos	53
3.2.1.7	Análisis cualitativo de la información magnetotelúrica obtenida	54
3.2.1.8	Resultados de las inversiones unidimensionales	55
3.2.1.9	Secciones de resistividad eléctrica	58

3.2.1.10	Observaciones generales y evaluación de los resultados obtenidos	65
3.2.2	Análisis Gravimétrico	66
3.2.2.1	Consideraciones previas	66
3.2.2.2	Inversiones Gravimétricas	66
3.2.2.3	Interpretación de resultados	75
3.2.2.4	Estructura Regional	77
3.3	Hidrogeología	79
3.3.1	Modelo Hidrogeológico	79
3.3.2	Características hidrogeológicas de la litología existente en el área de estudio	80
3.3.3	Consideraciones hidrogeológicas del esquema geológico-geofísico obtenido	84
3.3.4	Piezometría regional	86
3.4	Hidrogeoquímica	89
3.4.1	Hidroquímica	89
3.4.1.1	Evaluación de la calidad de los análisis	92
3.4.1.2	Representatividad de muestras obtenidas en la ciudad de Artigas	92
3.4.1.3	Análisis regional	93
3.4.1.4	Análisis de la sílice disuelta	99
3.4.2	Isotopía	103
3.4.3	Estudio del comportamiento térmico del acuífero	105
3.4.3.1	Análisis comparativo de la temperatura en la descarga del pozo y la profundidad de extracción	105
3.4.3.2	Getoermometría	110
4	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	113
5	REFERENCIAS	116

RESUMEN

El presente trabajo realizó una investigación multidisciplinaria que comprendió estudios de geofísica, hidroquímica, geoquímica, isotopía e hidráulica, con el fin de aportar conocimiento a la hidrogeología de la Cuenca Norte en Uruguay, dentro de la cual se aloja parte del acuífero Guaraní.

En 34 sitios se realizaron, sondeos audiomagnetoteléuticos y magnetoteléuticos, seis fueron de calibración con información de registros eléctricos de pozos profundos y los 28 restantes se realizaron en áreas donde se carecía de información, principalmente en las zonas central y este (40,000 km²) del área de estudio y donde se disponía únicamente de información gravimétrica y de geología superficial. Como resultado se obtuvo una primera conceptualización geológica de la cuenca, mostrando parte de su estructura. Se observa un relleno constituido por rocas sedimentarias y derrames basálticos que en conjunto tiene más de 3,000 m de espesor. Estos sondeos, conjuntamente con los datos litológicos de 18 perforaciones de entre 300 a 2,200 m de profundidad fueron utilizados como puntos de control para la realización de siete secciones gravimétricas, que en conjunto suman más de 1,500 km interpretados.

Esta información permitió definir y delimitar un pilar tectónico central con dirección NW-SE que determina dos subcuencas, una al sur y norte de este respectivamente.

Así mismo, se confirma que existe continuidad del relleno sedimentario y basáltico, y que el basamento presenta una inclinación de este a oeste que controla la estructura del relleno. A su vez, se determinó la presencia y el desplazamiento vertical de fallas, algunas de ellas ya documentadas y otras identificadas durante la presente investigación, mostrando que en algunos sectores estas discontinuidades presentan un desplazamiento que varía entre 200 y 500 m. En este estudio se interpreta que dichas fallas pueden constituir barreras hidráulicas.

Por su parte, los resultados de análisis químicos del agua obtenida en 20 perforaciones, apoyados con valores de ¹⁸O, ¹⁴C, tritio y piezometría hicieron posible proponer por primera vez un modelo de la evolución hidroquímica del agua subterránea en el área de estudio. Este modelo consta de un área de recarga ubicada en el este de la zona de estudio, mientras que la zona oeste corresponde con un área de tránsito, o descarga por bombeo de un flujo regional, así mismo en

la zona noreste se presenta una confluencia de recarga local y descarga local y de un flujo de tipo intermedio.

El modelo propuesto fue verificado por el contenido de tritio en el agua subterránea indicando que en la zona de recarga tiene más de 50 años de haber entrado al sistema hidrogeológico, por su parte el ^{14}C muestra que el agua extraída en la zona oeste (de descarga) presenta entre 10,000 y 25,000 años desde su infiltración.

La química del agua presenta un incremento de la mineralización debido a la disolución de minerales carbonatados, incremento de sodio y cloruro, y disminución de la concentración de sílice en dirección E-W.

El análisis de geotermómetros muestra que el de calcedonia es el que más explica la temperatura de equilibrio del agua subterránea en la cuenca, pues mostró un adecuado ajuste a temperaturas superiores a 35 °C. A su vez, la información de la temperatura obtenida en las perforaciones analizadas, mostró que en toda el área investigada existe una relación directa entre la temperatura en la descarga y el espesor del acuitardo superior, siendo esta:

$$Temp(^{\circ}C) = \frac{1^{\circ}C}{36.5m} * esp.acuitardo superior + 20.2^{\circ}C$$

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción

El denominado Sistema Acuífero Guaraní (SAG) se encuentra, totalmente incluido en la cuenca Chaco-Paranense y es uno de los acuíferos de agua dulce más grandes del mundo, alcanzando 1,200,000 km² y es compartido por cuatro países: Argentina (225,000 km²), Brasil (839,000 km²), Paraguay (72,000 km²) y Uruguay (50,000 km²) (Figura 1.1).

Este sistema acuífero, es muy importante para los países que lo comparten, dado que se aprovechan grandes volúmenes para abastecimiento público, riego, uso industrial y en ocasiones para uso turístico (termal) al obtenerse agua a temperaturas de hasta 65 °C (en Brasil). También puede aportar caudales de 300 m³/h a 400 m³/h, alcanzando inclusive los 1000 m³/h (Empresa perforadora ITAI, c.p.; Montañó et al., 1998) e inclusive presentar surgencia en algunas zonas.

Al área uruguaya, que es la parte SE de la cuenca Chaco-Paranense, y que es objeto de este estudio, se la denomina "Cuenca Norte". Dicha cuenca ocupa la mitad norte del país alcanzando un área de 98,000 km², es decir 55 % del área total de Uruguay (Figura 1.1).

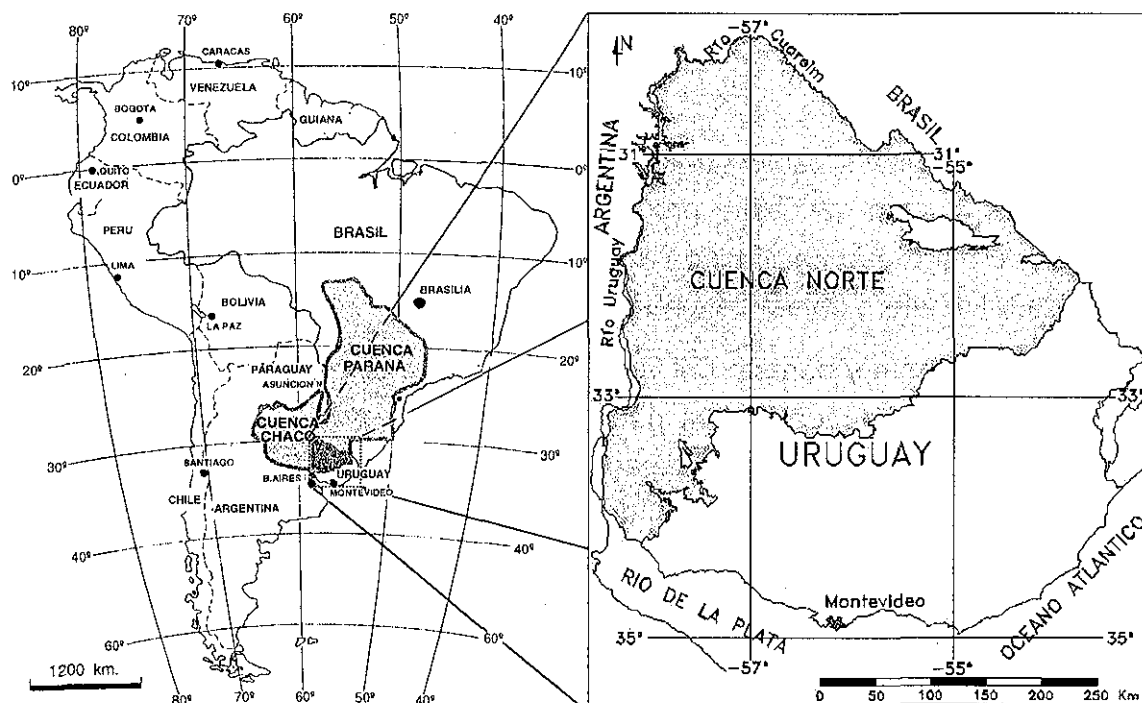


Figura 1.1.- Ubicación de la cuenca Chaco-Paranense (modificado de de Santa Ana et al., 1994), y de la cuenca norte en Uruguay

Se puede realizar una separación del acuífero Guaraní en Uruguay en tres zonas claramente diferentes (Figura 1.2), de acuerdo a su uso, información geológica existente, la profundidad de extracción y el comportamiento hidráulico.

Zona 1, (oeste de la cuenca Norte). En esta parte el acuífero presenta artesianismo, surgiendo el agua con una presión de hasta 7 kg/cm^2 y puede aportar entre 40 y $500 \text{ m}^3/\text{h}$ con pozos que están perforados en promedio hasta $1,200 \text{ m}$ de profundidad. Esto, sumado a que en superficie la temperatura puede alcanzar los $50 \text{ }^\circ\text{C}$, ha inducido el desarrollo de importantes centros turísticos-termales, conformando actualmente el segundo polo turístico del país. En ésta zona se ha construido una perforación para el suministro de agua potable, pero su uso actual es exclusivamente turístico-termal. Aunque su utilización brinda importantes dividendos, debido a su alto costo de construcción, sólo existen nueve perforaciones en explotación, cuatro de las cuales fueron originadas en la búsqueda de hidrocarburos.

Zona 2. En la parte centro del área de estudio, existen únicamente dos perforaciones que alcanzan el acuífero Guaraní luego de perforar más de 200 m (Salsipuedes, al sur, y Pelado, al norte), de las cuales no se extrae agua. Esto se debe a que existen pocas poblaciones (de menos de $3,000$ habitantes), que junto a la población rural se abastecen de agua potable a partir de corrientes superficiales y/o perforaciones someras ($< 100 \text{ m}$ profundidad) que obtienen agua de un medio fisurado.

Como los suelos de esta zona, originados a partir de basalto, éstos han alcanzado escaso desarrollo, son de baja productividad. Además no existen grandes necesidades de riego que justifiquen caudales mayores a $20 \text{ m}^3/\text{h}$, como los que podría aportar el acuífero objeto del presente estudio.

Zona 3. En el área este y noreste del Uruguay existen tres ciudades importantes: Tacuarembó, Rivera y Artigas, cuya población es de $70,000$, $70,000$, y $40,000$ habitantes respectivamente. En algunas partes de esta zona se carece de recursos hídricos superficiales respecto del resto del área de estudio. Esto induce una mayor utilización de agua subterránea para riego y abastecimiento público, principalmente en las ciudades Rivera y Artigas, que obtienen agua del acuífero Guaraní a una profundidad de entre 10 y 150 m . En esta zona, las areniscas que constituyen el acuífero afloran o están a poca profundidad, por lo que existen más de 200 perforaciones en explotación.

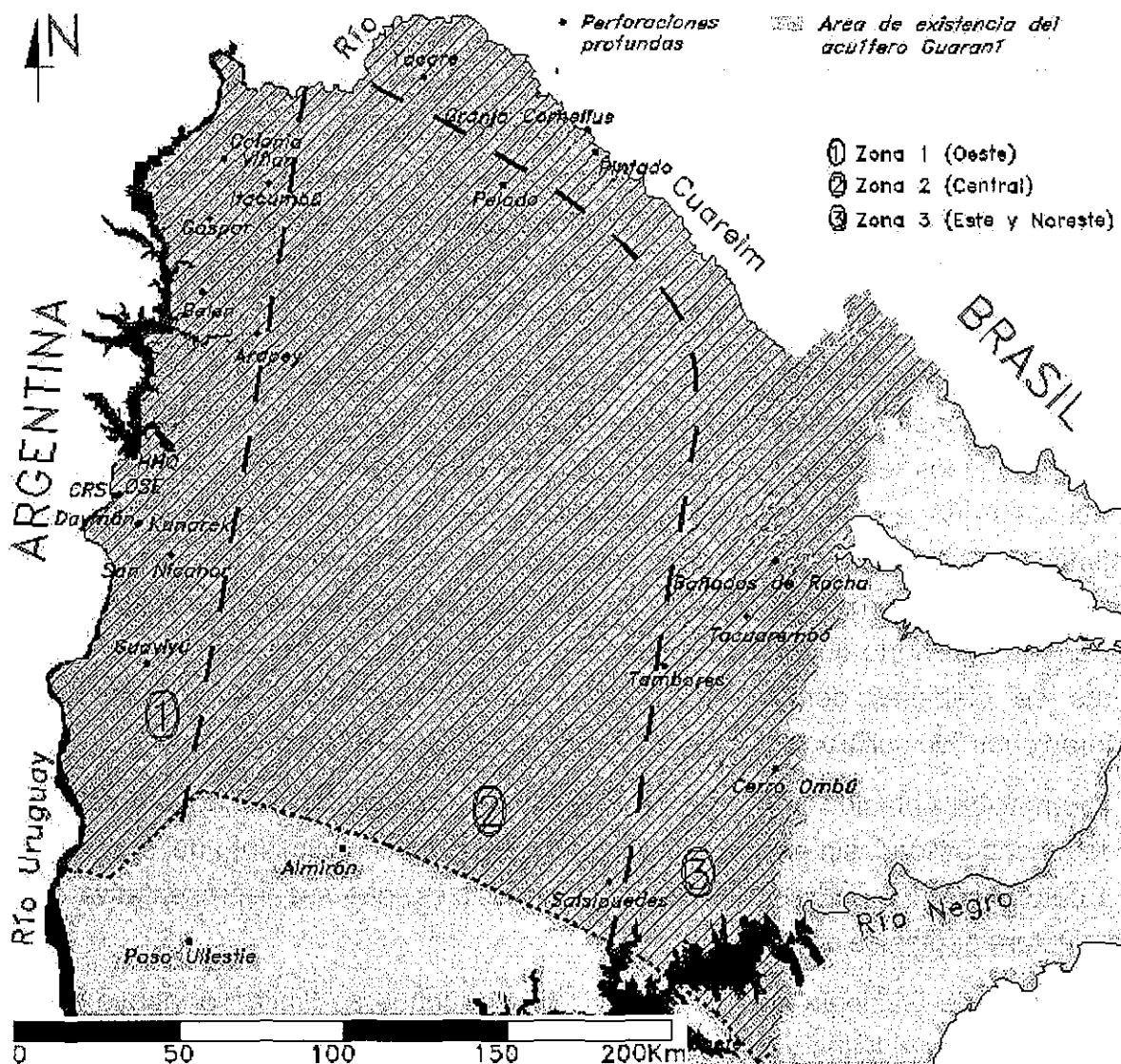


Figura 1.2.- Área de estudio, dividida de acuerdo con la zonificación planteada

1.2 Planteamiento del problema

En Uruguay, las ciudades del interior del país presentan carencia de servicio de drenaje urbano (próximo al 50%). Las poblaciones ubicadas en la zona 3, que entre ellas aproximadamente suman 200,000 habitantes no son la excepción de esta problemática, lo que las hace una potencial fuente de contaminación del acuífero, lo que ya se ha visto reflejado en el incremento de nitratos en los pozos para agua potable utilizados para el abasto público (Pessi et al., 1998). Este aspecto es particularmente importante, cuando se tiene en cuenta que la mayor parte de esa población utiliza estos recursos como principal fuente de agua potable.

En el área de estudio existe gran carencia de información hidrogeológica y geológica de la cuenca. Además, esta información presenta gran heterogeneidad en lo que a su distribución geográfica se refiere. A su vez, en el 80 % del área de estudio existen tan sólo 20 perforaciones que alcanzan el basamento cristalino y la distancia entre puntos que disponen de información directa es muy grande en la mayor parte del área, por lo que, una correlación de lo observado en diferentes lugares es poco sustentable.

La información geofísica generada sin lugar a dudas es la más completa, ya que existen mediciones sísmicas, gravimétricas, magnetométricas, registro de pozos y algunos sondeos eléctricos verticales (SEV). El problema de la información geofísica es que la metodología que generalmente presenta mayor resolución es la sísmica, pero en este caso no tiene casi resolución debido a que la presencia de basalto en superficie hace la señal muy ruidosa. Además, su área de aplicación es sólo en la parte norte del área de estudio, pues es la única zona donde aparecen filones de diabasas dentro de los sedimentos y finalmente son pocas las perforaciones “de calibración”, lo que dificulta aun más su interpretación.

La información obtenida por métodos potenciales (gravimetría y magnetometría) es de mucha utilidad, sin embargo requiere de sitios de conocimiento del subsuelo para determinar una solución (de las infinitas posibles) que sea representativa de la estructura geológica existente.

Los trabajos de Geología son de buena calidad aunque se limitan al apoyo que ofrecen los afloramientos y las escasas perforaciones existentes. Sin embargo, la información base de estos trabajos geológicos está restringida a la periferia del área de estudio, dado que en la zona central que ocupa la mayor parte del área (Figura 1.2) solo existen dos perforaciones, y a su vez, cercanas a los límites norte y sur de dicha área. Esto no impide que puedan llevarse a cabo interpretaciones cualitativas de dicha zona, pero con importante grado de suposición.

Debido a la falta de información en el centro del área de estudio, los trabajos geológicos existentes no permiten afirmar o negar la continuidad hidráulica de las unidades desde el este hasta el oeste. Los estudios hidroquímicos dentro de los cuales se han obtenido también datos isotópicos, se han limitado a caracterizar y relacionar análisis de muestras de agua, pero no han planteado un esquema de evolución hidroquímico que confirme o descarte el sistema de flujo aceptado (que

es de este a oeste). A su vez, se desconoce si existe uniformidad metodológica o temporal ya sea en los muestreos y análisis realizados.

Otro aspecto preocupante, es la extracción de agua subterránea, que es muy grande, próxima a 2,000 m³/h, misma que se efectúa sin la optimización de su uso. Se ha realizado un plan de gestión pero tiene grandes deficiencias debido a la falta de información y conocimiento hidrogeológico existente. Aunque se ha obtenido información de los niveles piezométricos en perforaciones que explotan el acuífero, algunas mediciones presentan importantes diferencias entre ellas, algunas de las cuales son de dudoso valor. A su vez, en perforaciones donde el agua se obtiene a una temperatura superior a 35 °C casi no se han realizado mediciones regulares de este parámetro, aspecto de importancia en el estudio del acuífero de la zona con existencia de termalismo, dado que dichas perforaciones presentan columnas de agua de hasta 1,400 m.

1.3 Hipótesis de trabajo

Se considera que el acuífero Guaraní es una unidad geológicamente continua, en el cual las estructuras geológicas no forman barreras al flujo y que éste circula de este a oeste.

1.4 Objetivos

Para contribuir a resolver la problemática anteriormente descrita, en el presente trabajo de investigación se plantean los siguientes objetivos:

- I) Incrementar el conocimiento del subsuelo en áreas de mayor carencia de información (directa o indirecta) realizando estudios geofísicos puntuales, que permitan determinar el espesor del basalto suprayacente a las areniscas del acuífero Guaraní y del basamento cristalino.
- II) Utilizar la información litológica existente de perforaciones y afloramientos, así como la geofísica generada, para realizar inversiones (interpretaciones) de las mediciones gravimétricas existentes realizando secciones geofísicas y geológicas del subsuelo dentro del área de estudio. Esto permitirá generar un modelo geológico de la Cuenca Norte, inclusive en áreas donde prácticamente se carece de información.
- III) Conocer la configuración del basamento y aquellas estructuras que pudieran funcionar como controles para el flujo subterráneo.

- IV) Explicar el funcionamiento del sistema hidrogeológico a partir de un modelo químico de evolución del agua subterránea, apoyado con información isotópica.
- V) Evaluar las razones de la existencia de termalismo, realizando un estudio entre la litología existente y el agua obtenida en la fuente.

1.5 Localización del área de estudio

En Uruguay, la cuenca norte se ubica entre los paralelos 30 y 33.5° sur, y entre los 54 y 58° de longitud oeste (Figura 1.1), mientras que el acuífero Guaraní se estima ocupa la porción norte de la cuenca (Figura 1.2). Las areniscas que conforman este acuífero se encuentran en superficie a lo largo de una faja norte-sur de 35 km de ancho y casi 200 km de largo, ubicada al centro este de la cuenca norte y definiendo el límite este del área de estudio (Figura 1.2). Estas areniscas se profundizan de este a oeste bajo los derrames basálticos, alcanzando más de 1,000 m bajo estos y más de 700 de espesor en la frontera con Argentina (límite oeste del área de estudio), hacia donde se continúan. Al sur se desconoce exactamente el límite del acuífero debido a que las areniscas que lo conforman desaparecen acuñándose debajo de potentes espesores de basaltos y por encima de las rocas pérmicas. Hacia el norte, el límite del área de estudio corresponde a la frontera con Brasil (Figura 1.2).

La precipitación media dentro de la Cuenca Norte es de 1,300 mm/año distribuida durante todo el año, la temperatura media es de 20 °C. En la zona de estudio existe una topografía de pendiente suave y de poca elevación, donde la altura máxima sobre el nivel del mar es de 400 m, desarrollándose suelos con vegetación casi perenne creando las condiciones propicias para la existencia de gran cantidad de cursos de agua permanente (Figura 1.3). Esto unido a la escasa existencia de contaminación en los cursos de agua (Uruguay, 6° país a nivel mundial en calidad ambiental, Environmental Sustainability Index, 2002) permite que más del 90% del consumo actual de agua en el país para abastecimiento público, riego e industrial sea a partir de escurrimientos superficiales.

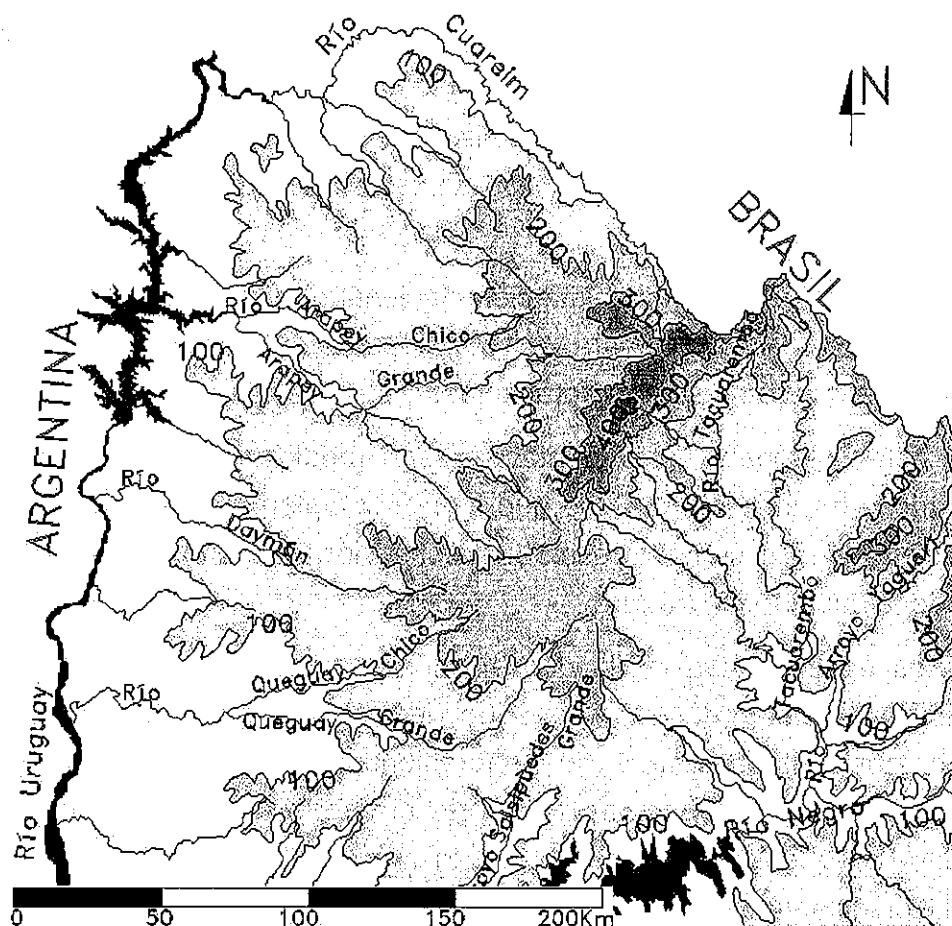


Figura 1.3.— Topografía del área de estudio, así como la hidrografía principal. Curvas de nivel cada 100 m referidas al nivel medio del mar,

1.6 Antecedentes

Posiblemente la utilización del acuífero Guaraní por medio de pozos de brocal se remonte siglos atrás, pero exclusivamente en la zona donde afloran las areniscas triásico-jurásicas. El mayor hito en el conocimiento del acuífero, se debió a la prospección petrolera que comenzó en 1937 por parte del entonces Instituto Geológico del Uruguay con la realización de la perforación profunda Arapey (1,400 m). Esta obra, finalizada en 1942, resultó un fracaso desde el punto de vista de 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/h 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 fue continuada la exploración profunda de la cuenca con la realización de seis perforaciones, las que siguieron sin dar indicios de hidrocarburos pero confirmando la existencia de importantes espesores de areniscas de buena porosidad. La mitad de estas fueron aprovechadas para la producción de agua termal.

En 1985 la petrolera estatal (Administración Nacional de Combustibles, Alcoholes y Portland, ANCAP) realizó la tercera y última etapa de prospección, período en el cual se realizaron cuatro nuevas perforaciones.

Previo a esta campaña se contaba con mediciones gravimétricas y magnetométricas en toda el área, las que fueron complementadas con 1,650 km de prospección sísmica con "Vibroseis", investigación que cubrió únicamente la zona norte de la cuenca en Uruguay.

En los últimos años se han realizado seis nuevas perforaciones profundas en búsqueda exclusiva de agua termal y readecuado dos existentes. En la parte este del acuífero (zona 3) el número de perforaciones realizadas fue mucho más importante, pero en general de menor aporte al conocimiento del acuífero y la cuenca geológica que lo contiene, ya que la mayor parte de ellas carecen de descripción litológica y/o detalles constructivos.

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. Estos estudios son de carácter regional entre los que se destacan los siguientes: Gilboa et al. (1976), Campos (1994), Araujo et al. (1995), Araujo et al. (1999), Vives et al. (2001). El primero de ellos es generalizador y realizado con poca información, los tres siguientes corresponden a mapas hidrogeológicos a partir de información recopilada, y el último corresponde a un pre-modelado matemático del flujo subterráneo. En estos estudios la porción del acuífero correspondiente a Uruguay es considerada en forma marginal o incluso no es considerada.

Los principales trabajos realizados en el sector Uruguay son los de: Gilboa et al. (1977), Montaña y Carrión (1990), Cattáneo et al. (1994), Montaña et al. (1998), Decoud y Rocha (2000), Pessi y Hardy (1998), Pérez et al. (2000), Sprechmann et al. (1981), Preciozzi et al. (1985), Ferrando et al. (1986), de Santa Ana y Ucha (1994), González y de Santa Ana (1998), Bossi y Schipilov (1998), de los Santos (1999). El primer trabajo es general, presenta poca información, acorde al conocimiento de la época. Los siguientes seis trabajos se refieren a aspectos

hidrogeológicos y de uso del agua, de los cuales sólo el primero de ellos proporciona un enfoque regional del acuífero, limitándose principalmente a realizar una descripción geológica, una caracterización hidroquímica de las aguas extraídas y una estimación de la recarga como porcentaje de la precipitación. Montañó et al. (1998) presentan dos secciones, una norte-sur (AB) cercana al Río Uruguay, y otra este-oeste al norte de la Cuenca Norte, utilizando la mayor densidad de perforaciones profundas próximas a dichas trazas (Figura 1.4). Las seis publicaciones siguientes son básicamente geológicas, sentando las bases del conocimiento actual, las que son recogidas por la mayor parte de los trabajos hidrogeológicos referidos. El trabajo restante es la base de la reglamentación actual del acuífero, cuyo mayor aporte de información es la primera medición de la presión hidráulica planificada cerrando en simultáneo cuatro perforaciones profundas surgentes y más cercanas.

La exploración geofísica realizada hasta la fecha en la cuenca comprende estudios gravimétricos, magnetométricos, sísmicos, eléctricos y registros de pozos.

Las campañas de mediciones gravimétricas fueron llevadas a cabo por parte de la petrolera estatal (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 escala 1:1,000,000 con una precisión de 2.5 mGal. ANCAP cuenta con mapas de mayor precisión y detalle, así como mapas gravimétricos residuales.

Las mediciones magnetométricas fueron realizadas únicamente por ANCAP. De esta información no existen piezas gráficas de acceso público.

En 1985, ANCAP realizó 1,650 km de prospección sísmica cubriendo aproximadamente 17,000 km², de los 40,000 km² considerados de interés petrolero dentro de la cuenca. Los sondeos estuvieron localizados en la zona noreste de la cuenca (Figura 1.5). Los resultados obtenidos con esta metodología no fueron tan descriptivos como se esperaba, ya que no permitió una clara definición de los estratos litológicos en profundidad. En sitios donde son coincidentes secciones sísmicas y perforaciones se pueden realizar interpretaciones litológicas a lo largo del perfil, pero estas son claras únicamente en el entorno de los pozos (< 2 km).

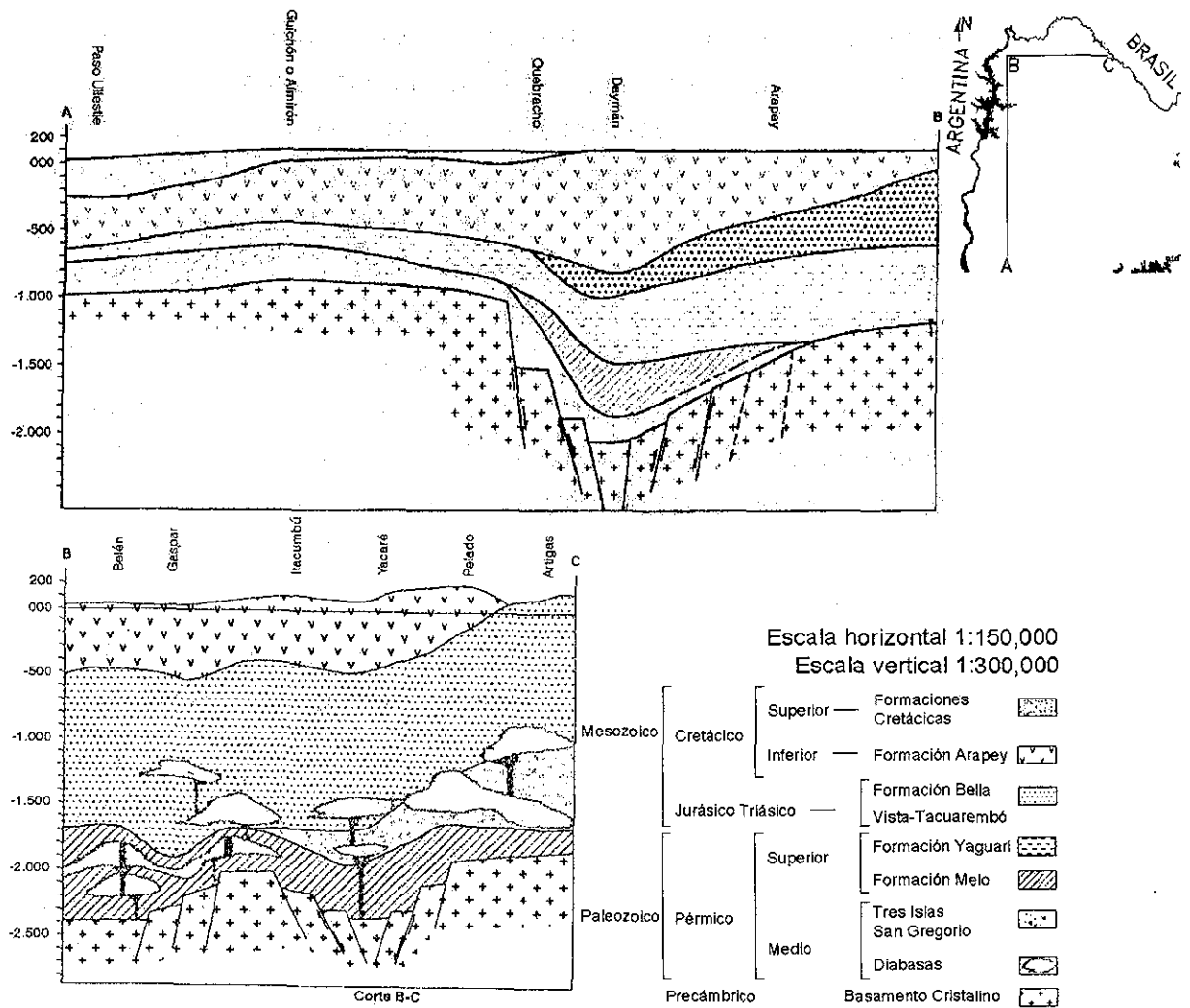


Figura 1.4.- Secciones geológicas reportadas por Montaño et al., (1998), según dos direcciones, Norte-Sur (Corte AB) y Este-Oeste (Corte BC)

Por solicitud de privados se han realizado algunos sondeos eléctricos verticales (con arreglo Schlumberger), siendo estudios puntuales a nivel regional, a los que no se tuvo acceso. Esta metodología (SEV) ha sido aplicada para estimar el espesor de basalto, en sectores cuya potencia es menor de 400 m, sin embargo resultan poco práctica debido a lo complicado de la logística para alcanzar estas profundidades o superiores.

Los registros de pozos en su mayor parte corresponden a los realizados por ANCAP en sus perforaciones y los restantes fueron realizados en perforaciones destinadas a la obtención de agua termal. Las perforaciones que cuentan con registros se indican en la Tabla 1.1.

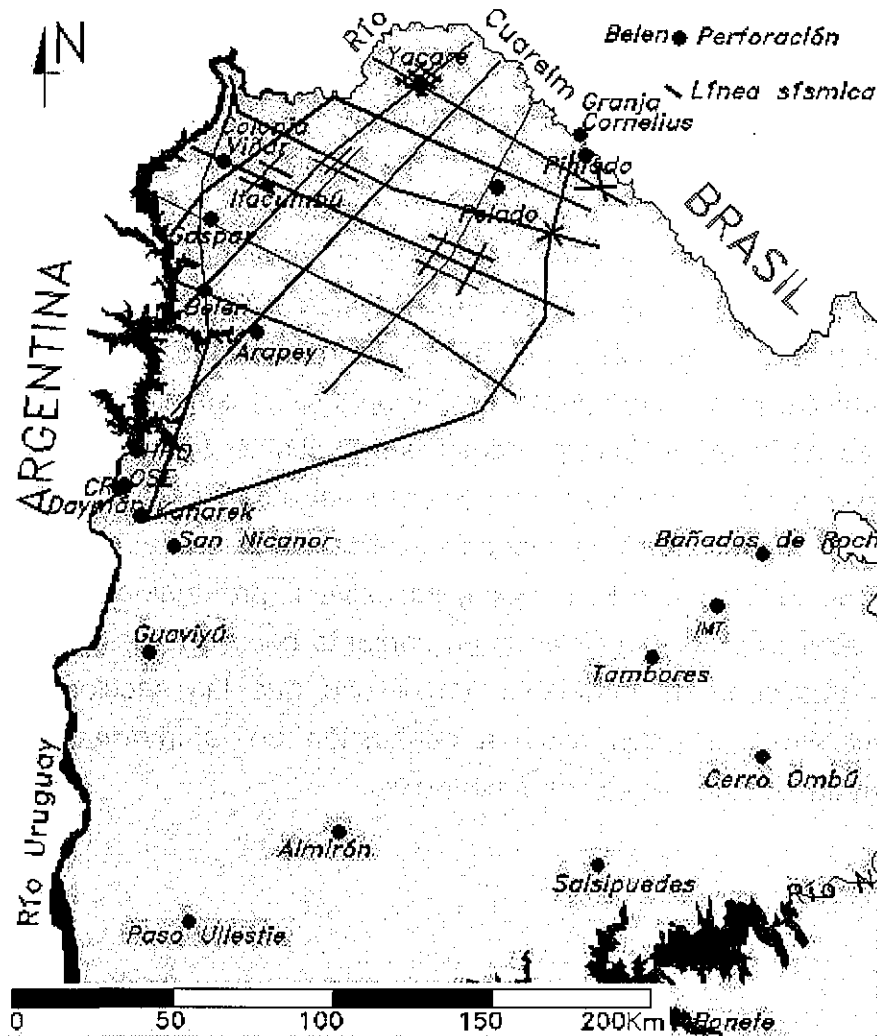


Figura 1.5.- Secciones sísmicas realizadas en la cuenca norte y perforaciones profundas existentes en el área

Perforación	Descripción litológica	Registro eléctrico	Registro microlog	Registro de doble inducción
Gaspar	X	X	X	
Artigas	X	X	X	
Salto	X	X	X	
Quebracho	X	X	X	
Guichón	X	X	X	
Salsipuedes	X	X	X	
Pelado	X			X
Yacaré	X			X
Belén	X			X
Itacumbú	X			X

Tabla 1.1.- Perforaciones existentes dentro de la cuenca norte que cuentan con registros de pozos

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

A efecto de evaluar los métodos geofísicos posibles de utilizar para este estudio fue necesario conocer experiencias previas de prospección en cuencas similares.

Por ejemplo, Padilha y Vitorello (2000), Barbosa et al. (1999), Hallinan et al. (1993), Veeraswamy y Raval (1989), Galibert et al. (1996), Mitsuhata et al. (1999), y Nagy (1996). Los primeros tres trabajos, fueron realizados en Brasil investigando la cuenca Chaco-Paranense, en los cuales se utilizaron sondeos magnetoteléuticos, sondeos electromagnéticos y gravimetría. Los resultados mostraron 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 indudable mayor uso que las secciones sísmicas originales. Inclusive, en algún caso la conjunción de la información permitió predecir los resultados de nuevas perforaciones.



2 METODOLOGÍA

Para el cumplimiento de los objetivos planteados en el presente estudio fue necesario realizar las siguientes tareas.

2.1 Geología

La geología superficial se elaboró con base en la Carta Geológica del Uruguay, escala 1:500,000, (Preciozzi et al., 1985, Dirección Nacional de Minería y Geología).

La definición de la geología del subsuelo se apoyó principalmente en los trabajos realizados por: Bossi y Schipilov (1998), quienes estiman el espesor de basalto en la cuenca norte a partir de la cartografía y medición del buzamiento de los derrames; de Santa Ana y Ucha (1994), cuyo objetivo fue evaluar el potencial petrolero de la cuenca norte basándose en 10 perforaciones de exploración (500 m a 2,300 m de profundidad), mediciones gravimétricas y magnetométricas en toda el área, con 1,650 km de prospección sísmica y más de 100 análisis geoquímicos, palinoestratigráficos, petrofísicos, petrográficos y geocronológicos; Ferrando y Andreis (1986), quienes 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), trabajo en el cual se analizan las facies sedimentarias continentales Triásico-Jurásica del NW de la cuenca norte, a partir de la información brindada por las perforaciones realizadas por ANCAP en el área, cuya profundidad es de entre 1,100 a 2,200 m; Sprechmann et al. (1981), reúnen y sintetizan la información geológica, paleontológica, estratigráfica y tectónica del Jurásico y Triásico en Uruguay. Todos los trabajos antes citados fueron considerados para calibrar, e interpretar los estudios geofísicos realizados durante esta investigación.

A partir de la compilación geológica se elaboraron secciones geológicas y geofísicas con las cuales se obtuvo el modelo geológico conceptual de la zona de estudio. Finalmente se realizó un reconocimiento de la geología superficial del área de estudio que sirvió de apoyo durante la interpretación geofísica elaborada en el presente estudio.

2.2 Geofísica

2.2.1 Antecedentes

En los trabajos de exploración de recursos naturales (en particular del agua subterránea), la elección del(los) método(s) geofísico(s) a utilizar, se debe realizar basándose en la litología existente en el área y sus posibles propiedades (que se desean medir), pues la exploración geofísica aporta resultados más claros y confiables, cuando los materiales a investigar tienen entre sí un marcado contraste de la propiedad física a evaluar. La confiabilidad de los resultados disminuye cuando el contraste de la propiedad es mínimo. Otros aspectos a considerar son, sí se trata de un estudio local o regional y la disponibilidad de equipo e insumos.

2.2.1.1 Características de los métodos geofísicos utilizados para la prospección del subsuelo en las condiciones geológicas existentes en el área de estudio

Debido a la poca información y cobertura geofísica y geológica existente dentro de la cuenca, y en función del área abordada en el presente estudio, se creyó necesario realizar sondeos geofísicos de investigación que permitan explorar el espesor total de la cuenca.

Los métodos de prospección geofísica que permitan conocer propiedades físicas de las rocas hasta profundidades de al menos 2,000 m, no son muchos. De estos, los que presentan mayor posibilidad de ser utilizadas son:

- Prospección gravimétrica
- Prospección magnetométrica
- Prospección Sísmica
- Prospección magnetotelúrica (métodos audiomagnetotelúrico, AMT, y magnetotelúrico, MT)

Los dos primeros presentan la ventaja de ser métodos relativamente rápidos de realizar a pesar de que los modelos que se obtienen no son únicos, por lo cual es necesario combinarlos con otros métodos. La desventaja de estos radica en que son métodos potenciales, que aportan información a semidetalle para cada sitio. Además, la conformación geológica de la cuenca, hasta hoy conocida (Figura 2.1), que consiste de varios cuerpos litológicos interestratificados, impone a estos métodos la necesidad de contar con muchos puntos de control para su ajuste, información actualmente no asequible.

La prospección sísmica es la metodología más precisa para obtener información estratigráfica en cuencas geológicas, sin embargo es costosa y por lo tanto difícil de implementar en estudios no petroleros. En la porción norte de la cuenca norte se realizó por parte de ANCAP una campaña de prospección sísmica con "Vibroseis", la cual brindó muy poca información por la existencia de basalto en superficie (con espesores de hasta 1,000 m).

La prospección magnetotelúrica, de fuente natural, presenta la ventaja de poder realizar investigaciones someras por medio de la medición de las corrientes telúricas en altas frecuencias (AMT), o hasta una profundidad superior a 10,000 m, al medir las bajas frecuencias (MT). La presencia de rocas basálticas en superficie no genera restricción para este método, sino por el contrario permite mayor profundidad de investigación. A su vez, el método es poco sensible a la presencia de materiales interestratificados con diferentes propiedades resistivas, como sucede dentro de la cuenca estudiada (Figura 2.1), así mismo, la presencia de perforaciones con registros eléctricos permite mejorar la interpretación de los sondeos magnetotelúricos calibrando las mediciones.

Una desventaja del método magnetotelúrico es que se precisa de equipos muy caros, poco disponibles, y no existentes al momento en Uruguay. Para interpretaciones unidimensionales, se deben cumplir ciertas condiciones de homogeneidad del subsuelo en torno del sondeo, aspecto que dificulta la aplicación de esta técnica.

La realización de sondeos eléctricos verticales (SEV), al igual que los sondeos AMT y MT, se ve favorecida por el contraste resistivo encontrado en los materiales que componen la cuenca, lo que permitiría una adecuada determinación de los paquetes de roca, complementado con la presencia de perforaciones con registros eléctricos que permiten calibrar los sondeos y mejorar su interpretación.

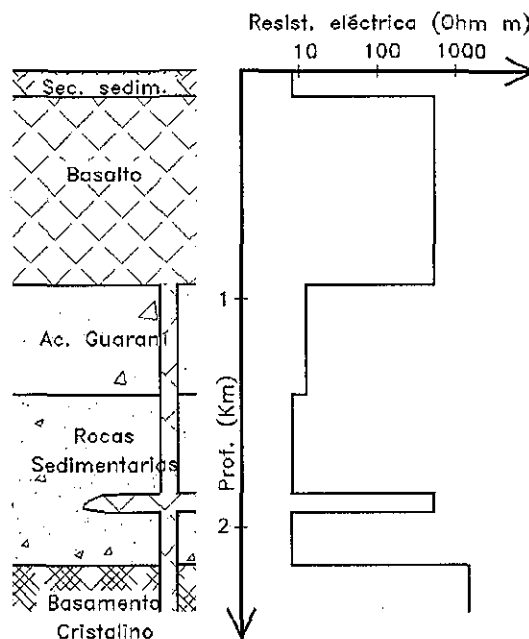


Figura 2.1.- Esquema litológico-resistivo simplificado de la Cuenca Norte

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Para prospecciones profundas como la buscada en este trabajo, hasta más de 2,000 m y con las condiciones geológicas existentes (la presencia de un cuerpo resistivo superficial), el método de SEV se vuelve impracticable; debido a que son de difícil cumplimiento sus hipótesis básicas y a su vez acarrea grandes problemas operativos.

Considerando lo anterior, las herramientas geofísicas empleadas en el desarrollo de esta investigación fueron: métodos magnetotelúricos, gravimetría y registros de pozos.

2.2.2 Prospección Magnetotelúrica

El equipo utilizado es de marca Phoenix, integrado por una unidad de filtrado y amplificación de la señal (caja SP), una unidad central de procesamiento y almacenamiento de información (Caja V5), seis sensores magnéticos (tres AMT y tres MT) y seis electrodos impolarizables.

La densidad y ubicación de los sondeos se determinó considerando que el sitio debería presentar diferencias topográficas menores al 10% de la separación entre electrodos (Vozoff 1986), estar alejado de elementos que produzcan interferencias electromagnéticas, donde no existieran variaciones superficiales de la cobertura, ni en cercanías de árboles y alejado de discontinuidades geológicas, así como disponibilidad temporal del equipo.

Después de realizar una calibración del equipo previa en ciudad y la calibración previa de campo, en 34 sitios se efectuaron 69 sondeos, 38 AMT y 31 MT (Figura 2.2), con un tiempo de medición de entre seis y catorce horas por sitio.

En 27 sitios únicamente se efectuaron sondeos de investigación AMT y MT, mientras que en los siete sitios restantes se realizaron sondeos próximos a perforaciones existentes (de 1,000 a 2,300 m de profundidad), que sirvieron para calibrar los resultados del sondeo. Estos sondeos se realizaron a más de 300 m de las perforaciones para evitar alteraciones de la señal por la tubería.

Como la calidad de la señal registrada presenta variación durante el tiempo de medición, es necesario realizar una edición de los datos obtenidos para extraer valores utilizables para su interpretación. Para esto, cada unidad de información almacenada (Cross Power, XPR) es analizada para cada frecuencia, eliminando aquellas mediciones que producen gran desviación estándar en los valores calculados de resistividad o fase.

La Tabla 2.1 muestra la cantidad y tipo de sondeos efectuados para este estudio así como sus coordenadas. Mientras que la Figura 2.2 muestra la ubicación de los mismos.

Sitio	Cantidad y tipo de sondeo		Latitud				Longitud				Coordenadas UTM		Observaciones	
	AMT	MT	°	'	''	s	°	'	''	s	X	Y		
1	1	1	30	12	55	s	57	36	12	w	326690	6657150		
2	1	1	30	28	51	s	57	43	54	w	314860	6627540		
3	0	0												Calibración perforación Gaspar
4	1	1	30	32	48	s	57	50	28	w	304000	6619600		
5	1	1	30	49	51	s	57	41	25	w	319200	6588600	Calibración del pozo Belén	
6	1	1	30	32	31	s	57	28	44	w	339300	6621350		
7	1	0	30	43	25	s	57	24	43	w	344150	6601750		
8	1	1	30	29	14	s	57	18	13	w	355600	6627100	Calibración pozo Itacumbú	
9	1	1	30	37	55	s	57	16	14	w	358850	6611450		
10	1	1	30	19	5	s	57	17	47	w	356100	6646710		
11	1	0	30	55	1	s	57	32	6	w	334200	6579400	Calibración pozo Arapey.	
12	1	1	30	51	59	s	57	11	5	w	366700	6585550		
13	3	2	30	26	9	s	57	2	13	w	380950	6633500		
14	1	1	30	43	52	s	57	4	6	w	378700	6600300		
15	1	0	31	0	16	s	56	53	11	w	395790	6570680		
16	1	1	30	42	8	s	56	44	25	w	409950	6603800		
17	1	0	30	25	51	s	56	47	25	w	404900	6634100		
18	1	1	30	14	50	s	56	58	45	w	386770	6653720	Calibración pozo Yacaré	
19	2	1	30	27	25	s	56	25	59	w	438900	6631100	Calibración perforación Pintado	
20	1	1	31	50	30	s	57	53	27	w	302250	6476050	Calibración pozo Guaviyú	
21	1	1	31	50	49	s	57	25	5	w	347000	6476175		
22	1	1	31	36	7	s	56	27	29	w	438350	6504500		
23	1	1	31	6	47	s	57	1	10	w	383700	6558300		
24	1	1	31	18	32	s	57	14	28	w	363000	6536200		
25	1	1	31	27	43	s	57	20	25	w	353650	6519075		
26	1	1	31	11	47	s	57	45	53	w	313100	6548300	Calibración pozo Almirón	
27	1	1	31	40	39	s	57	53	19	w	302200	6494650		
28	1	1	32	4	35	s	57	38	48	w	325500	6450850		
29	1	1	32	21	21	s	57	16	12	w	361800	6420250		
30	1	1	32	19	34	s	56	44	29	w	411600	6423700		
31	1	1	32	4	8	s	56	52	14	w	398600	6451900		
32	1	1	31	50	44	s	56	39	43	w	418400	6476800		
33	1	1	31	47	36	s	56	16	9	w	455450	6483150		
34	2	1	30	58	0	s	55	30	53	w	527500	6575400		
35	1	1	31	1	0	s	55	35	25	w	510000	6567000		

Tabla 2.1.- Ubicación, cantidad y tipo de sondeos realizados para el presente trabajo

Después del filtrado se unen los sondeos AMT y MT, para obtener un nuevo sondeo para el total de frecuencias medidas. A éste se le realiza nuevamente otro proceso de filtrado, eliminando las mediciones de aquellas frecuencias anómalas con sus vecinas y/o que presentan gran desviación estándar (en la resistividad eléctrica, o en la fase). Previo a la interpretación de los sondeos es necesario corregirlos por efecto del corrimiento estático. Para esto, se separan los sondeos

en función del material sobre el que fueron realizados, corrigiendo el origen de la curva de resistividad eléctrica (en función de la frecuencia) de forma que en su inicio, se presente la resistividad del medio sobre el cual se realizaron obtenida a partir de los registros eléctricos de pozos existentes.

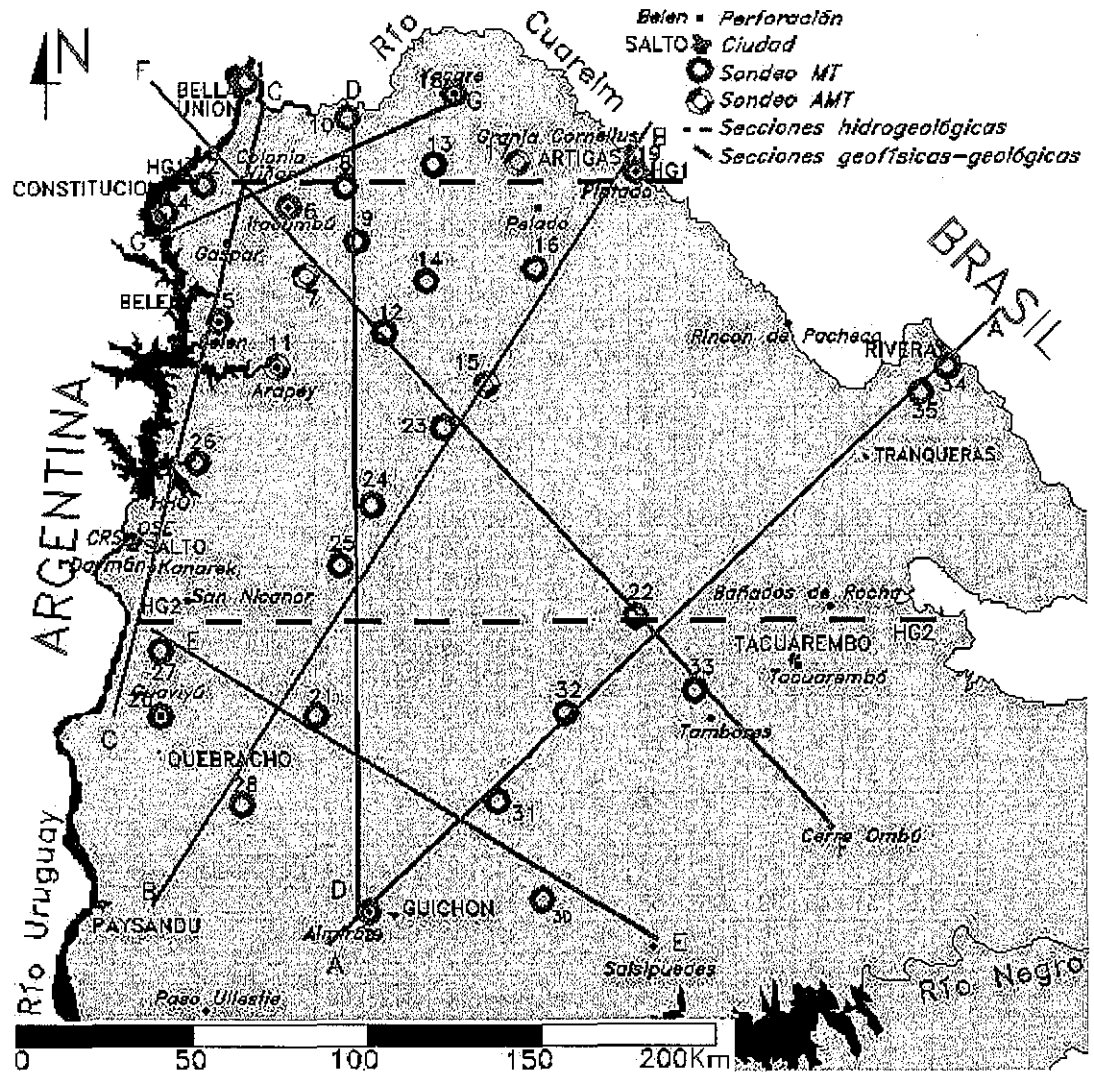


Figura 2.2.- Ubicación de los 34 sitios de exploración magnetotelúrica, las principales perforaciones existentes, de las secciones geofísicas, geológicas e hidrogeológicas.

La inversión unidimensional de la información resultante, se obtuvo a través del algoritmo de Ocam y al igual que la edición y filtrado descrito, ésta se realiza con el propio programa de cómputo del equipo de medición. A partir de los modelos del subsuelo obtenidos se realizan secciones resistivas (seudo-bidimensionales) uniendo los sondeos cercanos a su traza.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Fue posible la utilización de la técnica de prospección magnetotelúrica en el presente estudio gracias al apoyo de la Universidad Nacional Autónoma de México, que facilitó este equipo, y sobre todo a la disposición y asistencia técnica por parte del responsable del mismo.

2.2.3 Gravimetría

La información gravimétrica de base se obtuvo de los mapas de anomalías de Bouguer, editados por el Servicio Geográfico Militar de Uruguay, documentos que presentan una precisión de 2.5 mGal (Figura 2.3).

Durante la interpretación de esta información, se consideró la distancia a las secciones de los sondeos magnetotelúricos y perforaciones, así como la geología superficial y la ubicación en superficie de fallas.

Los sedimentos Cretácicos y Terciarios que afloran en el área de interés, no se tomaron en cuenta para la interpretación gravimétrica, dado que sólo ocupan un área pequeña respecto al total del área de estudio (< 5%) y presentan poco espesor, (generalmente inferior a 100 m), no son de interés hidrogeológico para el presente trabajo. A su vez, al presentarse en pequeños espesores respecto de la profundidad, el error cometido por su no consideración en la interpretación gravimétrica es de poca entidad.

En la parte norte del área de estudio, por medio de perforaciones se conoce la presencia de intrusivos de diabasas generalmente dentro de las rocas sedimentarias de edad pérmica, pero se desconoce su extensión total.

Considerando que las diabasas tienen una densidad similar al basalto sólo se incluyeron en el análisis en aquellos lugares donde se tuvo certeza de su existencia y espesor. En estos sitios se colocó un cuerpo cuyo espesor es igual a la suma de los espesores de diabasas detectados, ubicado en el centro de masa, pero no siendo parte del objetivo de interpretación, ya que sería imposible llegar a una solución única, o pocas justificables de la estructura del subsuelo donde se tengan en cuenta estas intrusiones.

Para el análisis gravimétrico se considera como densidad de referencia la correspondiente a la media terrestre, 2.67 g/cm^3 .

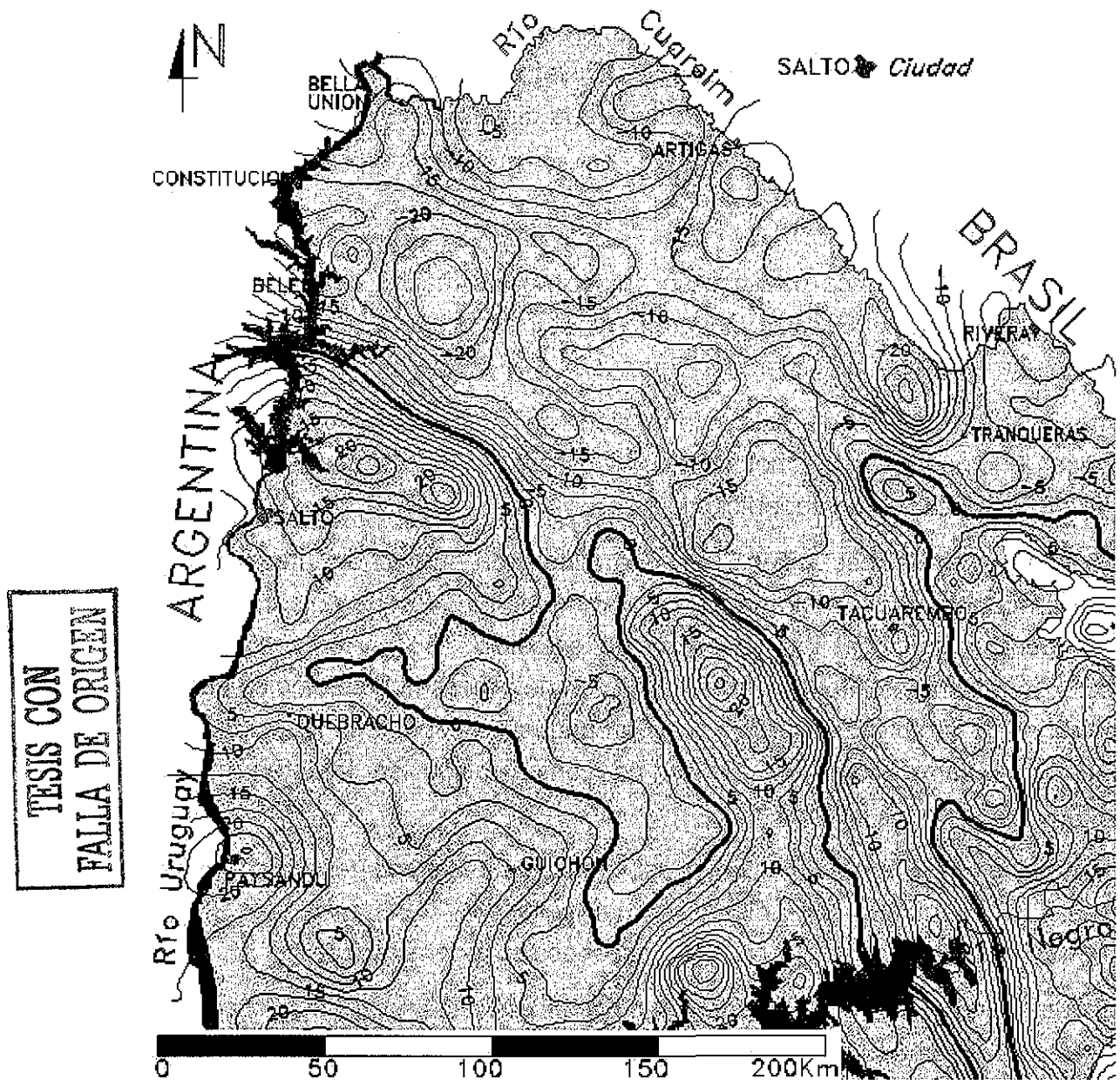


Figura 2.3.- Anomalías de Bouguer. Se observan dos sectores, al sur y norte, donde se presentan valores medios positivos y negativos respectivamente, pudiendo asociarse a una zona de poca profundidad de cuenca al sur y mayor al norte

La información geológica y los datos generados con los sondeos (AMT-MT), se emplearon para calibrar e interpretar la gravimetría, y con esto obtener un mejor control de la estructura geológica. Para ello, a partir de dicha información se realizaron siete secciones geológicas (Figura 2.2), las que fueron el punto de partida para el modelado de anomalías gravimétricas a través de las siete secciones definidas, utilizando las diferencias de densidades como variables de calibración y modificando los espesores de acuerdo a la información disponible de

19 perforaciones existentes en el área de estudio de 500 a 2,300 m de profundidad y a la información magnetoteléurica obtenida.

A partir de información existente de las propiedades físicas de los materiales existentes en la cuenca y de información bibliográfica, se pueden inferir valores electroresistivos y de densidad de las litologías investigadas, lo cual se resume en la Tabla 2.2.

Características resistivas y ubicación en profundidad según la información geofísica interpretada	Rango de resistividad típico (Ohm-m)	Litología asociada	Densidad estimada (ton/m ³)
Material que presenta una resistividad eléctrica alta, ubicándose próximo a superficie. En perforaciones con registros eléctricos existentes se corresponde con rocas volcánicas (basalto)	70 a 250	Basalto	3.0
Material que presenta una resistividad media a baja, ubicándose generalmente por debajo del material resistivo anterior. En perforaciones con registros eléctricos se corresponde con rocas sedimentarias.	3 a 50	Rocas sedimentarias clásticas	2.1
Material que presenta una resistividad alta a muy alta, ubicándose por debajo del material poco resistivo anterior. En perforaciones con registros eléctricos se asocian con rocas ígneas y metamórficas	> 250	Basamento cristalino	2.67

Tabla 2.2.- Relación resistivo-litológica establecida y densidad estimada de las litologías consideradas. Fuente bibliográfica, Parasnis (1997).

2.2.4 Registros de pozos

Los registros eléctricos de pozos perforados (algunos hasta 2,200 m de profundidad) permitirán obtener valores reales de la resistividad eléctrica de cada litología atravesada. Como la interpretación de un sondeo magnetoteléurico puede considerarse como un registro eléctrico fuertemente suavizado (Vozoff 1972), la existencia de registros eléctricos en las seis perforaciones en torno a las cuales se realizaron sondeos AMT-MT, permiten la calibración de ambas mediciones, e interpretar litológicamente aquellos sondeos magnetoteléuricos realizados en sectores donde no existen perforaciones.

2.3 Hidrogeoquímica

En el año 2001 se realizaron dos campañas de muestreo hidroquímico, separadas temporalmente por ocho meses, recolectándose muestras en 20 pozos. Catorce de ellos fueron muestreados en ambas campañas, mientras que seis se muestrearon en sólo una (Figura 2.4).

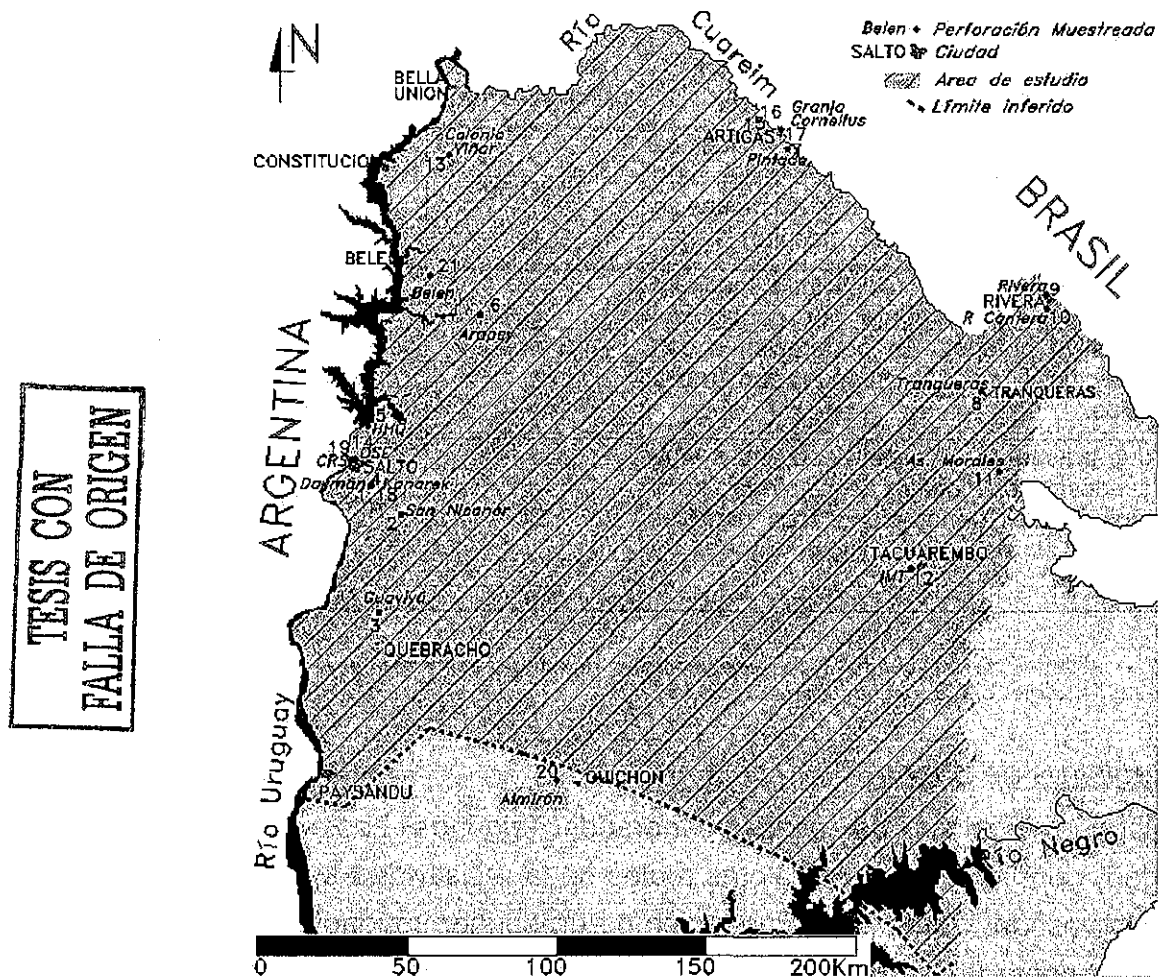


Figura 2.4.- Ubicación de pozos donde se colectó agua subterránea para su análisis físico-químico.

En las áreas noreste y este de la zona de estudio, los pozos fueron seleccionados con base en la información constructiva del pozo disponible, es decir, datos de la profundidad del pozo, profundidad del filtro y corte litológico. En el resto del área de estudio se muestrearon las 10 perforaciones en funcionamiento.

El pH, Eh, temperatura, conductividad eléctrica, carbonatos y alcalinidad se registraron *in situ*. Los cuatro primeros se midieron directamente con una sonda multiparámetro (marca YSI modelo XLM 600), colocada dentro de una celda de

circulación continua de agua, la cual impide que el aire entre en contacto con el agua antes de ser analizada. Los dos últimos parámetros se determinaron por el método de titulación, mediante ácido clorhídrico 0.236 N, utilizando como titulante soluciones de fenolftaleína y verde de metileno.

Las muestras para análisis de cationes y elementos traza se filtraron con papel de 0.45 μm de apertura. Estas muestras se guardaron en botellas de polietileno previamente lavadas con agua acidulada y enjuagadas con agua destilada, y se les agregó ácido nítrico puro como conservador (para lograr un pH inferior a 2) (www.actlabs.com, y Apello y Postma 1993).

Las muestras fueron analizadas en los laboratorios Actlabs de Canadá, donde se analizaron por el método de ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry / Espectrometría de Plasma-Masa Inductivamente Acopladas), que se caracteriza por la gran precisión y el bajo umbral de detección lo cual se puede ver en www.actlabs.com.

Aunque se utilizó la información en solución de menos de 15 elementos químicos, por las características de los análisis y el poder generar información para futuros trabajos, por ICP-MS se determinaron 67 en total y son los siguientes: Na, K, Ca, Mg, Li, Be, Al, Si, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ru, Pd, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, I, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Re, Os, Pt, Au, Hg, Ti, Pb, Bi, Th y U.

Para determinar aniones se tomaron 500 ml de muestra. Estas se guardaron bajo condiciones de ausencia de luz y por debajo de los 4 °C. Los análisis de pH, conductividad eléctrica, carbonatos, bicarbonatos, fluoruro, cloruros y sulfatos de las muestras del primer muestreo hidroquímico, se analizaron en el Laboratorio de Química Analítica, Instituto de Geofísica, UNAM, mientras que los aniones de las muestras de la segunda campaña se determinaron en el Laboratorio de Química de Aguas, Instituto de Geología, UNAM.

En el primer caso la metodología empleada para su medición fue:

Cond. eléctrica y pH se midieron por medio de un electrodo para pH y un conductivímetro.

$\text{CO}_3^{=}$ y HCO_3^- se analizaron por titulación, empleando como indicadores fenolftaleína y anaranjado de metilo respectivamente.

- Cl⁻ y F⁻ se analizaron por potenciometría con electrodos selectivos
- SO₄²⁻ se determina por el método turbidimétrico, como lo recomienda la APHA -AWWA-WPCF (1992).

En el segundo caso:

- Cond. eléctrica y pH se determinaron mediante un conductímetro Corning y un potenciómetro Corning modelo 350.
- CO₃⁼ y HCO₃⁻ se analizaron por titulación con H₂SO₄, 0.02 N, empleando como indicadores fenolftaleína y anaranjado de metilo respectivamente. Se verificaron por electrodos ion selectivos empleando un analizador de iones Corning modelo 350.
- Cl⁻ se analizaron por titulación de AgNO₃, 0.025 N, empleando como indicador cromato de potasio
- SO₄²⁻ se determinaron por el método turbidimétrico, como lo recomienda la APHA -AWWA-WPCF (1992).

Sulfatos y cloruro se verificaron con electrodos ion selectivos en un analizador Corning modelo 350.

A su vez, como control en dichas muestras se realizaron mediciones de cationes siendo las metodologías de medición utilizadas:

- Ca²⁺ y Mg²⁺ se determinaron por titulación con EDTA 0.02 N, corroborados por absorción atómica de flama como recomienda la APHA-AWWA-WPCF (1992) y Rodier (1990)
- Na⁺ y K⁺ se analizaron por flamometría empleando un flamómetro Corning modelo 410.
- Fe, Cu, Mn, Zn, Pb, fueron determinados por absorción atómica de flama
- Cr, Co, Ni y Cd empleando un equipo Perkin Elmar modelo 3110

A las muestras colectadas en la primer campaña de muestreo hidroquímico de las perforaciones Tranqueras y la perteneciente a Obras Sanitarias del Estado (OSE) en Salto, adicionalmente se les determinó el contenido de aniones en los laboratorios Actlabs de Canadá. Para verificar los resultados se analizaron por

cromatografía de iones las especies: fluoruro, cloruros, nitrito, nitrato, bromuro, fosfatos y sulfatos.

En la interpretación de la información hidroquímica, inicialmente se evaluó el balance iónico de los análisis realizados durante este trabajo y el de los estudios antecedentes. Posteriormente se analizó la evolución química de mineralización del agua (especies disueltas), a través de los programas AquaChem y Phreeqc. Los diagramas de Piper y Stiff fueron empleados para representar gráfica y espacialmente la composición química del agua.

Los resultados de los análisis químicos también fueron utilizados para el estudio de geotermómetros del agua subterránea en el área en cuestión.

2.3.1 Isotopía

En paralelo a la toma de muestras de agua para análisis hidroquímico, se colectaron cinco muestras para determinar tritio y tres para tritio enriquecido.

Las primeras cinco muestras se analizaron en los laboratorios Actlabs, y las tres restantes en el "Environmental Isotope Laboratory" (EIL), Universidad de Waterloo.

En el primer caso el nivel de detección es de 6 unidades de tritio (UT) y una precisión de ± 8 UT. En el segundo caso se alcanza un nivel de detección de 0.6 UT y una precisión ± 0.8 UT.

También se dispuso de valores del contenido de $\delta^{18}\text{O}$ y δD de tres perforaciones termales realizadas por Montañó et al. (1998), $\delta^{18}\text{O}$ en siete pozos, realizadas por Dellepère (1995). Finalmente se consideraron fechamientos de agua con Carbono 14 en tres pozos.

2.3.2 Geoquímica

Con el propósito de conocer la composición química de las rocas con las que interacciona el agua subterránea del área de estudio, se realizaron 10 análisis geoquímicos de roca; A una muestra de roca de edad precámbrica; a dos muestras de rocas de edad triásico-jurásica; a cuatro muestras de roca del Cretácico Inferior; dos muestras de roca del Cretácico Superior y una roca del Terciario. Las muestras se obtuvieron en afloramientos de roca buscando obtener la muestra no intemperizada.

En el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X, del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, Instituto de Geología, UNAM, fueron medidos elementos

mayores (complejados) y traza. Las especies y elementos medidos fueron: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, K₂O, P₂O₅, F, Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb. Los elementos mayores fueron medidos en muestra fundida con el programa RUIZF1.QAN, mientras que los traza se analizaron en muestra prensada con el programa TRAZA02.QAN. La pérdida por calcinación se midió calentando 1 g de muestra a 1,000 °C durante una hora. El Flúor fue analizado por comparación en muestra prensada con el programa SEMIQNT. Todos los polvos usados en la preparación de las muestras fueron previamente secados a 110 °C durante la noche.

La ubicación y tipo de muestra recogida se indica en la Tabla 2.3.

Muestra	Tipo de Roca	Formación o Grupo Geológico	Coordenadas	
			X (m)	Y (m)
UQV-1	Arenisca	Guichón	307567	6468807
UQ-2	Basalto	Arapey	474000	6481000
UQ-4	Basalto	Arapey	340263	6531743
UQ-4'	Arenisca	Batoví Dorado	490000	6500000
US-7	Arenisca	Batoví Dorado	474000	6481000
US-7'	Arenisca Qz	Guichón	312987	6472605
UT-10	Basalto	Arapey	525280	6580715
US-11	Arenisca	Salto	313849	6561101
US-12	Basalto	Arapey	413551	6517109
US-13	Granito	Granitos indiferenciados	522000	6517000

Tabla 2.3.- Tipo de muestra recogida, Formación geológica a la que corresponde y ubicación del sitio de colecta

2.3.3 pH en suelos

Se tomaron cuatro muestras de suelos de las areniscas Triásico Jurásicas, estas se obtuvieron luego de retirar los primeros centímetros de material.

De cada muestra se tomaron 2.5 cm³, lo cual se mezcló con 10 cm³ de agua destilada, posteriormente se midió el pH por medio de papel colorimétrico que presenta una apreciación de una unidad de pH. Los sitios de investigación se indican en la Tabla 2.4.

Muestra	Material parental	Coordenadas		
		X (m)	Y (m)	Z (m)
1	Arenisca, B. Dorado	512370	6544843	223
2	Arenisca, B. Dorado	520039	6589931	229
3	Arenisca, B. Dorado	439396	6631058	101
4	Arenisca, B. Dorado	439400	6631100	101

Tabla 2.4.- Ubicación y material parental de los sitios donde

2.3.4 Piezometría

La información piezométrica reportada por Montañó et al. (1990), corresponde a toda el área del acuífero Guaraní, para la cual se utilizaron perforaciones en la periferia del área de estudio. Los resultados se presentan con una precisión de 10 m. Posteriormente de los Santos (1999) publica los valores piezométricos correspondientes al estado inicial de seis perforaciones (termales) del sector oeste. Pérez et al. (2000), presentan en detalle la piezometría existente en torno a la ciudad de Artigas (noreste del área de estudio). Para el análisis de la piezometría del área de estudio se utilizaron estos trabajos valorando la información aportada por cada uno, especialmente la indicada en áreas de coincidencia, lo cual permitió definir un nuevo mapa piezométrico.

2.3.5 Estudio de la temperatura del agua subterránea

A partir del valor de la temperatura registrada en el agua subterránea extraída, de la profundidad del pozo y de la litología existente en la perforación, se evaluó la existencia de una relación entre temperatura y profundidad de extracción. Para esto se consideró la conductividad térmica de los materiales geológicos y el marco geológico existente en la cuenca.

3 RESULTADOS Y ANÁLISIS

3.1 Geología

3.1.1 Marco geológico regional

De acuerdo con Preciozzi et al. (1985), las rocas más antiguas del territorio Uruguayo forman un zócalo de edad Proterozoico-Cámbrico, constituido principalmente por granitos calco-alcalinos y rocas metamórficas (gneises muscovíticos, biotíticos, anfibolíticos y oligoclásticos, micaesquistos, cuarcitas y granitoides). Este mismo autor señala que en el Cámbrico se emplazaron granitoides tardi-post-tectónicos y también se depositan unidades conglomerádicas, arenosas y calco-pelíticas, distribuyéndose en parte del sector sureste del país. Bossi et al. (1975), plantean que las rocas sedimentarias existentes en el sector sur del Uruguay se emplazaron durante el período Ordovícico, mientras que Preciozzi et al. (1979) les asignan una edad Cámbrica.

Durante el Devónico Inferior, se depositaron discordantemente sobre el basamento sedimentos que forman un ciclo transgresivo-regresivo, constituido principalmente por areniscas y pelitas, las cuales se emplazan en una cuenca que ocupa la mitad noroeste del país, conocida como "**Cuenca Norte**". Está limitada al sur por el zócalo Proterozoico-Cámbrico (Figura 3.1) y pertenece a la cuenca Chaco-Paranense, la cual comprende cuatro países (Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay).

Desde el Carbónífero-Pérmico y hasta el Jurásico, se produce una nueva etapa de depósito; en esta ocasión únicamente dentro de la cuenca norte, compuesta principalmente de material siliciclástico y emplazada en forma discordante sobre la sedimentación devónica y/o el basamento cristalino. Estudios realizados por la Administración Nacional de Combustibles, Alcohol y Portland (ANCAP) indican que en el sector noroeste de la cuenca norte hay sitios donde la acumulación ha alcanzado casi 1,500 m de espesor.

Hacia el límite Jurásico-Cretácico, comienza un importante proceso efusivo asociado con un intenso fenómeno tectónico precursor del "riff" del Atlántico sur, y a partir del cual se originan simultáneamente dos cuencas pericratónicas, la Cuenca de la Laguna Merín (CLM) y la Cuenca del Santa Lucía (CSL) (Figura 3.1) con estructura de fosa tectónica y se presenta una lenta subsidencia en la cuenca Norte (Soares y Landim, 1976, citados en Sprechmann et al., 1981). Esta

subsistencia propició que en las cuencas CLM y CSL se acumularan hasta 2,000 m de sedimentos constituidos principalmente por arenas y arcillas (de Santa Ana y Ucha, 1994).

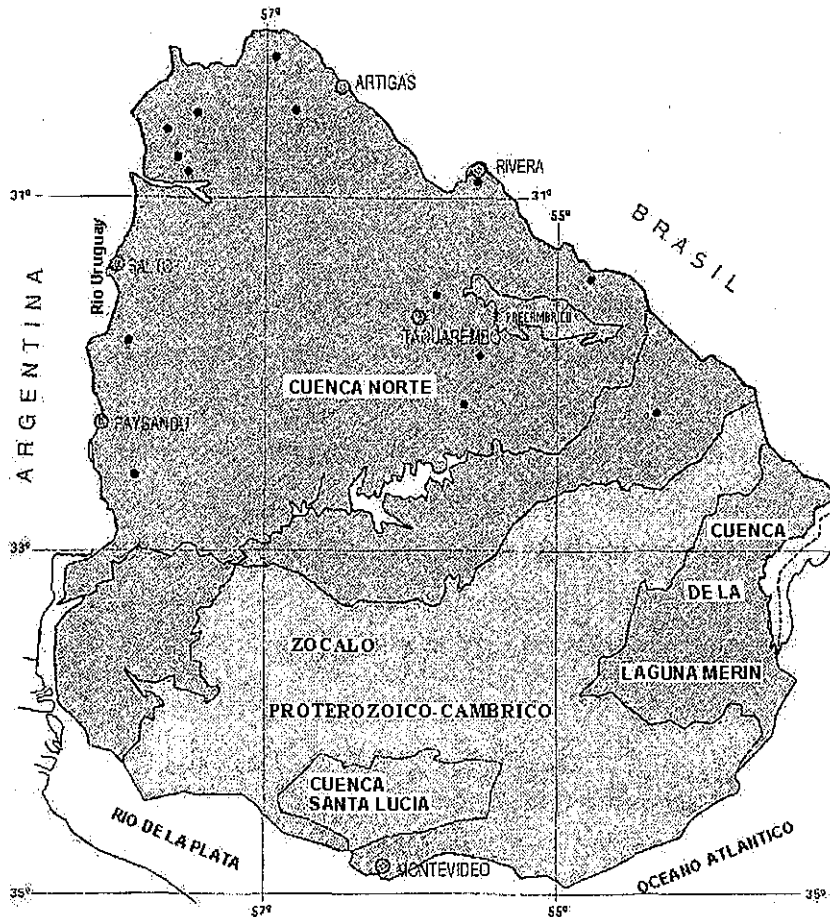


Figura 3.1.- Cuencas sedimentarias del Uruguay (modificado de: de Santa Ana, et. al. 1994).

Durante el Cretácico Inferior, al interior de la Cuenca Norte se producen importantes derrames basálticos que alcanzan hasta 1,000 m de espesor y otros asociados a la formación de las cuencas pericratónicas (Sprechmann et al., 1981). En la cuenca norte también se produjo sedimentación post Cretácico Inferior, sobre las rocas basálticas, pero se limitó únicamente al sector oeste, alcanzando espesores de hasta 200 m.

3.1.2 Geología de la cuenca norte

Estudios de geología superficial, junto a la interpretación de la información proporcionada por 24 perforaciones que alcanzan el basamento, permitieron documentar la litología existente en esta cuenca.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

3.1.2.1 Estratigrafía

PRECÁMBRICO

Dentro de la cuenca norte existen únicamente dos pequeñas zonas, ubicadas al este, donde aflora el basamento cristalino y esta compuesto por rocas Precámbricas principalmente graníticas calco-alcalinas y metamórficas (gneises muscovíticos, biotíticos y anfibolíticos, y granitoides). Dentro del área de Uruguay se desconoce la existencia de rocas de edad Cámbrico a Silúrico.

DEVÓNICO

Los depósitos Devónicos constituyen la base de las unidades sedimentarias que integran la Cuenca Norte (Preciozzi et al., 1985), aflorando en un pequeño sector sobre el borde sur de la cuenca donde su extensión total se supone fue importante pero por factores erosivos su distribución actual se considera limitada únicamente al área centro sur (de Santa Ana y Ucha, 1994). Esta secuencia representa un ciclo transgresivo-regresivo casi completo (de Santa Ana y Ucha, 1994), el cual ha sido dividido en tres formaciones, a las cuales se les conoce un espesor máximo conjunto de 276 m en la perforación La Paloma (Preciozzi et al., 1985); éstas tres formaciones son:

Formación Cerrezuelo

El comienzo de la sedimentación descansa directamente sobre el basamento cristalino erosionado y está formada principalmente por areniscas con lentes y niveles de arcillas caoliníticas, asociada a un ambiente de deposición continental y litoral (Preciozzi et al., 1985). El espesor máximo conocido es de 140 m, medido en la perforación La Paloma. Su edad es Devónico Inferior atribuida a partir de sus relaciones estratigráficas con la Formación Cordobés.

Formación Cordobés

Sobreyaciendo concordantemente a la formación anterior y depositada en un ambiente marino, está formada por areniscas finas, siltitas y lutitas caoliníticas, con importante presencia de fósiles marinos los que permiten asignarle una edad Devónico Medio a Inferior (Preciozzi et al., 1985). El espesor máximo conocido es de 117 m en la perforación La Paloma. También contiene esquistos grises los cuales presentan entre 3.5 a 4% de materia orgánica (de Santa Ana y Ucha, 1994).

Formación La Paloma

La última etapa de sedimentación del período Devónico corresponde a la máxima etapa de transgresión e inicio de la regresión. Se compone de materiales clásticos (areniscas finas a medias, siltitas arenosas, areniscas medias a gruesas y gravilosas; Preciozzi et al., 1985) asociadas a un ambiente de depósito costero y litoral evolucionando a un ambiente deltaico (de Santa Ana y Ucha, 1994). Esta formación cuyo espesor se considera inferior a 40 m representa aproximadamente el 90% de los afloramientos Devónicos, que ocupan menos de 2,000 km² en la parte sur de la Cuenca Norte. Su edad es atribuida en función de sus relaciones estratigráficas con la Formación Cordobés.

CARBONÍFERO-PÉRMICO

La secuencia sedimentaria depositada durante el Carbonífero y Pérmico es la que ocupa la mayor parte de la Cuenca Norte. Se estima que esta secuencia puede presentar un espesor total superior a los 500 m.

Formación San Gregorio

Esta Formación yace discordantemente sobre las rocas Precámbricas o bien sobre las rocas Devónicas (Preciozzi et al., 1985). Está constituida por material muy heterogéneo, incluye desde rocas pelíticas hasta psefíticas con grandes clastos, las cuales se asocian a ambientes de sedimentación continental fluvio-glaciar y periglaciar (Preciozzi et al., 1985; Ferrando y Andreis, 1986). Esta Formación aflora desde el sector noreste a sureste de la cuenca y el espesor máximo conocido es de 286 m, en la perforación Salsipuedes (Caorsi y Goñi, 1958. citados en Ferrando y Andreis, 1986). Su edad no está bien definida; Cloos (1967 y 1969) referido en Ferrando y Andreis (1986) la considera Carbonífera; Archangelsky y Marques Toigo (1980) le asignan edad Carbonífero o Pérmica, mientras que Ferrando y Andreis (1986) y de Santa Ana y Ucha (1994) le asignan edad pérmica.

PÉRMICO**Formación Tres Islas**

Se constituye principalmente de depósitos arenosos finos a muy gruesos, con intercalación de material pelítico y ocasionalmente materia orgánica. Estos sedimentos sobreyacen de manera concordante a la Formación San Gregorio y discordante al basamento Precámbrico (Preciozzi et al., 1985). Su ambiente de deposición es fluvial y litoral, con eventos fluviodeltaicos. Se estima que su

extensión se limita al sector centro-este de la cuenca, aflorando únicamente en su parte este (de Santa Ana y Ucha, 1994), mientras que el espesor máximo conocido es de 160 m. Existen evidencias paleontológicas que indican una edad Pérmico Inferior para esta formación.

Formación Fraile Muerto

Durante el Pérmico Medio, hubo sedimentación pelítica y psamítica muy fina, con intercalaciones de lentes arenosos con cemento calcáreo, en un ambiente de depósito de plataforma en condiciones reductoras (Preciozzi et al., 1985). Esta Formación cubre concordantemente a la Formación Tres Islas, presenta espesores que superan los 100 m, y aflora en un área pequeña al centro este de la cuenca. La edad Pérmico Medio es asignada a partir de información paleontológica. Elizalde (1970) considera que las Formaciones Fraile Muerto, Mangrullo y Paso Aguiar constituyen la Formación Melo.

Formación Mangrullo

El establecimiento de un mar Pérmico permitió la sedimentación de lutitas y esquistos bituminosos, los cuales pueden contener hasta 10% de materia orgánica (de Santa Ana y Ucha, 1994). En ocasiones se presentan niveles de rocas carbonatadas. Su depósito ocurrió en un ambiente subacuático de aguas calmas y condiciones reductoras (Preciozzi et al., 1985). Las relaciones estratigráficas infra y suprayacentes de esta Formación son concordantes, tiene un espesor conocido inferior a 100 m y aflora al este de la Formación Fraile Muerto, presentando una extensión similar dicha formación. Su edad Pérmico medio, es asignada a partir de observaciones paleontológicas.

Formación Paso Aguiar

El penúltimo evento sedimentario conocido en el Pérmico corresponde al depósito de 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). Se considera que el mar Pérmico ocupó el sector centro, este y centro-este de la cuenca (de Santa Ana y Ucha, 1994). Debido a la escasa información de campo, Preciozzi et al. (1985) indican que ésta formación no ha sido cartografiada individualmente, sino en conjunto con la Formación Mangrullo, por lo tanto se desconoce su extensión superficial. En el sondeo Palleros se encontraron 213 m de sedimentos correspondientes a la Formación Paso Aguiar y al igual que la Formación Mangrullo, se le asigna una edad Pérmico Medio, a partir de observaciones paleontológicas.

Formación Yaguari

Esta formación corresponde al retiro final del mar Pérmico y marca el comienzo de la continentalización de la cuenca norte (de Santa Ana y Ucha, 1994). Estas condiciones permitieron el depósito de areniscas finas y medias, con horizontes conglomeráticos y calcáreos intercalados con siltitos y lutitas en un ambiente reductor (Preciozzi et al., 1985).

La Formación Yaguari sobreyace concordantemente a la Formación Paso Aguiar, pero en ocasiones yace de manera discordante a la Formación San Gregorio o al Basamento Cristalino. Su espesor puede ser mayor a los 100 m, habiéndose perforado en el sector centro este y oeste de la Cuenca Norte. En superficie se han cartografiado más de 10,000 km² en la parte sureste de la cuenca, su edad se obtuvo a partir de estudios paleontológicos y lo ubican en el Pérmico Superior.

TRIÁSICO

Las formaciones del Triásico Superior y Jurásicas son agrupadas por Bossi y Schipilov (1998) en el Grupo Batoví Dorado. Este conjunto puede alcanzar los 1,000 m de espesor en perforaciones realizadas por ANCAP. Afloran en una faja norte-sur de aproximadamente 45 km de ancho y casi 200 km de largo en el sector centro este de la cuenca, mientras que en el resto de la cuenca subyace a los basaltos de la Formación Arapey.

Formación Buena Vista

Está constituida por psamitas finas hasta gruesas y menores cantidades de pelitas y psefitas (Ferrando y Andreis, 1986). 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). Generalmente se presentan coloraciones rojizas bastante uniformes. Su mayor extensión correspondió al sector oeste y central de la cuenca (de Santa Ana y Ucha, 1994). Aflora en una superficie muy reducida, en su mayor parte está como relictos de erosión, mientras que en subsuperficie, se ha encontrado en el oeste de la Cuenca Norte presentando espesores superiores a 300 m. Los límites inferiores y superiores de esta Formación fechada del Triásico Inferior son discordantes.

Formación Cuchilla Ombú

Se constituye principalmente de areniscas finas, medias y ocasionalmente limolitas (Ferrando y Andreis, 1986). Las psamitas presentan buena selección,

ocasionalmente con presencia de delgados estratos tabulares pelíticos, asociándose a un ambiente eólico. Puede presentar espesores de hasta 50 m (Bossi y Schipilov, 1998). Aflora en una faja norte sur al centro este de la cuenca, donde se apoya discordantemente sobre la Formación Yaguarí y el basamento cristalino (Montaño et al., 1998), mientras que en subsuperficie se ha encontrado en el norte y oeste de la cuenca. A esta formación se le asigna una edad Triásico Superior.

JURÁSICO

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). Esta secuencia aflora en una faja norte-sur desde la ciudad de Rivera, al Noreste, hasta al sur del Río Negro (Figura 3.3). Presenta gran desarrollo areal, dado que también ha sido perforada en el norte, sur y oeste de la cuenca. Su depósito fue definido como subacuático asociado a episodios fluviales y/o lacustres (Sprechmann et al., 1981, a partir de Bossi et al., 1966), pudiendo alcanzar espesores superiores a los 500 m en el noroeste de la Cuenca Norte. Se le asigna edad Jurásico Inferior a Medio.

Formación Rivera

Constituida por areniscas finas a medias, bien seleccionadas, mayormente de color rosado y naranja, cuarzo feldespáticas (5 a 10 %) con escaso cemento caolinítico (Bossi y Schipilov, 1998). Estas areniscas son resultantes de la fosilización de dunas (Sprechmann et al., 1981; Preciozzi et al., 1985). Su espesor se estima en menos de 100 m, mientras que su extensión se limita al este, formando una delgada franja norte-sur desde la ciudad de Rivera hasta aproximadamente la ciudad de Tacuarembó (Montaño et al., 1998). En el subsuelo generalmente se encuentra en las mismas perforaciones que la formación inferior (González y de Santa Ana, 1998).

CRETÁCICO INFERIOR

Formación Cuaró

Formada por rocas efusivas hipabisales básicas en estructuras de filones y "sills". Preciozzi et al. (1985) la asignan al Triásico, mientras que de Santa Ana y Ucha (1994), asocian esta formación a la Formación Arapey, indicando que son productos del gran magmatismo originado con la apertura del océano Atlántico.

Pueden encontrarse espesores individuales de hasta 200 m y totales de más de 500 m, intrusionando generalmente a los sedimentos pérmicos (ANCAP).

Formación Arapey

Constituida por lavas de basalto toleítico con estructura en coladas que forman el gran derrame basáltico de Platea conocido como basalto de Serra Geral. Las perforaciones profundas realizadas han reportado un espesor superior a 1,000 m (Obras Sanitarias del Estado, OSE y Club de Remeros Salto, CRS), contabilizándose más de 26 coladas (perforaciones Daymán y Kanarek).

La Formación Arapey ocupa la mayor extensión superficial de la Cuenca Norte alcanzando aproximadamente 35,000 km², ocupando los sectores norte, centro, sur y oeste de la cuenca. Dataciones K/Ar indican una edad Cretácico Inferior.

CRETÁCICO SUPERIOR

Formación Guichón

Integrada por areniscas finas a medias, masivas y estratificadas de colores rojizos, con niveles calcáreos. Estas areniscas se depositaron en un ambiente continental de clima árido a semiárido, presentando transporte eólico y episodios fluvio torrenciales (Preciozzi et al., 1985). Cubren discordantemente a la Formación Arapey en el sector suroeste de la cuenca. Su espesor no superaría los 100 m (Preciozzi et al., 1985).

Formación Mercedes

Secuencia clástica muy heterogénea integrada por areniscas masivas de granulometría variada, con intercalaciones lutíticas, calcáreas y conglomerádicas, presentando colores blanco, amarillento y rosado. Ocupa el sector suroeste de la cuenca, alcanzando espesores menores a 100 m. Su concordancia con la Formación Guichón no es clara, mientras que en la parte sur cubre discordantemente al basamento cristalino y las formaciones Arapey y San Gregorio.

Formación Asencio

Secuencia compuesta de areniscas finas arcillosas, presentando procesos secundarios de ferrificación, colores blanco grisáceo, rosados y rojos (Preciozzi et al., 1985). En algunos sectores cubre los depósitos de la Formación Mercedes, mientras que hacia el sur cubre discordantemente sobre el basamento cristalino. La información Paleontológica indica que esta formación es de edad Cretácico Superior.

TERCIARIO

Formación Fray Bentos

Está compuesta por horizontes limosos que en ocasiones contienen arenas finas, generalmente carbonatadas y de color rosado. Se depositan en un ambiente continental de clima semiárido, con aportes eólicos, evidencias de transporte fluvial (Preciozzi et al., 1985). La Formación Fray Bentos ocupa un área reducida en donde sobreyace discordantemente a la Formaciones del Cretácico Superior, y en ocasiones al basamento cristalino también discordantemente. Los espesores conocidos no superan los 100 m.

Formación Salto

Se compone de areniscas cuarzosas de grano fino a medio depositados en un ambiente fluvial, ubicadas principalmente en una delgada banda paralela al río Uruguay con un espesor inferior a 50 m. Yace discordantemente a las formaciones cretácicas y la Formación Fray Bentos. Las areniscas están bien seleccionadas, tienen colores rojizos, por impregnación de óxidos de hierro y presenta fenómenos de silicificación parcial (Preciozzi et al., 1985).

CUATERNARIO

Formación Dolores

Esta formación está integrada por depósitos masivos limosos y limo-arcillosos con contenidos variables de arena y gravilla, presentando colores pardos, gris y gris verdoso. Corresponden a un ambiente de depósito continental semiárido con períodos de mayor humedad, que permiten la acumulación de material fino por transporte eólico, posteriormente removilizados. Tienen espesores de pocos metros y cubren de manera discordante a las formaciones antecedentes. En la figura 3.2 se observa la columna estratigráfica del área de estudio, mientras que en la figura 3.3 se muestra la geología superficial.

Al conjunto de rocas y sedimentos emplazadas desde el Cretácico hasta el presente, por simplicidad se les denominará "Sedimentos Cretácicos Terciarios" en el presente trabajo.

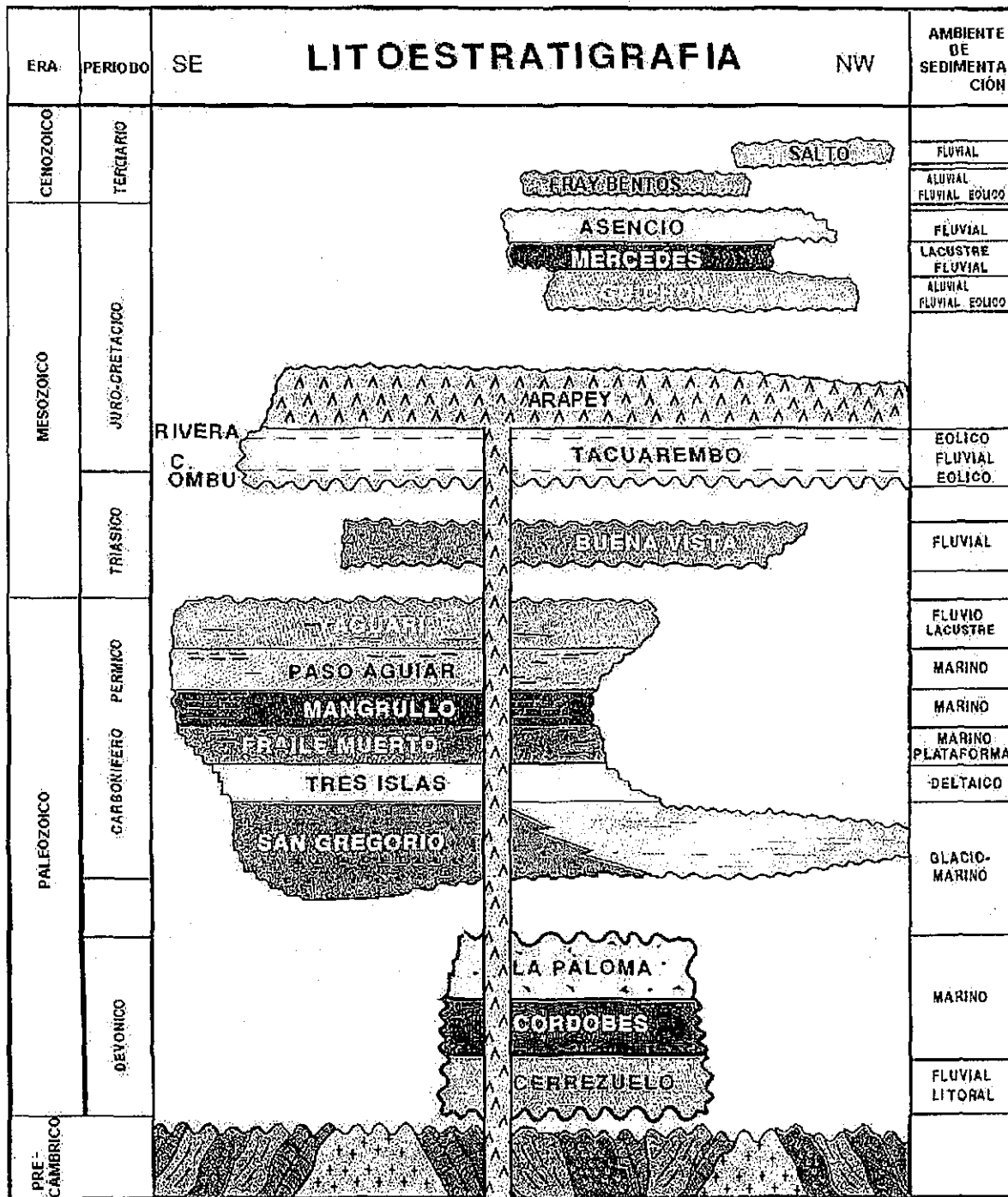


Figura 3.2.- Columna estratigráfica en dirección SE a NW, modificada de: de Santa Ana et al (1994).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

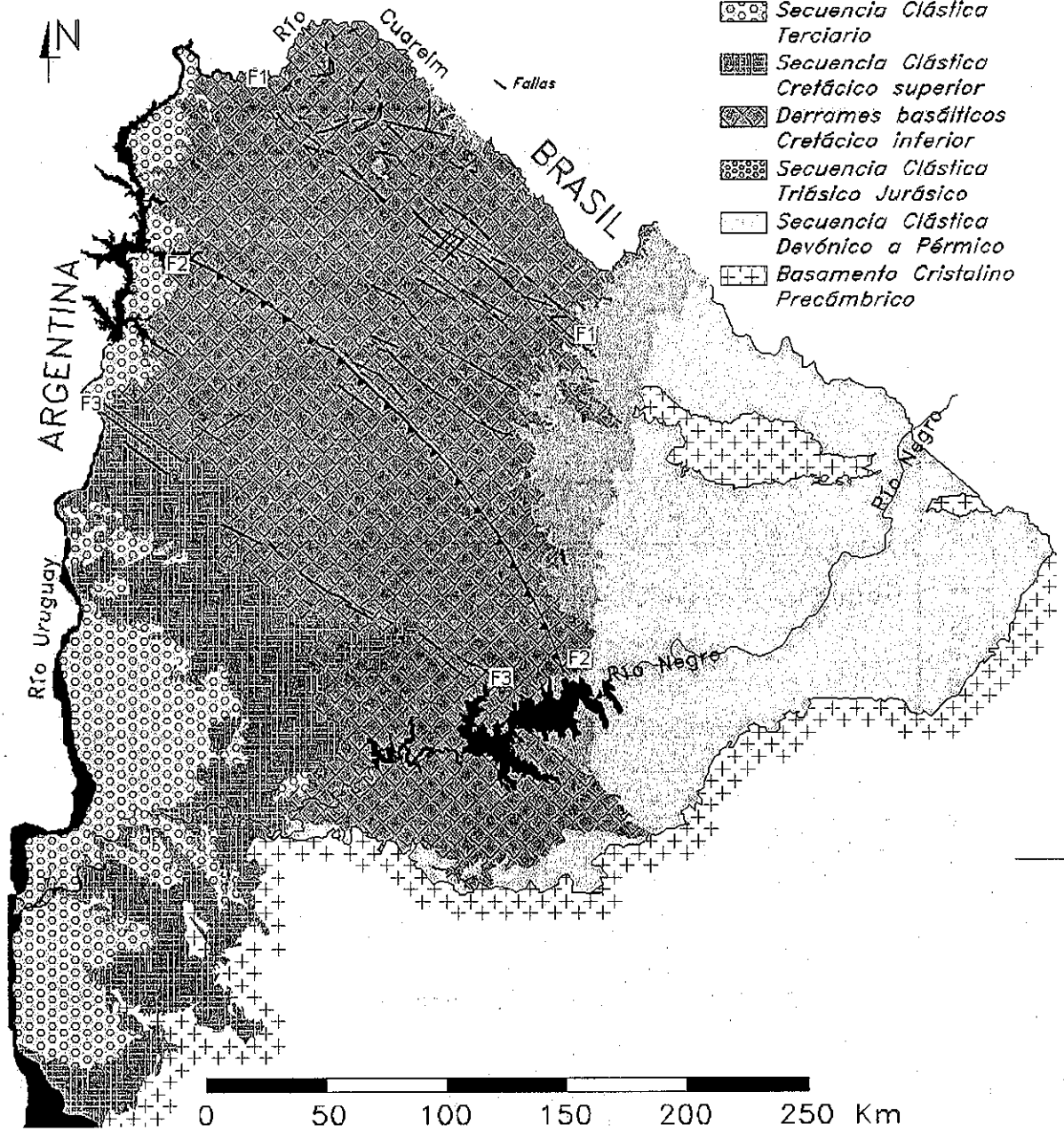


Figura 3.3.- Geología superficial simplificada de la cuenca norte.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

LIBRO DE ACTAS
CONFERENCIA
NACIONAL DE ALIANZAS

3.2 Geofísica

3.2.1 Análisis Magnetotelúrico

3.2.1.1 Filtrado

Las mediciones obtenidas en los sondeos AMT y MT pueden presentar intervalos de mala calidad, por esto es necesario realizar en primera instancia un filtrado o selección de la información, editando manualmente cada unidad básica de información (Cross Power, XPR). En aquellos sitios donde se realizaron más de un sondeo con igual metodología, se evaluaron individualmente y se sumaron aquellos que presentaron información utilizable.

En el caso de los sondeos AMT fue necesario eliminar varios XPR en las primeras cinco frecuencias por el ruido ambiental, pero sin existir un patrón de la problemática. A bajas frecuencias, ésta metodología presentó una desviación estándar alta en la determinación de ambos parámetros, existiendo generalmente poca información utilizable en las frecuencias inferiores a la N° 20 (15 Hz).

Aunque en algunos sondeos con la técnica MT se registraron pocos XPR, la desviación estándar obtenida para las frecuencias superiores a 0.15 Hz fue baja; Las cuatro frecuencias comprendidas en el intervalo de 0.05 a 0.15 Hz generalmente presentaron una alta aleatoriedad, aún en sondeos donde el tiempo de medición fue mayor. Las frecuencias menores de 0.01 Hz dieron una buena definición de los valores medidos solamente cuando el tiempo de colecta fue mayor.

Una vez terminado el proceso de edición (descartando algunos XPR medidos), se rehizo el proceso verificando aquellos XPR considerados de dudoso valor con respecto a los resultados originales. En general la frecuencia de empalme a la cual se unen los sondeos, osciló entre la N° 15 y la N° 20 (80 y 15 Hz respectivamente), en la mayor parte de las ocasiones dentro del semi-intervalo inferior, debido a que generalmente las mediciones MT eran las que presentaban menor desviación estándar dentro del rango común. Los sondeos donde sólo se realizaron mediciones AMT aportaron escaso rango de frecuencias interpretables, llegando a ser casi nulo como sucede con el sondeo N° 13.

3.2.1.2 Edición de sondeos en función de las frecuencias

Después del análisis temporal de las mediciones y unidos los sondeos se evalúan los resultados para cada frecuencia, eliminando aquellas con una desviación estándar alta o con poca coherencia con los valores de las frecuencias adyacentes.

En ocasiones se observaron frecuencias cuya fase se encontraba 90° desplazada respecto de sus antecedentes y precedentes, lo cual también se observó con los valores de resistividad eléctrica, realizándose por tanto una inversión de fases en estas frecuencias. Los datos obtenidos para cada sondeo se mantuvieron sin rotar a las direcciones principales.

3.2.1.3 Estudio de los registros eléctricos de pozos existentes

El intervalo de muestreo para la digitalización de las mediciones realizadas se consideró en 10 m. Los resultados de la digitalización se muestran en las figuras 3.4 y 3.5.

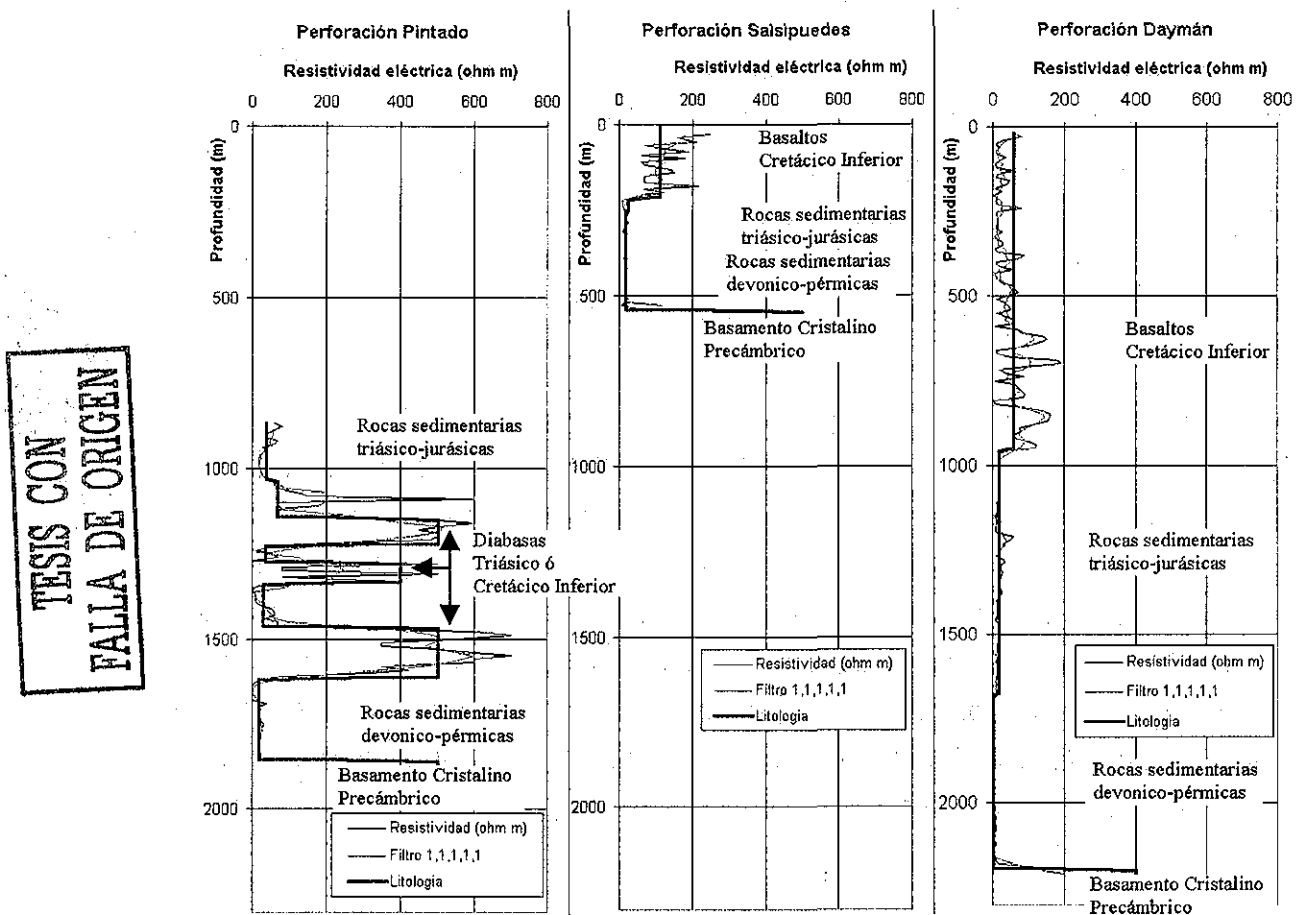


Figura 3.4.- Registros eléctricos realizados en las perforaciones Pintado, Salsipuedes y Daymán.

A pesar de la mayor apertura de electrodos, y de la selección de medidas cada 10 m, se presenta gran variación en los valores de resistividad eléctrica, razón por la cual se realiza un suavizado utilizando un filtro (1, 1, 1, 1, 1), de forma que no varíe la media.

Después del filtrado se separaron por tramos los valores de resistividad que aproximadamente corresponden a una misma litología, calculándose el valor de la resistividad eléctrica promedio para esos intervalos, valor que se considera como representativo de la litología.

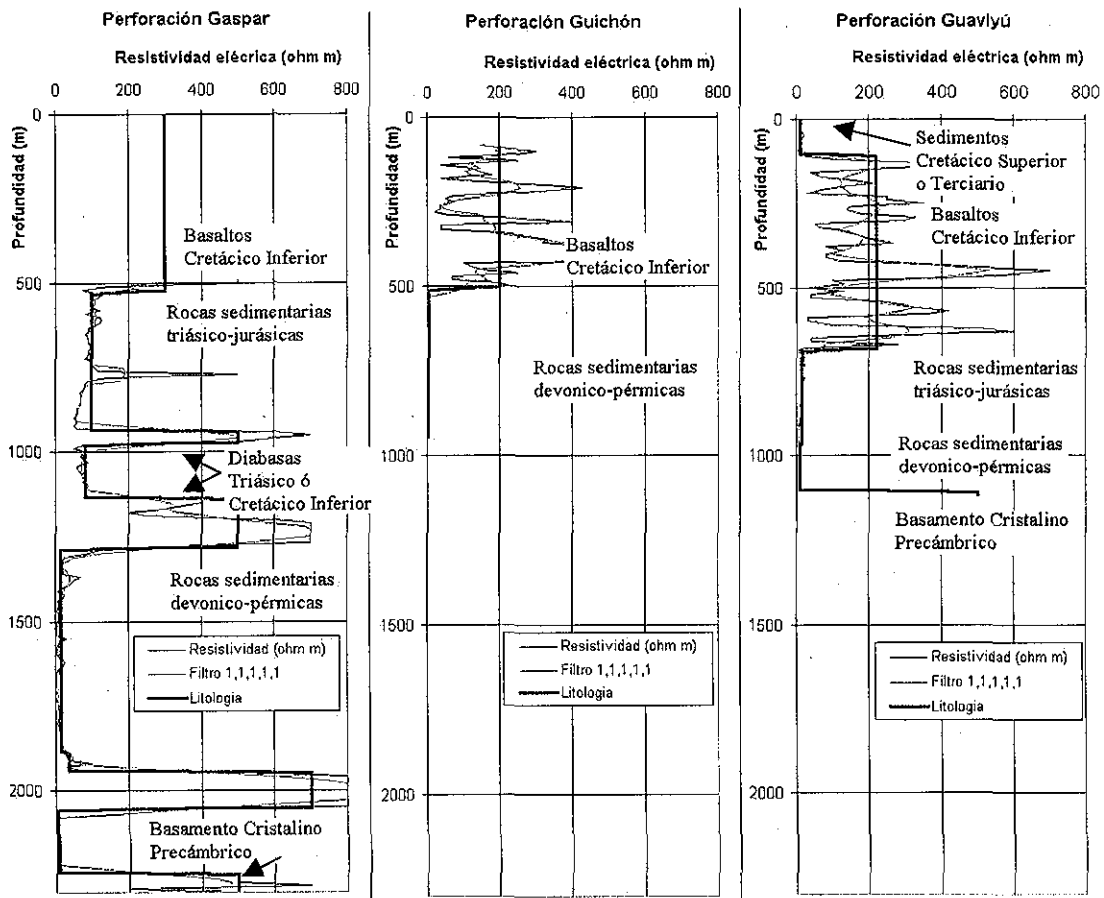


Figura 3.5.- Registros eléctricos realizados en las perforaciones Gaspar, Guichón (Almirón) y Guaviyú.

De este análisis se obtuvieron los intervalos de la resistividad eléctrica y los valores medios para cada material geológico investigado, tal como se muestran en la Tabla 3.1.

El basalto presenta gran variabilidad en la resistividad eléctrica registrada debido a la existencia de zonas alteradas, especialmente en la parte más superficial. En profundidad la alteración disminuye y se incrementa el espesor de las coladas basálticas, presentando mayores valores de resistividad. En los sectores alterados

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

se obtuvieron valores bajos (50 Ohm-m), mientras que en los sectores sin alteración se alcanzó hasta 650 Ohm-m. El valor promedio de las mediciones resistivas del basalto fue de 200 Ohm-m.

Litología	Período	Resistividad eléctrica (Ohm-m)	
		Intervalo de variación	Valor medio
Sedimentos	Cretácico Superior	11 a 15	12
Basalto	Cretácico Inferior	50 a 650	200
Rocas sedimentarias	Jurásico-Triásico	17 a 70	30
Diabasas	Triásico ó Cretácico Interior	450 a 600	500
Rocas sedimentarias	Devónico-Pérmico	3 a 14	9
Basamento	Precámbrico	480 a 520	500

Tabla 3.1.- Valores de resistividad eléctrica para cada material geológico investigado, obtenidos a partir de registros eléctricos.

Las rocas sedimentarias triásico-jurásicas presentan poca variación en los valores de resistividad eléctrica registrados, la cual obedece a variaciones litológicas dentro del gran paquete sedimentario. El valor medio obtenido (30 Ohm-m), es representativo de areniscas saturadas con agua dulce.

El conjunto de rocas sedimentarias devónico-pérmicas presentan alta conductividad eléctrica y poca variación, presentando un valor medio de 9 Ohm-m.

Las diabasas presentan alta resistividad eléctrica y pocas discontinuidades de baja conductividad eléctrica, produciendo un valor medio relativamente alto (500 Ohm-m), próximo al medido en sectores inalterados del basalto (650 Ohm-m).

El basamento fue el sector que presentó menores variaciones, obteniéndose un promedio de 500 Ohm-m. Estas mediciones corresponden a los primeros metros del basamento, únicos tramos perforados y registrados dentro de la cuenca norte.

3.2.1.4 Corrección estática

A altas frecuencias en la mayor parte de los sondeos se tuvieron pequeñas diferencias entre las componentes de resistividad perpendiculares. Esto indica que generalmente no existieron heterogeneidades superficiales que afectaran las mediciones por efecto de estática. Comparando todos los sondeos existentes se observó importante dispersión en la resistividad obtenida en altas frecuencias, pero al separar estos sondeos a partir del material geológico sobre el que se realizaron se observó una mayor homogeneidad.

A partir de esta consideración, se multiplicaron los valores de resistividad de tal forma que el valor inicial se correspondiera con la resistividad eléctrica asignada a la litología sobre la cual se desarrollaron (Figura 3.6).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Debido a que la zona de mayor alteración de basaltos se encuentra próxima a la superficie, el valor de resistividad utilizado para la corrección estática en aquellos sondeos realizados sobre basalto fue de 50 Ohm-m.

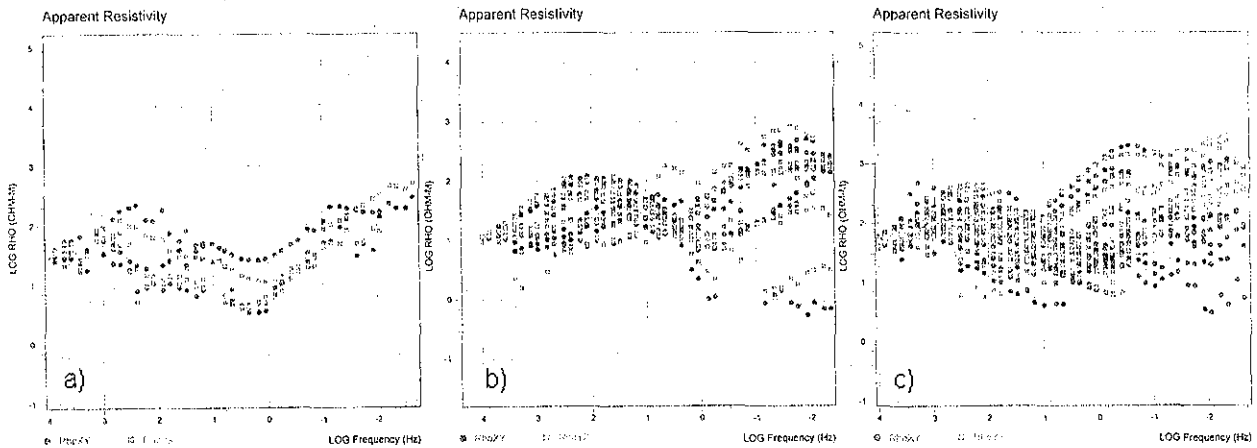


Figura 3.6.— Sondeos clasificados y corregidos por efecto de estática. a) sondeos sobre areniscas (30 Ohm-m); b) sobre sedimentos (12 Ohm-m); c) sobre basalto (50 Ohm-m).

3.2.1.5 Correlación de sondeos magnetotéluricos con los registros de pozos y la litología

La inversión de las mediciones en todos los sondeos de calibración se comparó con la litología y resistividades obtenidas en la perforación y a su vez se procedió inversamente generando un sondeo sintético con estos valores, el que se compara con las mediciones efectuadas (Figura 3.7).

PERFORACIÓN BELÉN

El sondeo se realizó 500 m al este de la perforación, y a una diferencia topográfica de 12 m por debajo de la cota del pozo. ANCAP definió la localización de esta perforación a partir de la detección de una falla normal, la cual fue atravesada buscando que dicha discontinuidad hubiera funcionado como trampa para los hidrocarburos. Esta falla implica que no se cumpla una hipótesis básica para la interpretación unidimensional del sondeo magnetotélurico, por lo cual, es de esperarse que no exista una correspondencia total entre la interpretación del sondeo y la información litológica obtenida con la perforación. Las siete frecuencias dentro del rango AMT de 320 a 5,000 Hz presentaron mala calidad de las mediciones, lo que imposibilita su utilización. La ausencia de información en estas frecuencias provoca una falta de confiabilidad en los primeros 200 m del sondeo, por ello ese intervalo no se considera en el análisis. La inversión del

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

sondeo indica que el espesor de basalto es de 815 m, mientras que el paquete subyacente de rocas sedimentarias devónicas a jurásicas (RSDJ) alcanzan una profundidad de 3,300 m. Por otro lado, la información litológica obtenida en la perforación indica que el contacto entre basalto y RSDJ se ubica a 480 m de profundidad, mientras que el basamento se ubica a una profundidad de 2,330 m. Es decir que existe una diferencia de más de 300 m para el espesor de basalto y de alrededor de 1,000 m para la profundidad del basamento. En el corte litológico existen intervalos delgados más resistivos que se asocian a diabasas, los cuales no fueron detectados por el sondeo. El perfil de resistividad existente en la perforación y las curvas sintéticas generadas a partir de éste se pueden observar en la figura 3.7. En ella se muestra que los resultados de la inversión difieren de los obtenidos en la perforación, sobrestimándose la profundidad de los contactos resistivos de interés. Como no se conocen los espesores litológicos del lado del piso de la falla, no se puede verificar si los valores obtenidos en el sondeo indican un desplazamiento vertical entre bloques fallados o simplemente tienen que ver con la suposición errónea de que el sitio es unidimensional. Esto último confirmaría que es necesario alejarse de zonas de discontinuidad geológica cuando se realicen inversiones unidimensionales.

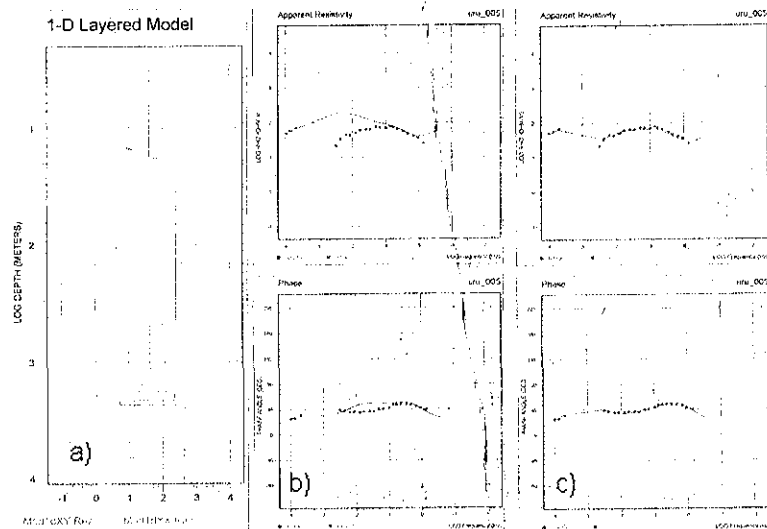


Figura 3.7.— Perforación Belén. a) Registro de resistividad filtrado. b) Curvas sintéticas correspondientes al registro. c) ajuste realizado a partir de los datos de campo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

PERFORACIÓN ITACUMBÚ

El sitio del sondeo de calibración se situó 300 m al este de la perforación, a la misma cota topográfica que la base de la perforación. La inversión unidimensional muestra que el contacto resistivo-conductivo atribuido al límite basalto-RSDJ, puede ubicarse a los 405 m, mientras que el contraste resistivo asociado al contacto RSDJ-basamento se ubica a casi 2,000 m de profundidad (Figura 3.8).

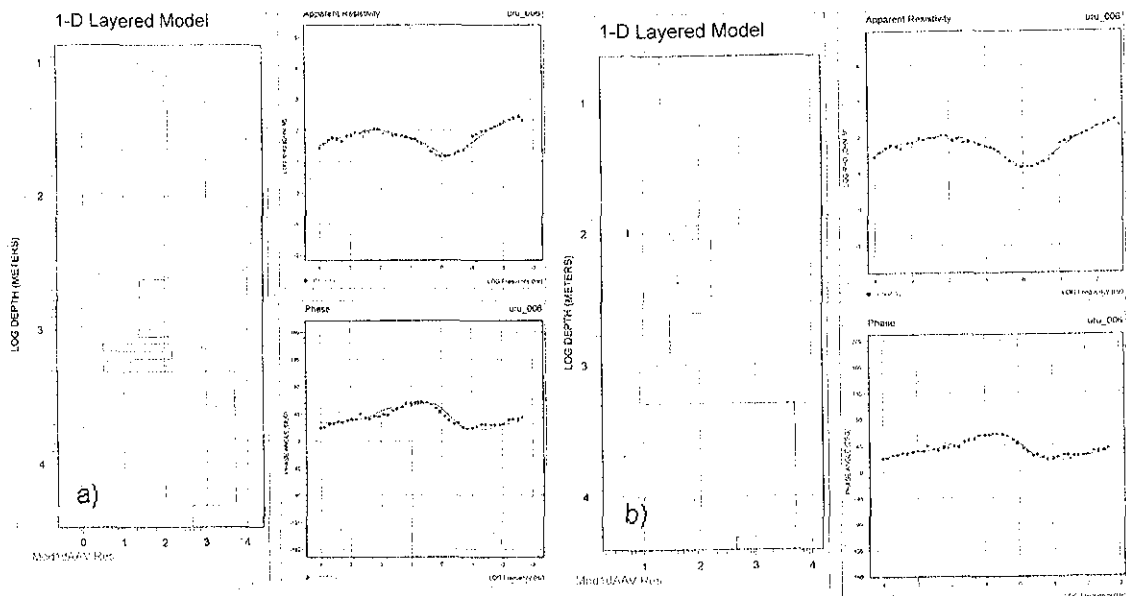


Figura 3.8.— Perforación Itacumbú. a) Registro de resistividad filtrado y curvas sintéticas correspondientes a dicho registro. b) Esquema de resistividad obtenido por inversión de los datos de campo y curvas correspondientes a dicho ajuste.

TESIS CON
 FALTA DE ORIGEN

También se observa una variación de resistividad eléctrica de menor contraste a una profundidad de 800 m.

La información litológica obtenida en la perforación muestra la presencia a los 395 m, de un estrato de 20 m de areniscas interestratificado con el basalto, y a partir de los 420 m se encuentran en forma continua las RSDJ, mientras que el basamento fue detectado a los 2,040 m de profundidad. En la descripción litológica no se encuentra ningún cambio de ésta relacionable con la variación electro-resistiva encontrada a los 800 m, lo que no permite explicar esta variación.

Sin embargo, los resultados MT y AMT se corresponden con el primer contacto litológico (405 m frente a 395 y 420 m), al igual que el correspondiente al basamento (2,000 m frente a 2,040 m). Adicionalmente, las resistividades obtenidas en la inversión son muy próximas a los valores indicados en la tabla 3.1.

Al observar la descripción litológica del pozo se advierte la presencia de intrusiones diabásicas dentro de las RSDJ a profundidades mayores de 1,400 m, las cuales no son detectadas a partir de los sondeos AMT o MT. Esto parece corroborar que el método es más sensible a la presencia de materiales conductivos frente a los resistivos. En el caso del sondeo sintético generado con la información de la perforación, se observa que la forma de las curvas es casi idéntica a las mediciones realizadas lo que avala los resultados anteriores.

PERFORACIÓN ARAPEY

Por problemas de accesibilidad al sitio de la perforación, el sondeo se situó 2 km al oeste del pozo. Para este sondeo la calibración se realizó sólo con la descripción litológica de la perforación, pues no se cuenta con registro eléctrico del pozo. Muchas de las frecuencias registradas en este sondeo presentaron gran dispersión en sus mediciones, haciendo inutilizables sus valores (Figura 3.9).

La inversión unidimensional de los datos muestra un estrato resistivo de 0 hasta los 450 m. El pequeño rango de frecuencias medidas, impide estimar la base del estrato más conductivo inferior al detectado. La litología conocida a partir de la perforación muestra que a los 540 m de profundidad se ubica la base del basalto, por debajo del cual existen rocas sedimentarias hasta donde fue finalizada la perforación (1,400 m). Se observa una diferencia de más del 15 % en la determinación del espesor de basaltos, pero la distancia a la que se realizó el sondeo y especialmente la calidad de las mediciones obtenidas explican en gran medida la diferencia en los resultados.

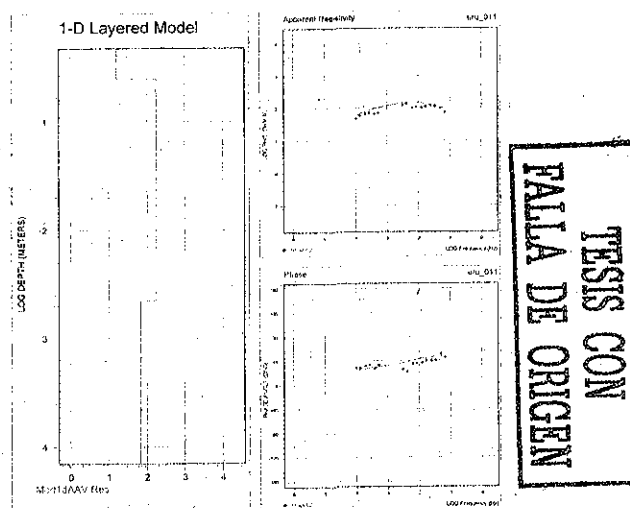


Figura 3.9.— Sondeo de calibración próximo a la perforación de Arapey e inversión realizada.

PERFORACIÓN YACARÉ

Este sondeo de calibración se realizó dentro del mismo predio, aproximadamente a 300 m al norte de la perforación. El lugar de sondeo presentó una cota 5 m por debajo de la base de la perforación. La inversión unidimensional del sondeo muestra un estrato resistivo asociado al basalto de 0 a 490 m, mientras que el estrato inferior más conductivo asociado a rocas sedimentarias, se extiende hasta 2,415 m de profundidad (Figura 3.10). Por otro lado el perfil litológico de la perforación muestra que las rocas sedimentarias subyacentes al basalto comienzan 420 m debajo del nivel de superficie, mientras que el basamento fue alcanzado a una profundidad de 2,330 m. Como puede observarse, existe una buena aproximación entre los espesores estimados y los observados a partir de la perforación.

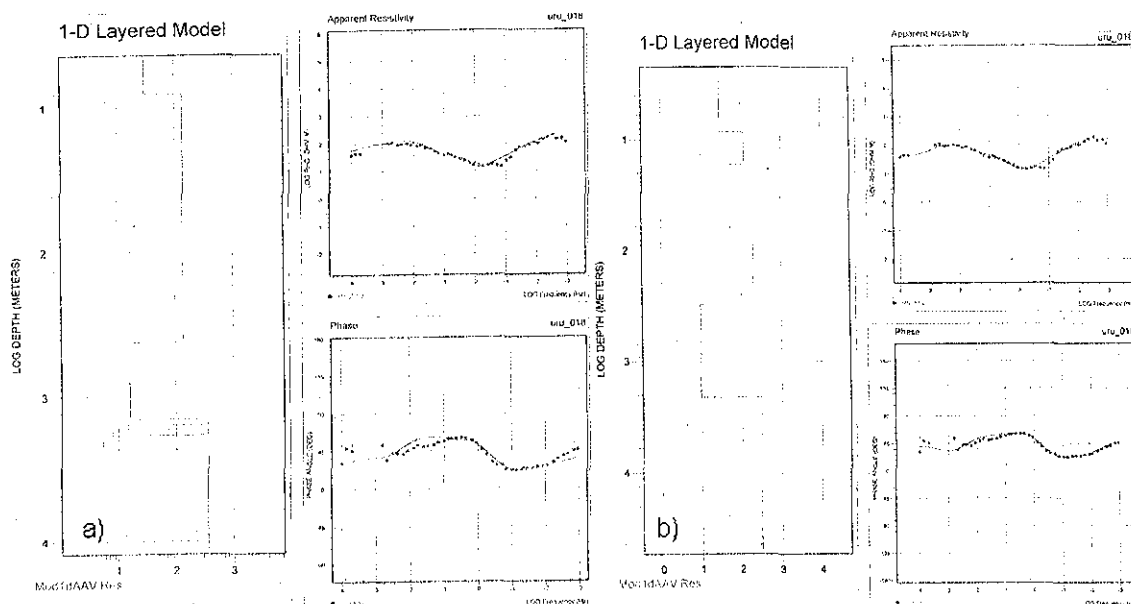


Figura 3.10.- Perforación Yacaré. a) Registro de resistividad filtrado y curvas sintéticas correspondientes a dicho registro. b) Esquema de resistividad obtenido por inversión de los datos de campo y curvas correspondientes a dicho ajuste.

PERFORACIÓN PINTADO

El lugar seleccionado para el sondeo de calibración no presenta diferencia de cota con la base de la perforación, ubicándose a 400 m al este de ésta. La inversión unidimensional del sondeo muestra varias capas de alta, media, y baja resistividad (Figura 3.11). Los primeros 900 m de espesor no pueden ser comparados dado que el registro eléctrico de este pozo no tiene información en el intervalo. Observando la litología descrita pueden suponerse pequeñas variaciones de la resistividad eléctrica en este intervalo. Considerando que este sondeo se realizó

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

en un área donde afloran las rocas sedimentarias, que en la mayor parte del área de estudio subyacen al basalto, la profundidad del basamento es el contraste resistivo de mayor importancia a determinar. La inversión indica que éste se ubica a una profundidad de aproximadamente 1,500 m.

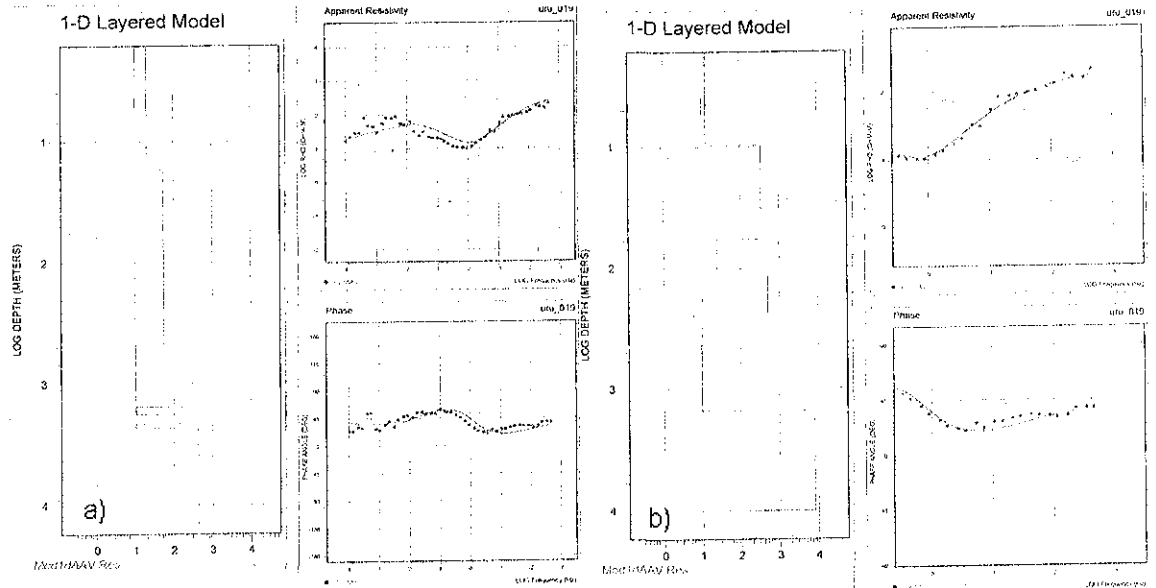


Figura 3.11.— Perforación Pintado. a) Registro de resistividad filtrado y curvas sintéticas correspondientes a dicho registro. b) Esquema de resistividad obtenido por inversión de los datos de campo y curvas correspondientes a dicho ajuste.

La descripción litológica de la perforación indica que a 1,470 m comienza una diabasa de 140 m de espesor, mientras que el basamento se localiza a 1,830 m. Estos valores indican que el método identifica el comienzo de la diabasa como el origen del estrato resistivo asociado al basamento. El sondeo sintético muestra un pequeño desplazamiento horizontal de la curva generada a partir del registro eléctrico simplificado de la perforación respecto de los valores de resistividad eléctrica y fase medidos, sin embargo, se considera que estas diferencias se encuentran dentro de los límites de precisión proporcionados por las técnicas utilizadas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

PERFORACIÓN GUAVIYÚ

El sondeo de calibración se situó 400 m al oeste de la perforación, y 200 m al este de una vía férrea, ubicándose un par de metros por debajo del nivel de base de la perforación. La inversión unidimensional de los valores de este sondeo mostró tres contactos litológicos, el primero, conductivo-resistivo asociado con sedimentos cretácicos-basaltos a 87 m de profundidad, el segundo, resistivo-conductivo asociado a basaltos-RSDJ a 620 m de profundidad, y el tercero, conductivo-resistivo correspondiente al contacto RSDJ-basamento a los 1,120 m de profundidad (Figura 3.12).

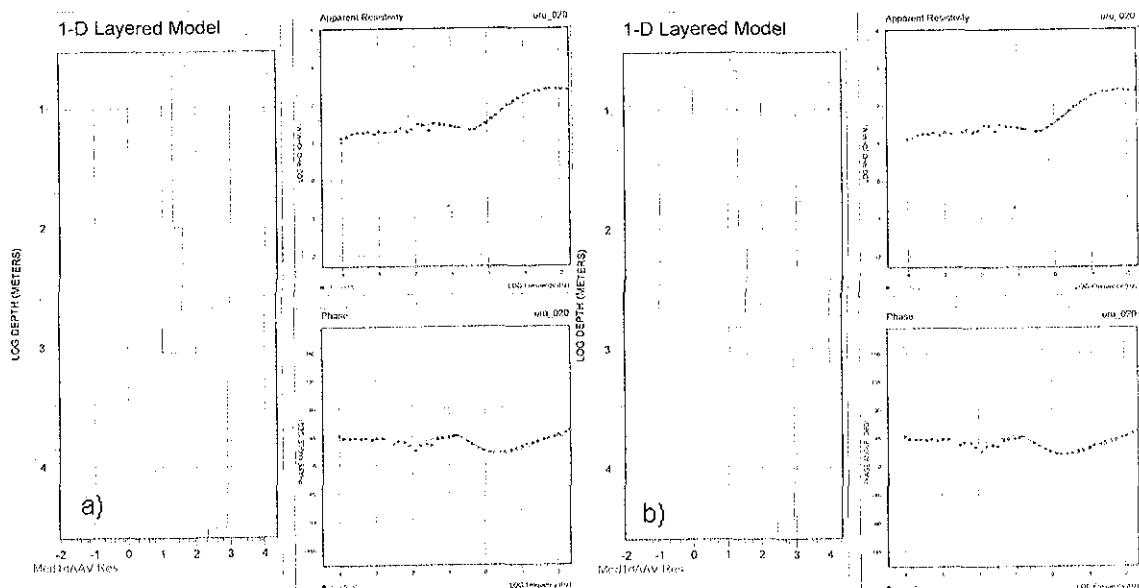


Figura 3.12.- Perforación Guaviyú. a) Registro de resistividad filtrado y curvas sintéticas correspondientes a dicho registro. b) Esquema de resistividad obtenido por inversión de los datos de campo y curvas correspondientes a dicho ajuste.

La descripción litológica obtenida de la perforación muestra que existen 100 m de sedimentos cretácicos, 580 m de basalto, y 425 m de rocas sedimentarias, totalizando 1,105 m hasta el fondo del pozo. A 645 m de profundidad comienza un episodio de areniscas de 5 m de espesor. Como se puede observar, los resultados muestran gran proximidad entre lo estimado por el sondeo de calibración y los resultados de la perforación para todos los contactos eléctricos de importancia. Las resistividades obtenidas a partir de la inversión son: 16 Ohm-m para los sedimentos cretácicos, 43 Ohm-m para los basaltos, 14 Ohm-m para las RSDJ y 850 Ohm-m para el basamento cristalino. Estos valores son inferiores a los obtenidos por el registro eléctrico del pozo, esto sugiere que el valor de

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

resistividad utilizado en la corrección estática fue inferior al correcto, posiblemente por un factor de entre 2 y 3.

El sondeo sintético generado con apoyo de la información de la perforación, muestra un ajuste muy bueno con los datos del sondeo, lo que confirma los resultados de la inversión.

PERFORACIÓN ALMIRÓN

El sondeo se ubicó 300 m al norte de la perforación en explotación, a más de 500 m al sur de una vía férrea y a la misma cota topográfica que el pozo. Las condiciones geológicas de esta perforación son similares a aquellas de Guaviyú, es decir, existen sedimentos cretácicos sobreyaciendo al basalto.

La inversión unidimensional del sondeo dió como resultado tres contactos eléctricos, los que definen tres unidades diferentes. La primera, superficial y poco resistiva asociada a dichos sedimentos y de 82 m de espesor. Esta unidad sobreyace otra más resistiva (basalto) que se extiende hasta los 470 m de profundidad. Una tercera unidad asociada a las RSDJ, que alcanza los 980 m de profundidad (Figura 3.13).

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

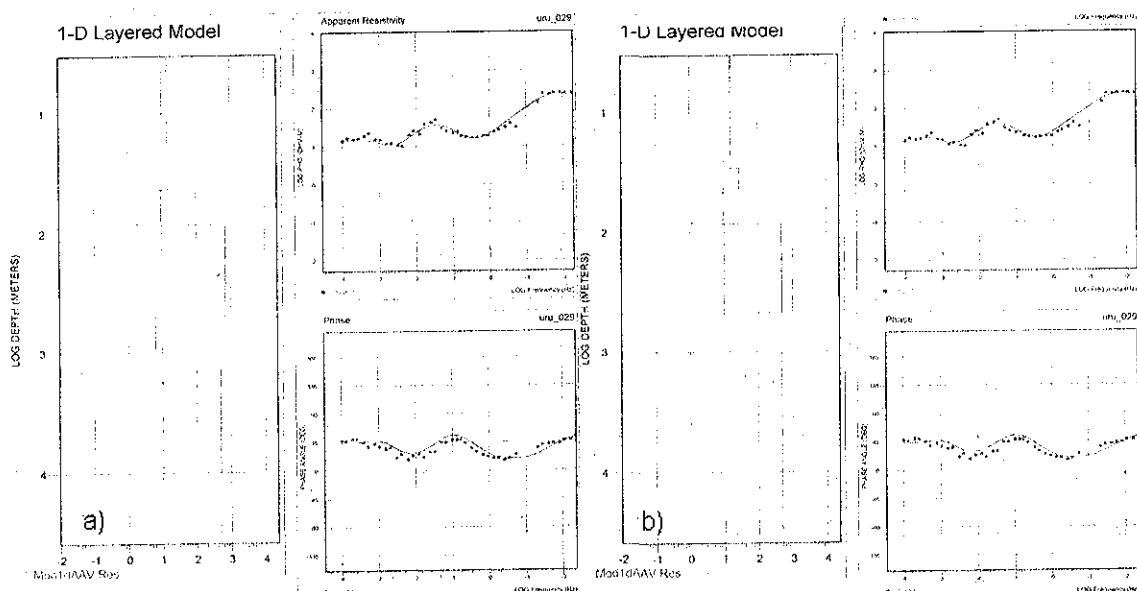


Figura 3.13.- Perforación Almirón. a) Registro de resistividad filtrado y curvas sintéticas correspondientes a dicho registro. b) Esquema de resistividad obtenido por inversión de los datos de campo y curvas correspondientes a dicho ajuste.

La descripción litológica de la perforación indica que existen 55 m de sedimentos, 450 m de basalto, y 420 m de RSDJ, totalizando 505 m hasta la base del basalto y 925 m hasta el fondo del pozo. Aunque no se presenta la precisión obtenida en la

calibración de la perforación de Guaviyú, de igual manera el método presenta una muy buena aproximación a las litologías perforadas. El sondeo sintético generado con la información de la perforación muestra aproximadamente la misma forma que la obtenido con la inversión, confirmando la similitud de registros resistivos.

PERFORACIÓN LA CALERA

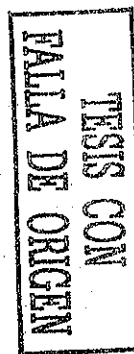
El sitio elegido se ubicó a 600 m de la perforación, 15 m por debajo del nivel de la boca de pozo. Para este sondeo la calibración se realizó sólo con la descripción litológica de la perforación, pues no se cuenta con registro eléctrico del pozo.

La inversión de los datos muestra un cambio resistivo importante a los 321 m y otro a los 545 m, mientras que la información litológica indica que se presentan 340 m de basalto sobreyaciendo a las areniscas. Por la litología identificada durante la perforación y la resistividad obtenida en la interpretación del sondeo, se puede asociar el primer medio resistivo al basalto, el segundo medio, más conductivo, a RSDJ, y finalmente, el cuerpo resistivo que se encuentra por debajo de los 545 m se asocia al basamento. Como se puede observar, existe una muy buena correlación entre la información interpretada y la obtenida en la perforación ($321 + 15 \cong 340$ m).

3.2.1.6 Evaluación de los resultados de la calibración de sondeos

Respecto a los resultados de la calibración de sondeos se puede destacar que:

- en las inmediaciones de fallas geológicas los espesores litológicos obtenidos en la interpretación de los sondeos presentan diferencias significativas respecto de lo registrado en las perforaciones, esto muestra que no se cumple una de las hipótesis de base del método para inversiones unidimensionales
- en la mayor parte de los casos, los valores de resistividad calculados en las inversiones son próximos a los obtenidos en los registros eléctricos, lo que indica que estos valores de resistividad deben ser los utilizados en la interpretación de los sondeos restantes. A su vez, esto confirma los valores utilizados en la corrección estática.
- se observó que la resistividad estimada para el basamento por medio de las inversiones fue mayor que la medida en los registros eléctricos, lo cual refleja que las mediciones eléctricas obtenidas con éstos en los primeros metros del basamento no son representativas del total



- las curvas de ajuste en la interpretación presentan poca sensibilidad a variaciones de la resistividad, no así de los espesores de los cuerpos resistivos, indicando que los espesores obtenidos presentan mayor confiabilidad que los valores de resistividad eléctrica.
- se observó que el método es casi insensible a la presencia de diabasas *interestratificadas* entre las rocas sedimentarias, esto lo hace muy ventajoso para la investigación del basamento, cosa casi imposible de realizar con métodos eléctricos.

3.2.1.7 Análisis cualitativo de la información magnetotelúrica obtenida

A partir de los sondeos se puede realizar en primer término un análisis cualitativo tendiente a estimar preliminarmente la estructura de la cuenca, sin necesidad de su inversión. Esto se realiza valiéndose de la relación que existe entre profundidad y frecuencia (K. Vozzof, 1972), lo que permite asociar los cambios de pendiente de las curvas de resistividad a la profundidad de un nuevo estrato caracterizado por su diferencia en resistividad eléctrica.

De este análisis cualitativo se desprende: a) que los sondeos N° 22, 23, 24, 25 y 30 presentan un comportamiento diferente al resto, dado que a la frecuencia de 1 Hz se produce un ascenso de la curva de resistividad. Esto indica la presencia de un segundo cuerpo resistivo cercano a la superficie, el cual se asocia al basamento; b) A su vez, los sondeos N° 1, 2, 4, 5, 6, 8, 9, 10, 12, 14, 16, 18, 19, 21 y 26 muestran un ascenso en la curva de resistividad eléctrica a frecuencias menores (en torno a 10^{-2} Hz); c) Los restantes sondeos presentan comportamientos mixtos, en condiciones intermedias a estos grupos. Como se muestra en la figura 3.14, tanto los sondeos agrupados en a) como en b), presentan una clara agrupación superficial. Los primeros indican la existencia de un sector de poco espesor de cuenca, el cual se presenta desde el centro hacia el SE de la cuenca (línea punteada, figura 3.14). Los sondeos del segundo grupo, indican mayor profundidad de la cuenca. Esta sectorización es consistente con la información aportada por las escasas perforaciones existentes y sugiere una configuración del basamento hasta el momento desconocida. Además, indica que existe un gradiente topográfico de E-W, lo que a su vez define un mayor espesor de la cuenca sedimentaria en esa dirección.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

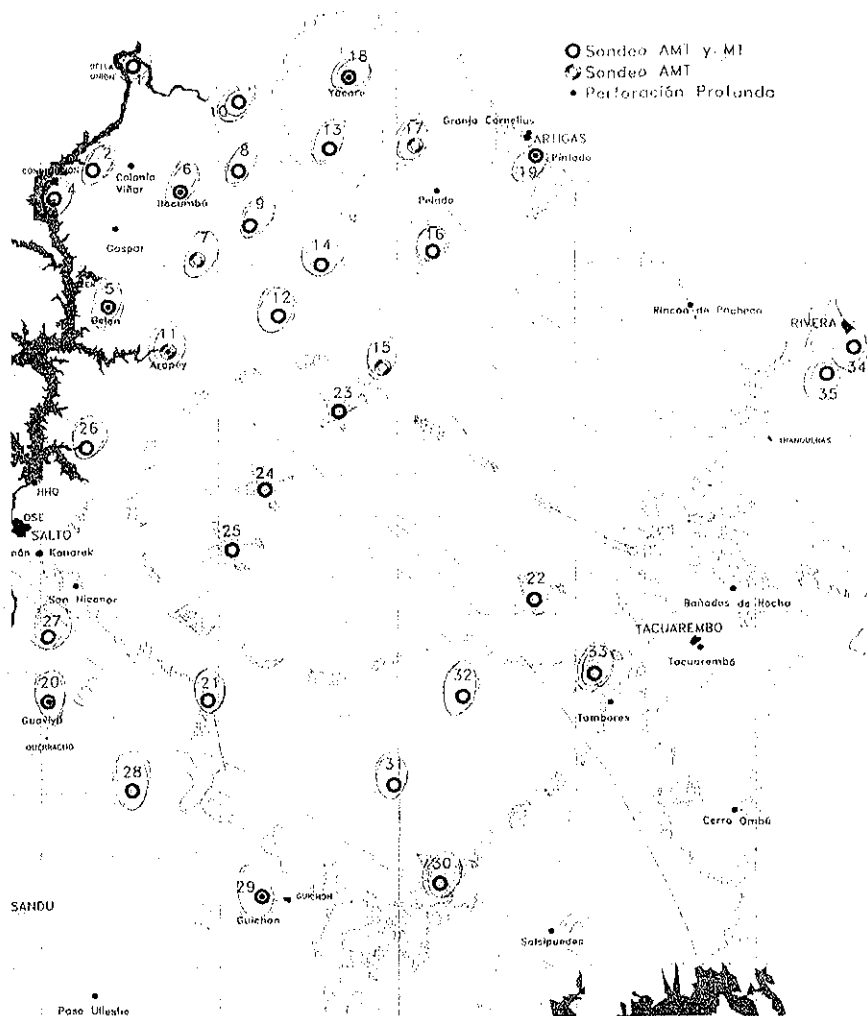


Figura 3.14.- Clasificación areal de sondeos por la detección del cuerpo resistivo profundo. Cruces representan sectores donde se detecta más somero, mientras que los círculos representan lo contrario.

3.2.1.8 Resultados de las inversiones unidimensionales (ver apéndice 1)

Sondeos N° 1, 2 y 4: realizados sobre sedimentos terciarios, presentan una desviación estándar pequeña en los valores de resistividad y fase calculados, excepto en las últimas frecuencias del sondeo N° 1. Esto último ocasiona que en este sondeo no existan mediciones de resistividad que permitan estimar la profundidad del basamento, sin embargo, como la fase adelanta el comportamiento de la curva de resistividad, mostrando la existencia de capas mas allá del alcance de las medidas de resistividad aparente (Vozoff, 1972), se estimó la ubicación del basamento únicamente a partir de las mediciones de la fase.

Los resultados de los tres sondeos son similares, pues muestran un primer cuerpo superficial conductor ($\rho \cong 10 \text{ Ohm-m}$) de pocos metros de espesor,

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

sobreyaciendo a otro más resistivo ($\rho \cong 120$ Ohm-m) de varias centenas de metros, un tercero también conductor ($\rho \cong 8$ Ohm-m) el cual culmina a casi 2 km de profundidad en el último nivel de resistividad interpretado de aproximadamente $\rho \cong 200$ Ohm-m. Estos resultados son consistentes con el esquema litológico-resistivo existente en la cuenca y que se muestra en la figura 2.1. También se observa que la corrección estática realizada para estos sondeos posiblemente haya sido inferior de la correcta, pues indujo la estimación de valores de resistividad equivalentes a 1/3 de lo esperado a partir de los registros de pozos.

Sondeos N° 7, 15 y 17: En estos sondeos, al igual que en el de calibración en Arapey (Sondeo N° 11), sólo se realizaron mediciones AMT, por tanto no se cuenta con mediciones a frecuencias inferiores a 1 Hz, esto dificulta la posibilidad de detectar cuerpos profundos. Además como éste método (AMT) es muy sensible al ruido electromagnético a bajas frecuencias, muchas de éstas presentan gran desviación estándar imposibilitando su uso. Por esta razón, en estos sondeos únicamente se determinó la profundidad de cambio de resistividad eléctrica de una capa resistiva a otra conductiva. Aunque no se puede determinar el espesor del estrato menos resistivo, se pudo establecer que este no puede estar a menos de 1,300 m de profundidad, pues de lo contrario se observaría en los datos. El sondeo N° 15 cuenta con mediciones en tres frecuencias que permiten estimar el espesor de este cuerpo, de igual forma que se hizo en el sondeo N° 1, es decir interpretando únicamente la fase en el tramo final, pero por la información que sustenta este resultado presenta poca fiabilidad.

Sondeos N° 8, 10, 12 y 16: Estos sondeos se caracterizan por sus bajas desviaciones estándar en el intervalo 10^4 Hz hasta 10^{-2} , e inclusive hasta 10^{-3} Hz, lo que permitió que el ajuste de las inversiones sea muy bueno. Los resultados muestran un modelo de resistividad similar a los restantes sondeos dentro de la cuenca, siendo los valores de resistividad eléctrica de 150 Ohm-m para la capa superficial, 20 Ohm-m para una capa intermedia y 800 Ohm-m para el cuerpo resistivo más profundo.

Sondeos N° 9 y 14: En estos sondeos, a pesar de haberse realizado mediciones AMT y MT, el escaso tiempo de medición elegido y la baja calidad de la señal medida, produjeron que las bajas frecuencias presentaran datos ruidosos que resultaron inútiles para su interpretación, impidiendo estimar adecuadamente la profundidad del cuerpo resistivo que se relaciona con el basamento. A pesar de esto, se estimó que en el caso del sondeo N° 9 el contraste eléctrico debe

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

ubicarse a una profundidad superior a los 1,900 m, mientras que en el sondeo N° 14, éste se ubicaría a aproximadamente 1,500 m.

Sondeos N° 21 y 27: Muchas de las frecuencias medidas presentan una desviación estándar importante pero los valores promedios definen curvas suaves que permiten proponer modelos de resistividad con ajuste aceptable. La inversión de estos sondeos permitió determinar el espesor de las capas resistivas de interés, presentando un gran contraste en la resistividad entre ellas.

Sondeos N° 22, 23, 24 y 25: Estos presentan mediciones interpretables y buen ajuste de las curvas desde 10^4 Hz hasta 10^{-1} , e inclusive hasta 10^{-3} Hz, brindando alta certidumbre a los valores calculados. El comportamiento de las curvas y los resultados son muy similares en todos los sondeos, interpretándose el comienzo de la segunda capa cercana a la superficie (500 m), pudiendo representar una zona de poca profundidad al basamento. Los valores de resistividad estimados en las inversiones presentan variación entre los sondeos, siendo los valores medios próximos a los restantes obtenidos dentro de la cuenca, es decir 110 Ohm-m para la capa superficial, 30 Ohm-m para la capa intermedia y 1,000 Ohm-m para la más profunda.

Sondeo N° 26: En este sondeo al igual que en los sondeos N° 1, 9 y 14, se realizaron mediciones AMT y MT, pero las mediciones correspondientes a las bajas frecuencias son de mala calidad. Esto orilla a que se deba interpretar la parte final del sondeo únicamente con los valores de fase. El ajuste obtenido para todas las frecuencias utilizadas es bastante bueno y los valores de resistividad son próximos a los estimados con los registros eléctricos, por lo cual se considera que los resultados son confiables.

Sondeos N° 28, 31, 32 y 33: Estos sondeos presentan un amplio rango de frecuencias con información muy confiable (principalmente $10^{2.5}$ a $10^{-0.5}$ Hz) y varios rangos principalmente $10^{3.5}$ a $10^{2.5}$ Hz y $10^{-0.5}$ a $10^{-1.5}$ Hz, con datos de mala calidad que no se pueden utilizar en la inversión. Esas frecuencias faltantes no impiden obtener las curvas de ajuste requeridas y a su vez definir con precisión en la inversión los diferentes estratos del subsuelo en la zona. Los resultados muestran valores de resistividad similares a los definidos en el resto de los sondeos, un poco inferiores a lo esperado para el estrato conductor subyacente a la capa superficial. Los espesores calculados permiten inferir que ésta es una zona donde

la cuenca es poco profunda y de poco espesor de basalto. El sondeo 30, utilizado como de calibración presenta características similares a estos cuatro.

Sondeos N° 34 y 35: Junto al sondeo de calibración realizado en el pozo Pintado, estos sondeos son los únicos desarrollados sobre afloramientos de las rocas triásico-jurásicas. Estos dos sondeos presentan mediciones con una desviación estándar baja a frecuencias superiores a 0.1 Hz. Entre 0.1 y 0.01 Hz se incrementa la desviación estándar y para frecuencias más bajas que estas últimas los valores no son útiles para la interpretación. En ambos casos, se observa que se comienza con una capa cuya resistividad es típica de las areniscas de edad triásico-jurásicas (35 Ohm-m), mientras que ésta disminuye a valores típicos de los sedimentos que subyacen a éstas a una profundidad de 150 m aproximadamente (5 Ohm-m). A una profundidad de casi 1 km se observa un gran incremento de la resistividad, que se atribuye al comienzo del basamento cristalino. Debido a la mala calidad de los datos obtenidos en campo el sondeo N° 13 se eliminó.

Las coordenadas de todos los sondeos se observa en la tabla 3.1, mientras que los resultados de las inversiones unidimensionales se muestran en el Anexo 1.

3.2.1.9 Secciones de resistividad eléctrica

Se elaboraron secciones de resistividad a lo largo de diferentes perfiles que cruzan la cuenca (Figura 2.2). Estas secciones, como se verá más adelante, permiten visualizar las características eléctricas del subsuelo de la cuenca a partir de las inversiones realizadas. Las secciones se construyeron proyectando perpendicularmente las inversiones unidimensionales sobre los perfiles e interpolando los valores de resistividad. En el caso de los sondeos de calibración, se incluyeron los modelos de resistividad correspondientes a la litología existente. En las secciones de resistividad mostradas en las figuras 3.15 a 3.21, se observa que definiendo grupos de resistividades desde 3 a 50 Ohm-m, de 70 a 250 Ohm-m y mayores a 250 Ohm-m, se pueden obtener sectores de resistividad continuos a lo largo del perfil para todos los casos. Comparando estos grupos de resistividad con las relaciones existentes entre litología del pozo y la resistividad eléctrica (obtenida de registros eléctricos), se observa que:

- al primer grupo pertenecen los sedimentos cretácicos y terciarios, así como las rocas sedimentarias devónicas a jurásicas

- al segundo grupo pertenece el basalto y generalmente las intrusiones diabásicas
- el grupo de mayor resistividad eléctrica corresponde al basamento cristalino.

Como ya se mencionó antes, estos rangos de resistividad definidos son consistentes con la información geológica superficial y la obtenida en las perforaciones profundas existentes. La correspondencia entre los valores de resistividad obtenidos y la litología, permite considerar las secciones eléctricas como una aproximación a las condiciones geológicas presentes en la cuenca, y que a continuación se describen.

SECCIÓN ELÉCTRICA A

Tiene una orientación E 43° N, une la perforación de Almirón con la ciudad de Rivera. Esta sección comprende seis sondeos; N° 29, 31, 32, 22, 34, 35, siendo el primero de calibración en la perforación Almirón. En toda la sección se pueden observar valores bajos de la resistividad eléctrica en el estrato asociado a las rocas sedimentarias, lo que se había advertido únicamente para la zona sur (Figura 3.15). A su vez, la profundidad obtenida en las inversiones de la capa asociada al basamento cristalino, sugiere que la zona central de la cuenca norte es poco profunda y además es continua. A ambos lados de esta zona el basamento se ubica a una profundidad de aproximadamente 1,000 m, mientras que en el centro alcanza solamente los 400 m. Adicionalmente la capa superficial (basalto) muestra un adelgazamiento constante de oeste a este, siendo consistente con la geología superficial ya que a partir del sondeo N° 22 afloran las areniscas, a las que sobreyace.

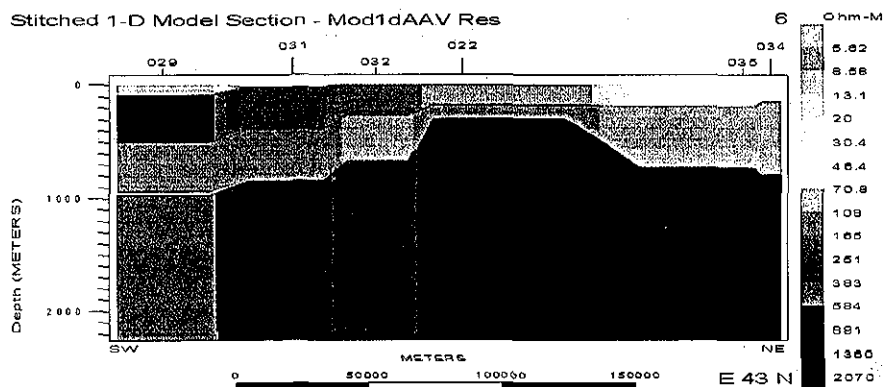


Figura 3.15.- Perfil de resistividad A obtenido a partir de modelos unidimensionales interpolados.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

SECCIÓN ELÉCTRICA B

Orientada N 33° E, esta sección comprende siete sondeos, N° 28, 21, 25, 24, 23, 16 y 19, siendo éste último de calibración realizado en la perforación Pintado. En la parte meridional y cercana al borde de la cuenca, el basamento está a una profundidad de 800 m, y se profundiza más en el sector siguiente alcanzando los 2,000 m, enseguida vuelve a ascender nuevamente a aproximadamente 1,000 m en el sector central (Figura 3.16). En la parte norte de la sección la profundidad del basamento cristalino ahora es de más de 2,000 m, valor que se registró en el sector donde se ubica la perforación Pintado (sondeo N° 19). La capa superior, asociada al basalto, presenta el mayor espesor (600 m) al centro de la sección disminuyendo gradualmente hacia los bordes. Este adelgazamiento es tal que hacia el norte desaparece, aflorando las rocas sedimentarias triásico-jurásicas, mientras que hacia el sur sólo se presentan unos 250 m de espesor. Esta distribución ocasiona que en el centro de la sección, el estrato asociado a las rocas sedimentarias subyacentes al basalto se adelgaza de manera importante, alcanzando solamente 300 m a la altura del sondeo N° 23.

Esta sección, al igual que la A y D son las únicas que muestran un estrato en el cual se presentan sedimentos (cretácicos y terciarios) que sobreyacen al basalto y presentan espesores inferiores a 100 m.

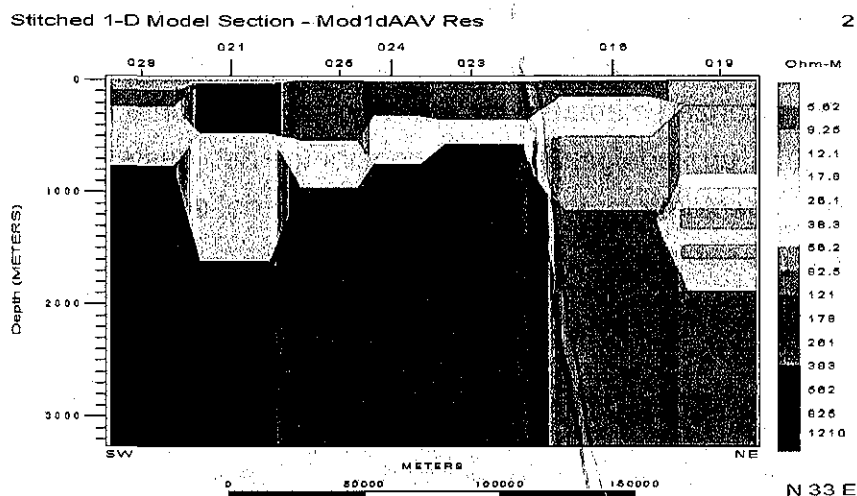


Figura 3.16.- Perfil de resistividad B obtenido a partir de modelos unidimensionales interpolados.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

SECCIÓN ELÉCTRICA C

Su dirección es Norte-Sur, casi paralela al río Uruguay. Cercanas a ésta sección se ubican la mayor cantidad de perforaciones (10), pero únicamente dos de ellas cuentan con sondeos de calibración (Nº 5 en pozo Belén y Nº 20 en pozo Guaviyú). A éstos sondeos se le agregan tres de investigación a lo largo de la sección, Nº 27, 26 y 1. En el extremo sur se ubica la perforación de Guaviyú (sondeo de calibración Nº 20), donde se presenta la menor profundidad de cuenca en la sección, es decir 1,100 m (Figura 3.17). A partir del pozo Guaviyú (sondeo Nº 20) se observa un incremento de la profundidad de cuenca hasta la zona de la perforación de Daymán (ubicada entre los sondeos Nº 26 y 27), donde se alcanzan los 2,200 m. Desde Daymán hacia el norte se observa una profundidad uniforme del de la capa resistiva profundo (relacionado al basamento cristalino), disminuyendo ya en cercanías del sondeo Nº 1. Esta disminución de profundidad se verifica en el sondeo Nº 2 (no perteneciente a la sección).

La capa superior (basalto) muestra un aumento de espesor en el sector sur y centro de la sección. En el sector norte presenta una importante disminución del espesor (600 m) respecto del sur, incrementándose nuevamente a partir de la ubicación del pozo Belén (sondeo Nº 5). Tanto las perforaciones que alcanzan el basamento cristalino como aquellas que sólo llegan a las rocas sedimentarias triásico-jurásicas luego de perforar el basalto, muestran espesores que se ajustan muy bien a los resultados obtenidos a partir de las inversiones de los datos AMT y MT.

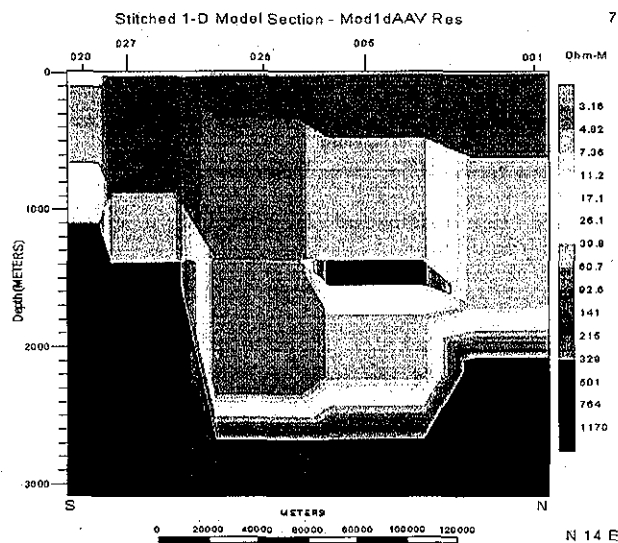


Figura 3.17.— Perfil de resistividad C obtenido a partir de modelos unidimensionales interpolados.

TESIS CON
FALTA DE ORIGEN

SECCIÓN ELÉCTRICA D

Esta sección, orientada casi de norte a sur, comprende siete sondeos de investigación (N° 10, 8, 9, 12, 24, 25, 21) y uno de calibración (N° 29) realizado en la perforación Almirón (Figura 3.18).

Por sus características, esta sección puede ser separada en cuatro sectores: a) el norte, que presenta la mayor profundidad media de cuenca (aproximadamente 2,500 m), b) el centro, que muestra una importante disminución de la profundidad de la cuenca (1,000 m), y que sugiere una estructura en forma de *horst*, c) el sector contiguo, cuya profundidad es de poco menos de 2,000 m, y d) el sector más al sur y próximo al borde de la cuenca, el cual muestra una disminución de la profundidad de ésta, donde se alcanzan 1,000 m.

La capa superior, asociada al basalto, tiene un comportamiento distinto del basamento cristalino. El espesor de esta capa es de unos 900 m en el sector a), y entre 500 y 600 m en los tres sectores restantes.

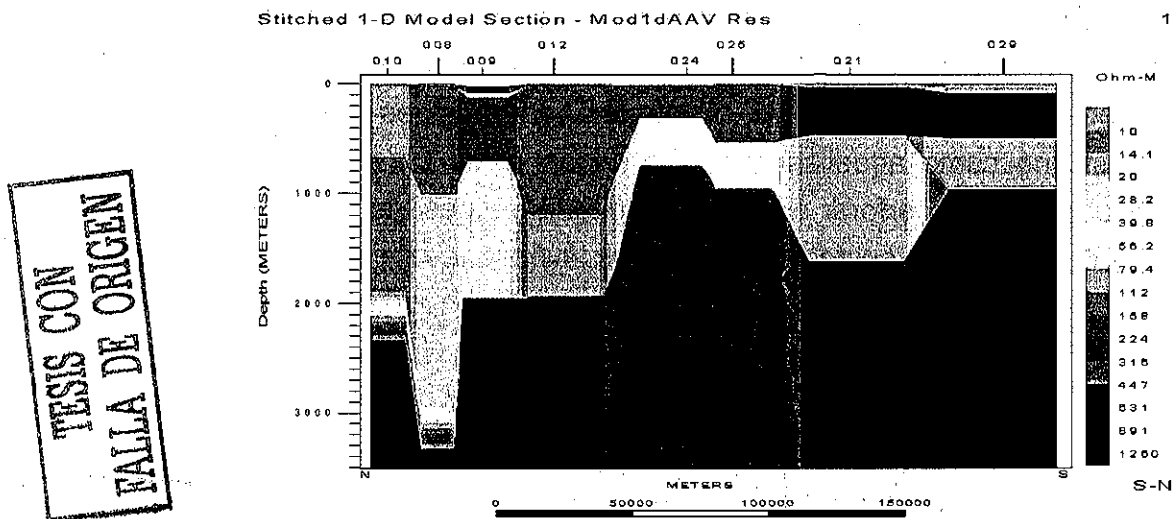


Figura 3.18.- Perfil de resistividad D obtenido a partir de modelos unidimensionales interpolados.

SECCIÓN ELÉCTRICA E

Elaborada con una menor cantidad de sondeos, cuatro (N° 27, 21, 31 y 30), se ubica enteramente en el sector sur del área investigada y tiene una dirección E 32° S. En este perfil se ubica el pozo La Calera donde se realizó el sondeo de calibración N° 30, mientras que la perforación Salsipuedes se ubica en la misma dirección de la sección pero se encuentra más allá de los límites mostrados en la

Figura 3.19. Como se indicó anteriormente, en esta sección también se observa una disminución de la resistividad eléctrica del estrato asociado a las rocas sedimentarias subyacentes al basalto. Es claramente visible la escasa profundidad media existente en la sección, lo cual es consistente con su cercanía al borde sur de la cuenca.

El cuerpo resistivo asociado al basalto presenta un adelgazamiento continuo en dirección oriente, dirección hacia la cual desaparece más allá del área representada en esta sección.

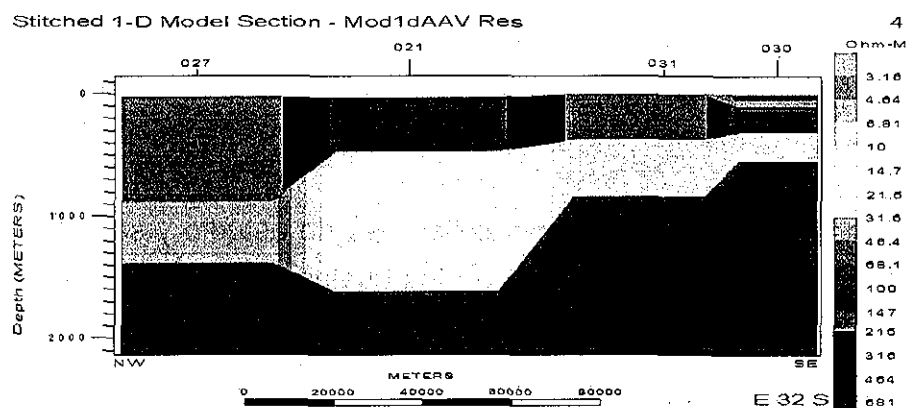


Figura 3.19.— Perfil de resistividad E obtenido a partir de modelos unidimensionales interpolados.

SECCIÓN ELÉCTRICA F

Esta sección está en dirección NW–SE, y fue elaborada con siete sondeos (Nº 2, 7, 12, 23, 22 y 33), siendo el Nº 6 de calibración en la perforación Itacumbú. Sobre esta sección existen tres perforaciones (Colonia Viñar, < 600 m; Tambores, < 200 m y Cerro Ombú, 368 m), sobre las que no se realizó ningún sondeo y no cuentan con registro eléctrico, por lo tanto no se representan en esta sección geofísica (Figura 3.20). Como se indicó en esta figura, el sondeo Nº 7 sólo permitió estimar el primer contraste de resistividad, razón por la cual se desconoce la parte más profunda del sondeo. Los primeros sondeos muestran grandes profundidades de cuenca (> 2,000 m), la cual disminuye notablemente hacia el sureste (< 500 m), sector donde termina la sección. La información geológica de las perforaciones existentes y cercanas a esta sección muestra condiciones litológicas consistentes con lo indicado por los datos de resistividad de la sección.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

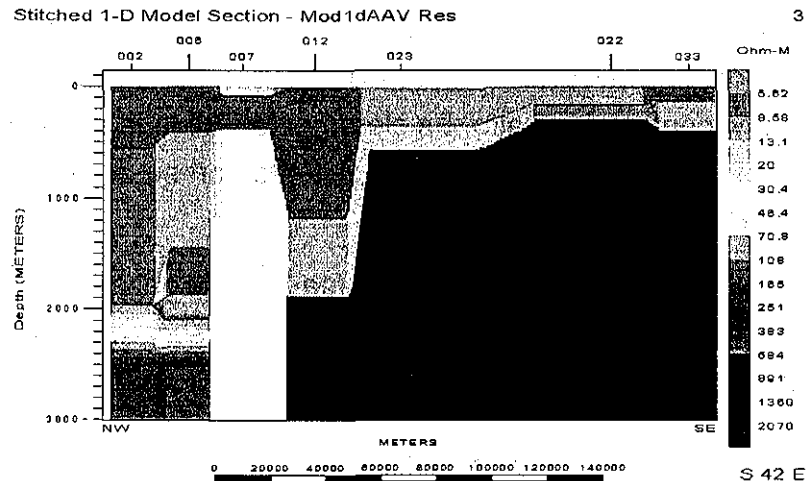


Figura 3.20.— Perfil de resistividad F obtenido a partir de modelos unidimensionales interpolados.

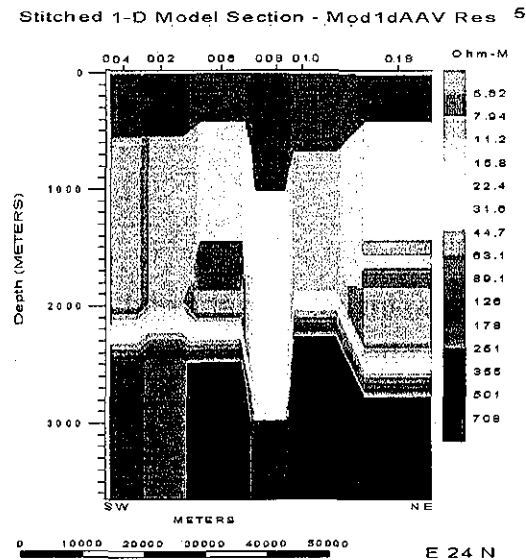
SECCIÓN ELÉCTRICA G

Esta sección se ubica en el sector norte del área de estudio y se realizó con seis sondeos (N° 4, 2, 6, 8, 10 y 18), dos de los cuales fueron de calibración en las perforaciones Yacaré (N° 18) e Itacumbú (N° 6).

Las inversiones muestran que éste es uno de los sectores más profundos de la cuenca, pues el material de mayor resistividad se detecta a profundidades mayores de dos kilómetros (Figura 3.21). Esto también se observa en las perforaciones que alcanzan el basamento cristalino. El material superior, cuya resistividad se asocia al basalto, presenta un espesor medio de 600 m. En el centro de la sección se ubica el sondeo N° 8, el cual presenta valores superiores a los descritos para ambos medios.

Estos resultados indican que en la zona norte se encuentran los mayores espesores de las rocas sedimentarias subyacentes al basalto.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 3.21.- Perfil de resistividad G obtenido a partir de modelos unidimensionales interpolados.

3.2.1.10 Observaciones generales y evaluación de los resultados obtenidos

- En todos los sondeos se confirmó el modelo de resistividad esperado (Figura 2.1), a partir de la información litológica conocida de la cuenca. En estas condiciones el método es capaz de reproducir las condiciones estratigráficas del subsuelo con muy buena precisión realizando una inversión unidimensional de los datos
- Exceptuando el basamento, los valores de resistividad eléctrica obtenidos por técnicas magnetoteléuricas son próximos a los proporcionados por los registros eléctricos para las unidades de rocas (Tabla 3.1), mientras que para éste, se presentaron valores dos y cuatro veces superiores a los observados a partir de los registros eléctricos
- Hacia el centro, sur y este de la cuenca existe una disminución del espesor del estrato resistivo superior asociado con el basalto y de la profundidad al basamento cristalino, lo cual es consistente con la información geológica superficial y del subsuelo conocida
- Las rocas sedimentarias (RSDJ) existentes entre el paquete de basaltos y el basamento cristalino presentan menor conductividad eléctrica hacia el sur y este del área investigada, pudiendo indicar un mayor espesor relativo de las rocas sedimentarias más antiguas (devónicas a pérmicas)

que presentan menor resistividad que las más modernas (Triásico-jurásicas).

3.2.2 Análisis Gravimétrico

3.2.2.1 Consideraciones previas

Para modelar los datos gravimétricos, la densidad del basamento cristalino se obtuvo ajustando la anomalía observada con la producida por un cuerpo de dimensión lateral infinita y 5 km de profundidad. Este límite fue elegido porque se estima que en la cuenca ninguna sección alcance esta profundidad. A partir de éste modelo inicial se obtuvo 0.067 g/cm^3 como el contraste de densidad entre el basamento cristalino y el valor medio de la Tierra (2.67 g/cm^3), lo cual produce una anomalía de 12 mGal y el cual es consistente con los valores observados en las zonas de afloramiento (entre 10 y 15 mGal). Definido este valor, se comenzó la interpretación por aquellas secciones que presentaban mayor cantidad y calidad de información, y que a su vez cortaran normalmente a las principales fallas. Las primeras secciones permitieron ajustar los contrastes de densidad de las unidades restantes, los cuales se utilizaron en las demás secciones. Para evitar efectos de borde los perfiles gravimétricos se prolongaron 40 km más hacia cada lado, manteniendo constante en estas partes el valor gravimétrico del extremo más cercano de la sección. Las mediciones gravimétricas fueron suavizadas previamente, lo que es equivalente a filtrar las anomalías de alta frecuencia.

3.2.2.2 Inversiones Gravimétricas

SECCIÓN GRAVIMÉTRICA A

La dirección de esta sección permite cortar casi normalmente la mayor parte de las fallas conocidas, mientras que los extremos se ubican en sectores de baja variación gravimétrica, lo que permite ajustar los contrastes de densidad con mayor fiabilidad, al disminuir los efectos de borde.

Los contrastes obtenidos (desde superficie) son:

- Basalto, 0.38 g/cm^3
- Rocas sedimentarias, -0.48 g/cm^3
- Basamento cristalino, 0.067 g/cm^3

Esto indica que la densidad correspondiente a cada tipo de roca es 3.05, 2.19 y 2.737 g/cm³, respectivamente.

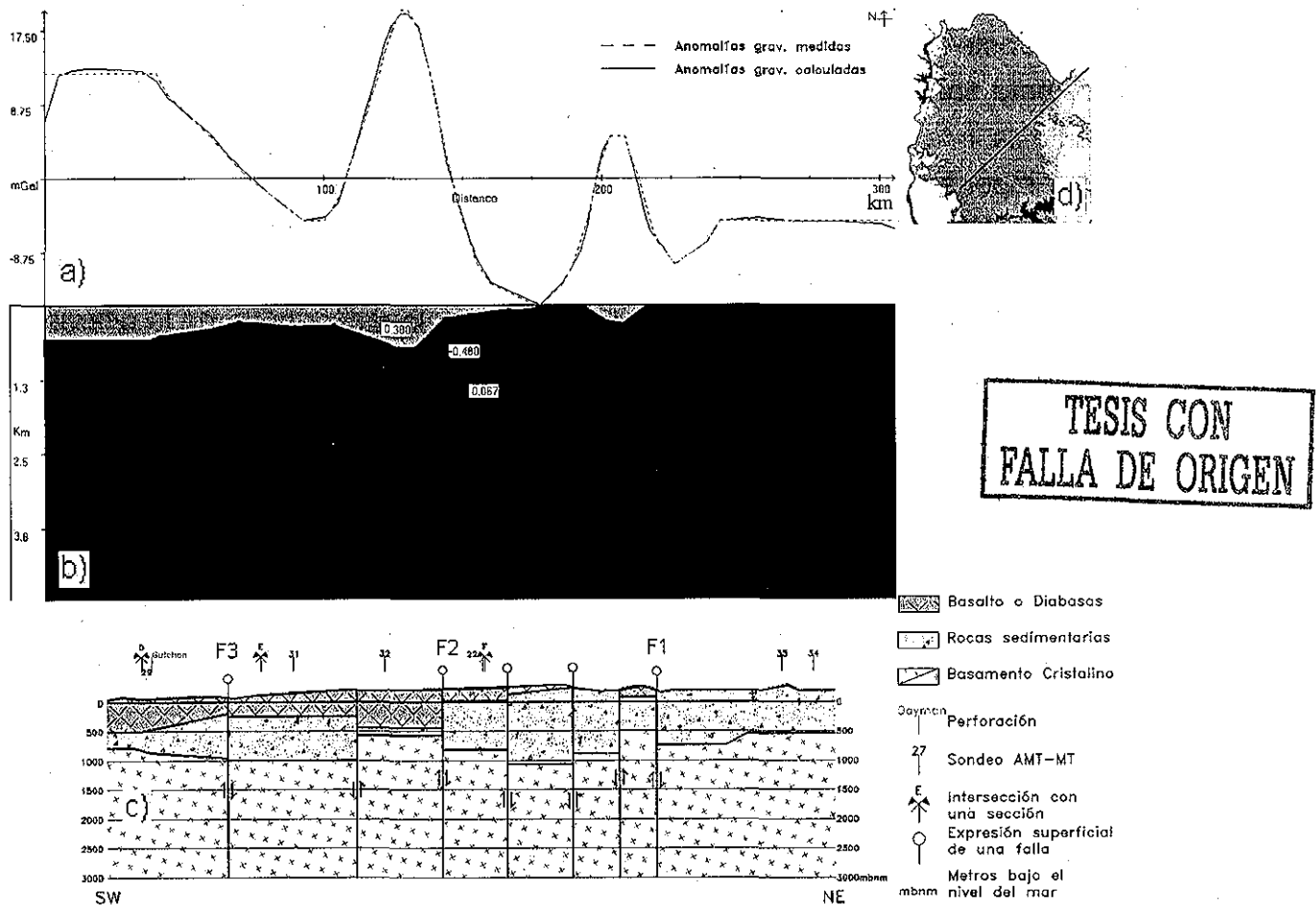


Figura 3.22.— Sección A. a) Ajuste entre anomalías calculadas y observadas. b) Sección gravimétrica resultante de la interpretación. c) Modelo geológico interpretado de la sección gravimétrica obtenida, junto a rasgos estructurales, perforaciones existentes y sondeos realizados. d) Ubicación de la sección en el área de estudio.

El ajuste obtenido fue bueno en general, resultando diferencias inferiores a 1 mGal. Los resultados muestran que la zona ha presentado un importante fallamiento. El mayor efecto de este se observa sobre el bloque ubicado al sur de la falla F2 (centro de la figura 3.22), el cual ha presentado desplazamientos verticales. Esto ha provocado un importante adelgazamiento de los sedimentos infrabasálticos, los cuales presentan 700 m de espesor menos que a ambos lados del pilar tectónico. A su vez, esta interpretación confirma la existencia de un bloque central elevado, inferido a partir del estudio magnetoteléurico (Figuras 3.14 a 3.20), el cual separa dos sectores de importante presencia de rocas sedimentarias, que tienen espesores de entre 1,000 y 1,500 m.

SECCIÓN GRAVIMÉTRICA B

Esta sección forma un ángulo de aproximadamente 90° con las principales fallas, indicadas en la Figura 3.3. En sus extremos esta sección también permite el ajuste del contraste de densidad para cada unidad, resultando en 0.37 , -0.48 y 0.06 g/cm^3 para basaltos, rocas sedimentarias y basamento cristalino respectivamente. Durante la interpretación se constató que la presencia de diabasas afecta de forma importante el ajuste de las anomalías gravimétricas. Para definir las diabasas sólo se utilizó la información disponible en perforaciones (Pintado y Pelado) sin utilizar su espesor como variable de calibración. La inclusión en la interpretación de estos intrusivos permitió disminuir la mayor parte de la diferencia entre anomalías medidas y calculadas, la cual se situaba aproximadamente en 8 mGal y se redujo a solamente menos de 1 mGal.

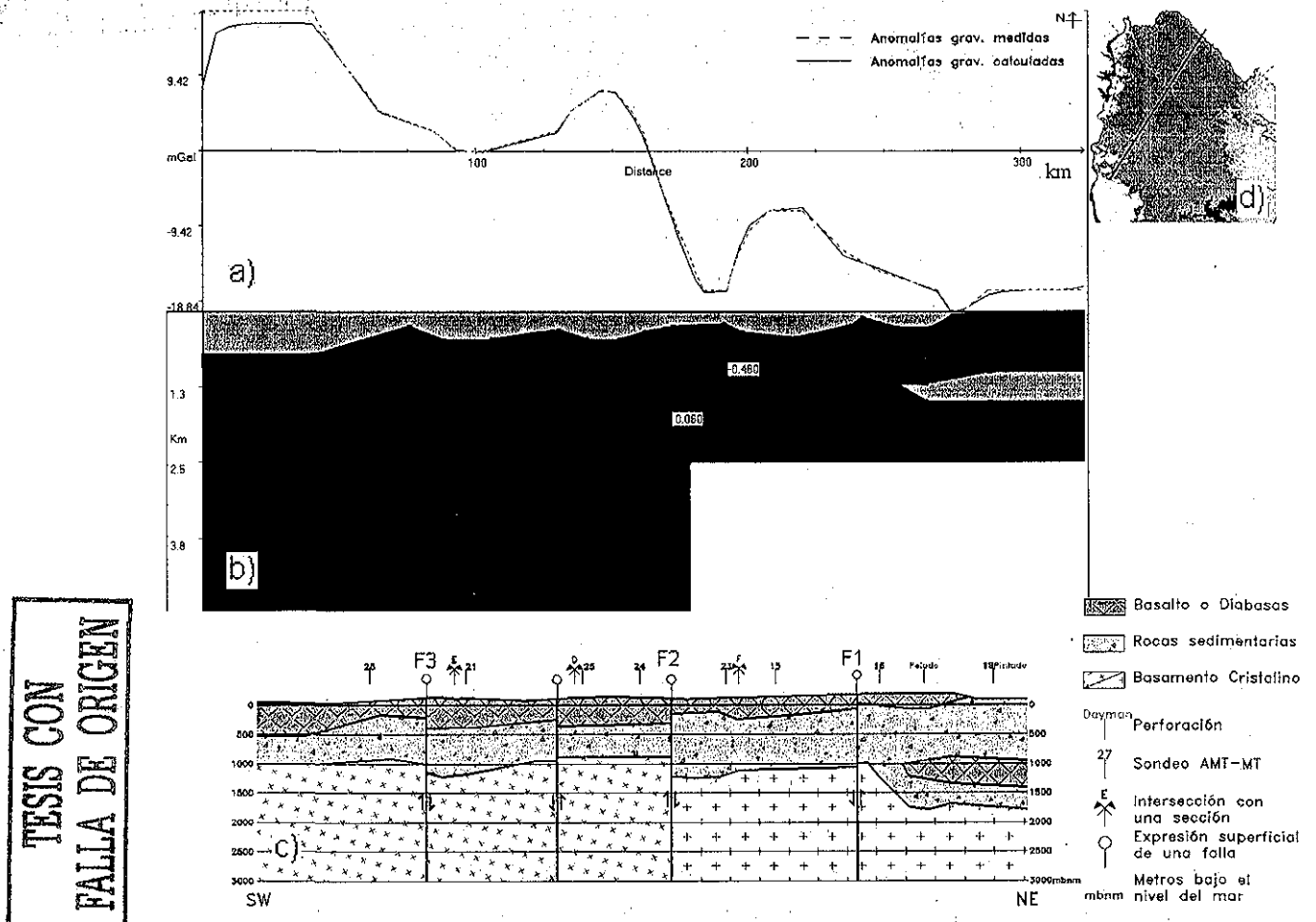


Figura 3.23.— Sección B. a) Ajuste entre anomalías calculadas y observadas. b) Sección gravimétrica resultante de la interpretación. c) Modelo geológico interpretado de la sección gravimétrica obtenida, junto a rasgos estructurales, perforaciones existentes y sondeos realizados. d) Ubicación de la sección en el área de estudio.

Para obtener un mejor ajuste fue necesario disminuir el contraste del basamento de 0.067 a 0.06 g/cm³, en el sector sur, pero para el sector norte fue necesario quitar gran parte de este cuerpo para obtener el ajuste indicado. Esta sección es casi paralela a la anterior, por lo que presenta una configuración similar, pero con desplazamiento vertical aparentemente menores. Este efecto también se observa en la falla F2, común con la sección anterior, el cual provoca un desplazamiento de aproximadamente 500 m en el espesor sedimentario.

SECCIÓN GRAVIMÉTRICA C

Esta sección de orientación N 14° E, se ubica casi paralela al Río Uruguay, utilizándose para su interpretación ocho perforaciones, tres sondeos de investigación y dos de calibración. De estas perforaciones sólo cuatro alcanzan el basamento, mientras que las seis restantes fueron realizadas en búsqueda de agua termal, razón por la cual atraviesan el basalto y terminan en las areniscas. Las discontinuidades geológicas forman un ángulo de entre 70 y 80° con la sección de interpretación.

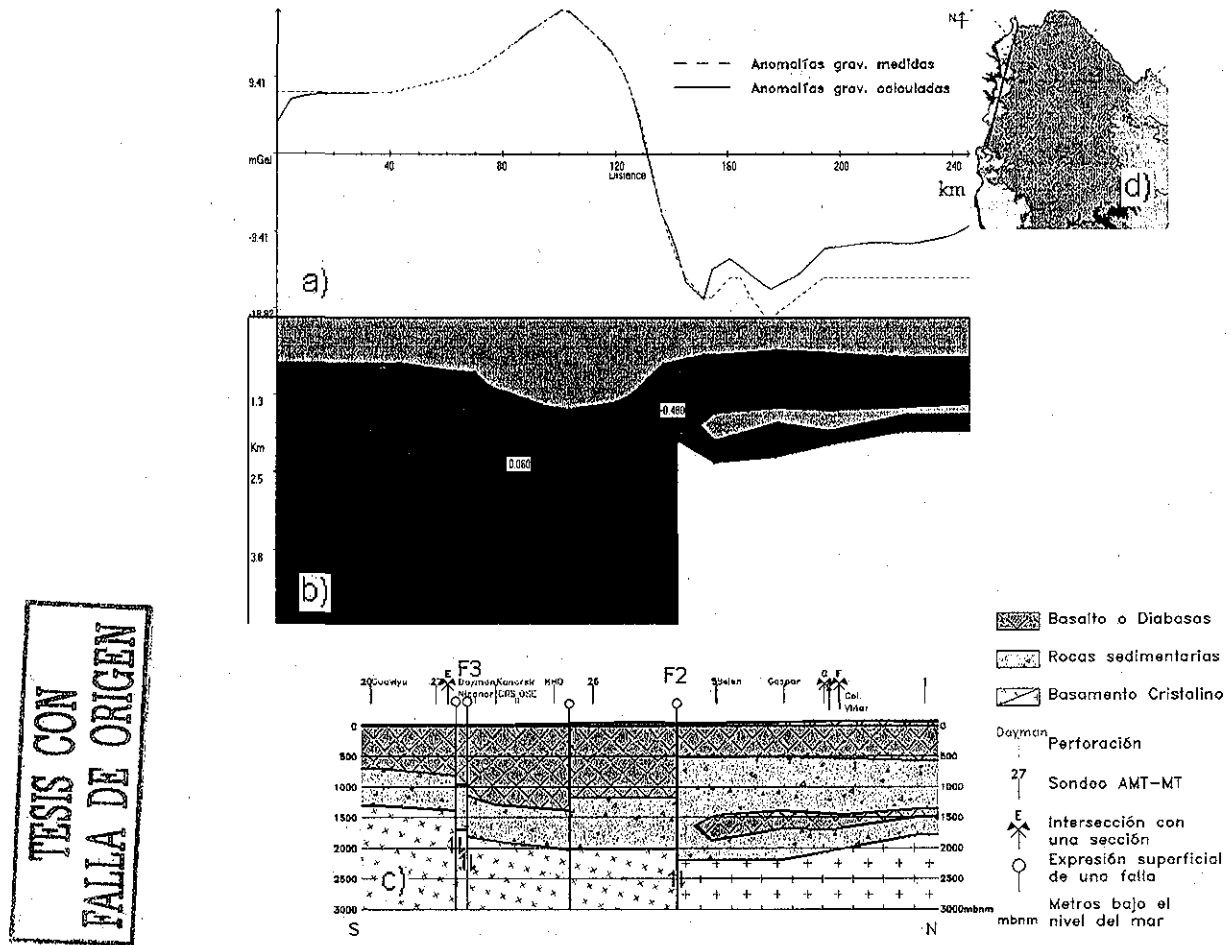
Al igual que en la sección B, para obtener un mejor ajuste, fue necesario disminuir la densidad del basamento en el sector norte de la sección.

Los contrastes de densidades utilizados fueron: 0.36, -0.48, 0.06 y 0 g/cm³ para el basalto y diabasas, RSDJ, basamento cristalino sector sur y basamento cristalino sector norte respectivamente.

Cabe destacar que aunque se disminuyó la densidad del basamento en el sector norte de la sección, no se logró buen ajuste de las curvas pero si mantener su forma. Debido a que existe información abundante del espesor de las unidades geológicas modeladas, la similitud entre las curvas gravimétricas, indica la presencia de unidades continuas de menor densidad que la propuesta para el sur de la falla F2. Esto puede significar que los sedimentos presentes en el sector norte tengan una menor compactación por efecto de la carga del basalto y por ende menor densidad, o alternativamente el basamento en ese sector podría tener una densidad aun menor que la utilizada.

Aunque en esta sección se observan fallas importantes, el factor más destacable es el comportamiento de la falla F2, la cual muestra un salto en el basalto de más de 650 m. Otro aspecto relevante es el comportamiento de las fallas paralelas ubicadas al sur de las perforaciones termales, las cuales presentan un descenso

escalonado (de sur a norte) acumulando entre 300 y 400 m de desplazamiento vertical. La falla ubicada al sur del sondeo N° 26 presenta poco desplazamiento, pero puede representar la continuación del extremo sur del bloque elevado observado en la sección A y presente en la sección B.



TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Figura 3.24.- Sección C. a) Ajuste entre anomalías calculadas y observadas. b) Sección gravimétrica resultante de la interpretación. c) Modelo geológico interpretado de la sección gravimétrica obtenida, junto a rasgos estructurales, perforaciones existentes y sondeos realizados. d) Ubicación de la sección en el área de estudio.

SECCIÓN GRAVIMÉTRICA D

Tiene una orientación norte-sur y se elaboró con el apoyo de ocho sondeos, uno de los cuales es de calibración en la perforación Almirón. En este caso la traza forma ángulos desde 55 a 65° con las fallas geológicas.

El ajuste obtenido para esta sección es muy bueno, exceptuando el sector norte, donde se intentó reproducir la forma de la curva, dado la imposibilidad de obtener un ajuste respetando la información disponible. Como se puede observar en la

figura 3.25, las anomalías gravimétricas calculadas son inferiores a las medidas. Este efecto es debido a la ausencia de diabasas dentro de las rocas sedimentarias. Estas no se incluyeron por la falta de perforaciones cercanas a la traza. Esta interpretación gravimétrica permitió confirmar la información aportada por los sondeos N° 8 y 12, que indicaban profundidades de cuenca superiores a los 2,500 m y espesores de basalto superiores a los 800 m. Las características del sondeo N° 12 no se ven totalmente reflejadas en la sección gravimétrica dado que se encuentra algo alejado de la sección, en un sector de una mayor anomalía gravimétrica que la que proporciona su proyección.

Al igual que en las secciones anteriores, la falla F2 se presenta como un elemento relevante en la evolución y configuración actual de la cuenca. En este caso el basalto presenta un desplazamiento vertical superior a 200 m.

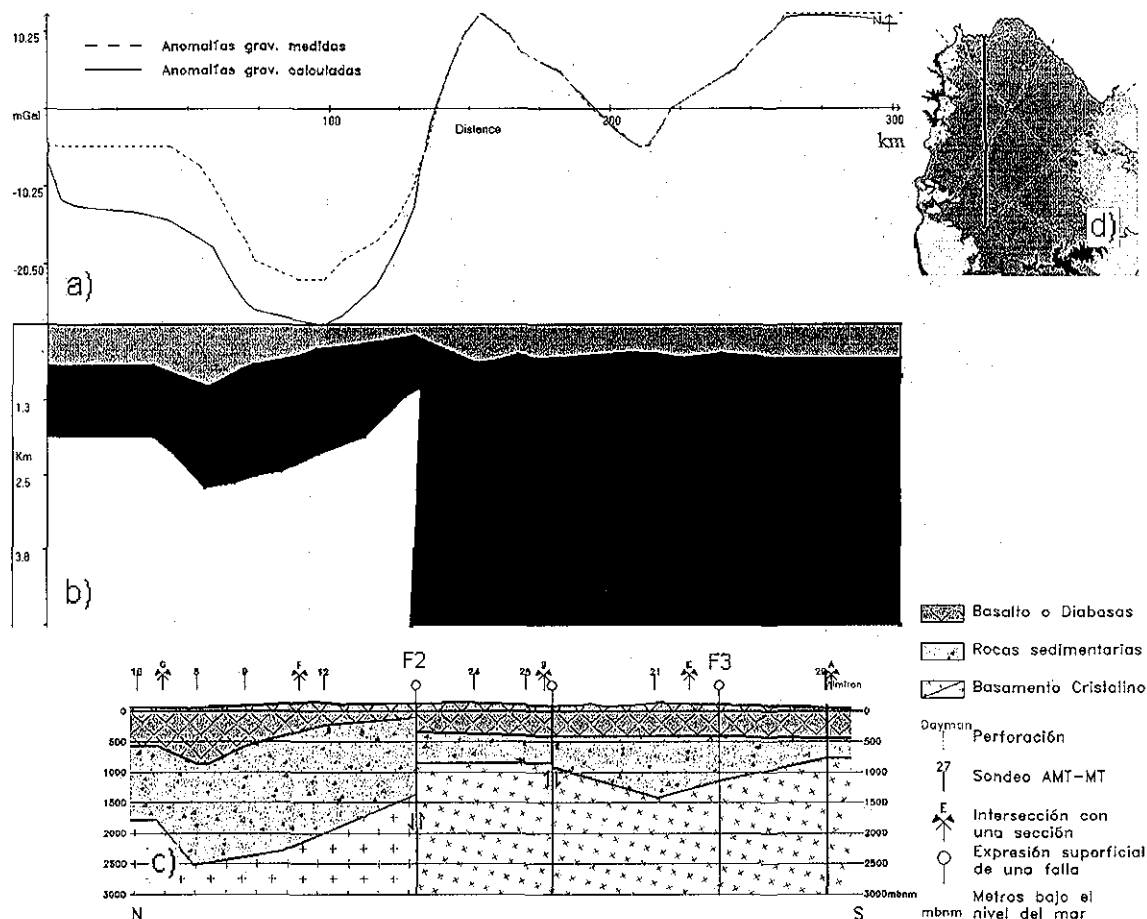


Figura 3.25.- Sección D. a) Ajuste entre anomalías calculadas y observadas. b) Sección gravimétrica resultante de la interpretación. c) Modelo geológico interpretado de la sección gravimétrica obtenida, junto a rasgos estructurales, perforaciones existentes y sondeos realizados. d) Ubicación de la sección en el área de estudio.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

SECCIÓN GRAVIMÉTRICA E

Orientada N 122° E, y elaborada únicamente con el apoyo de cuatro sondeos de investigación, una perforación de apoyo y la información de las secciones A, B y C que cortan la presente. Su dirección es casi normal a algunas fallas secundarias y paralela a las fallas geológicas principales (Figura 3.3). Esta orientación fue elegida para que el efecto de las discontinuidades sea uniforme a lo largo de todo el perfil. Por tanto los resultados obtenidos representan un valor intermedio de las condiciones existentes a ambos lados de la discontinuidad.

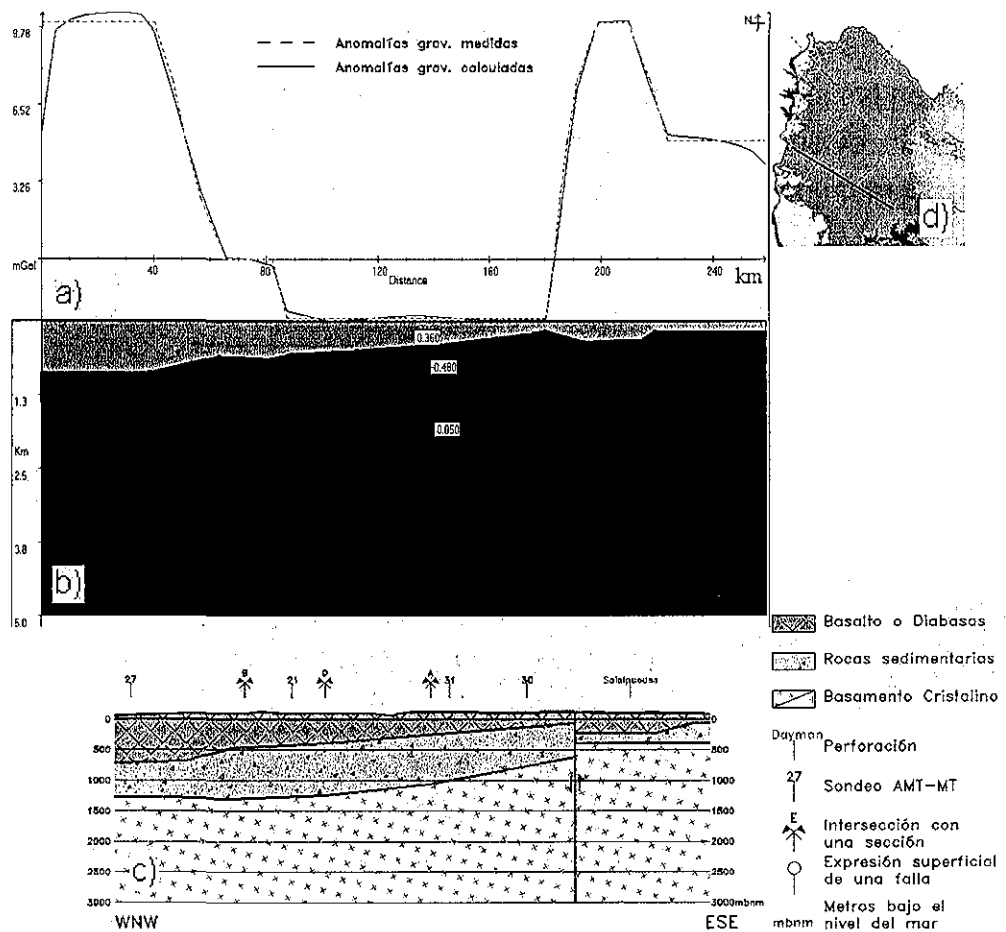


Figura 3.26.- Sección E. a) Ajuste entre anomalías calculadas y observadas. b) Sección gravimétrica resultante de la interpretación. c) Modelo geológico interpretado de la sección gravimétrica obtenida, junto a rasgos estructurales, perforaciones existentes y sondeos realizados. d) Ubicación de la sección en el área de estudio.

El resultado muestra una sección con pocas variaciones, presentándose dos elementos destacables. El primero es la discontinuidad interpretada (Figura 3.26), la cual muestra un delgado espesor de rocas sedimentarias (150 m aproximadamente) particularmente en donde se encuentra la perforación Salsipuedes. Esta falla presenta casi 150 m de desplazamiento vertical dentro del

basalto. Al oeste de esta falla se interpreta un incremento constante del espesor de sedimentos en dirección este-oeste. Esto puede ser interpretado a su vez como un proceso de basculamiento y subsidencia durante la sedimentación y posterior emplazamiento de basalto, lo cual es consistente con lo observado en las secciones anteriores y con lo indicado en varios de los trabajos geológicos referidos. El sector de menor profundidad del basamento se ubica muy próximo al bloque elevado observado en la sección A, lo que apoya la existencia de una zona de baja profundidad de cuenca cercano a su centro.

SECCIÓN GRAVIMÉTRICA F

Para elaborarla se utilizaron seis sondeos de investigación, uno de calibración (en perforación Itacumbú), la información litológica de tres perforaciones, cambios superficiales de litología y la intersección con las secciones A, B, C y D.

Al igual que la sección anterior, ésta presenta una dirección casi paralela a las fallas principales y casi normal a secundarias. En esta sección fue necesario incluir las intrusiones diabásicas para obtener un mejor ajuste entre las anomalías medidas y calculadas, lo cual fue posible al contar con información de perforaciones. De igual forma a lo ocurrido en la sección C, existió cierto tramo donde no se pudieron ajustar las anomalías observadas. Sin embargo, en esta parte del perfil se cuenta con una buena cantidad de información que apoyaban los espesores definidos. Esto implica que en el sector oeste de la sección existe un cuerpo de menor densidad a la considerada, al igual que el sector norte de la sección C. Este aspecto presenta una diferencia importante respecto de las secciones anteriores con intrusiones diabásicas, dado que el límite de las diferencias gravimétricas se ubicaba en la falla F2, mientras que en esta sección (F) se termina en una zona de alto gradiente gravimétrico.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

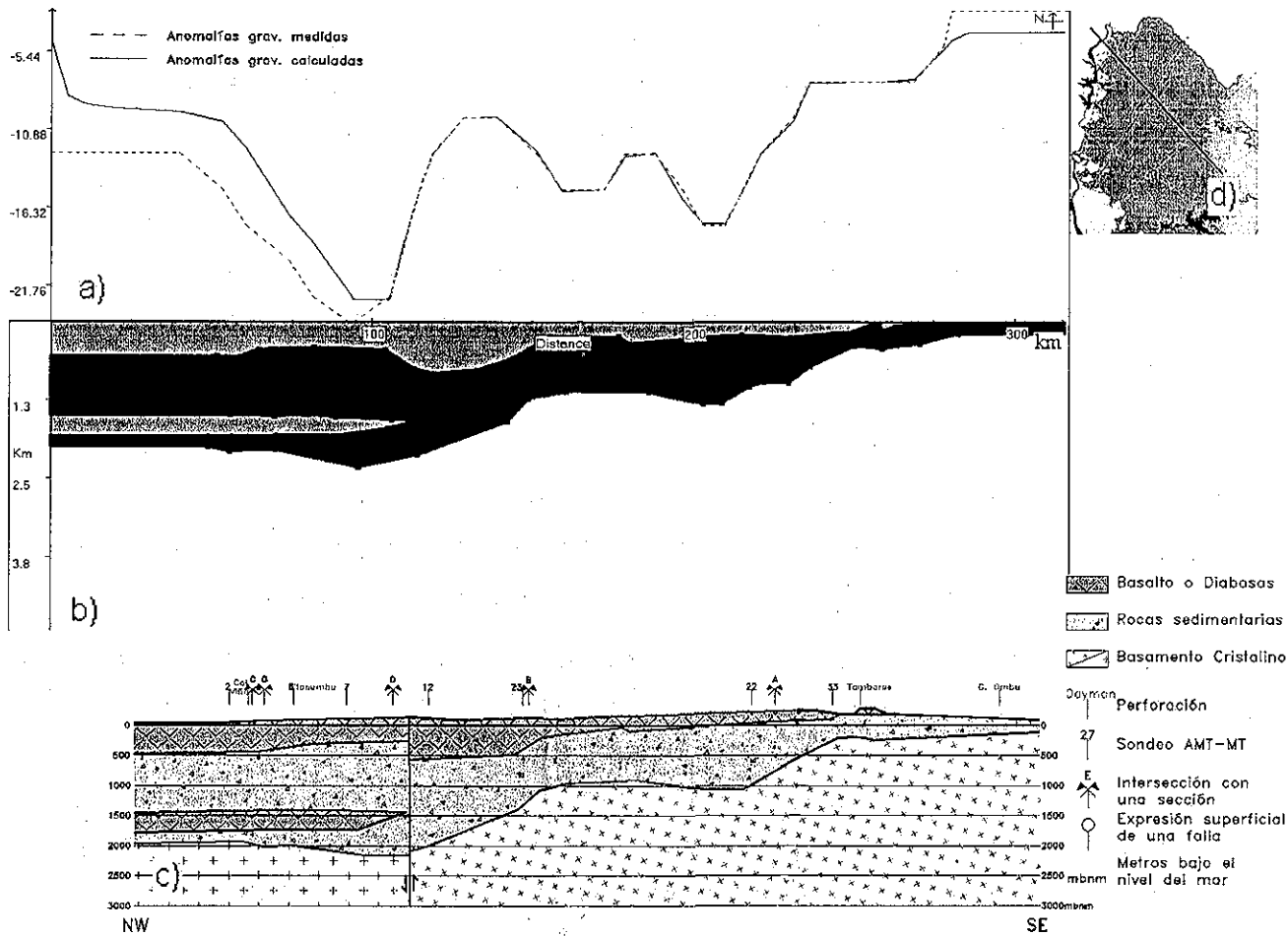


Figura 3.27.- Sección F. a) Ajuste entre anomalías calculadas y observadas. b) Sección gravimétrica resultante de la interpretación. c) Modelo geológico interpretativo de la sección gravimétrica obtenida, junto a rasgos estructurales, perforaciones existentes y sondeos realizados. d) Ubicación de la sección en el área de estudio.

SECCIÓN GRAVIMÉTRICA G

Esta sección, con una orientación N 65° E, se realizó con la información de seis sondeos, uno de ellos de calibración en la perforación Yacaré y la intersección con las secciones C, D y F. Similarmente a lo acontecido con otras secciones donde existen diabasas, en ésta se obtuvo un ajuste en el cual las curvas son paralelas, pero con diferente amplitud sugiriendo el mismo ajuste gravimétrico que las secciones cortadas. La inclusión de las diabasas permitió que la diferencia entre anomalías medidas y calculadas cambiara de 6 mGal por defecto a menos de 2 mGal por exceso.

Esta sección pone de manifiesto el error en la estimación de la densidad de un material presente en toda la sección y en el norte del área de estudio.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

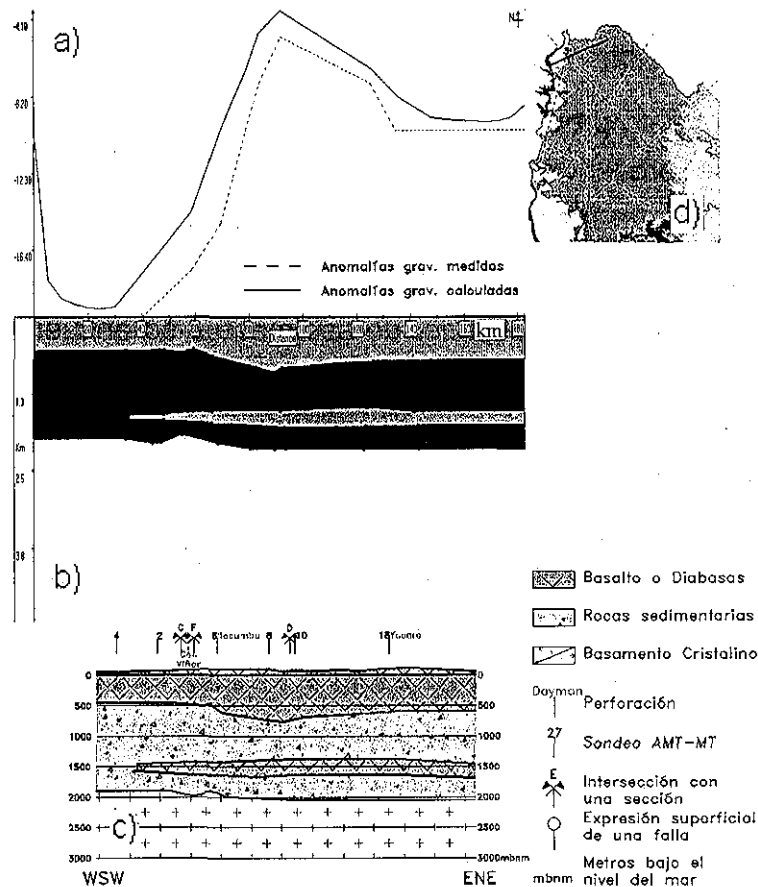


Figura 3.28.— Sección G. a) Ajuste entre anomalías calculadas y observadas. b) Sección gravimétrica resultante de la interpretación. c) Modelo geológico interpretativo de la sección gravimétrica obtenida, junto a rasgos estructurales, perforaciones existentes y sondeos realizados. d) Ubicación de la sección en el área de estudio.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

3.2.2.3 Interpretación de resultados

Analizando todas las secciones interpretadas, junto a la información existente y generada, se puede indicar que:

- Existe un importante sector al noreste de la cuenca limitado por la falla F2, donde no se pudieron ajustar las anomalías gravimétricas. En estos lugares se observó una diferencia casi constante entre los valores medidos y los calculados. Esto sugiere que dicho sector presenta un estrato de menor densidad de lo estimado.
- Este resultado consistente con la disminución de densidad del basamento planteada para algunas secciones. A su vez esto coincide con lo observado por Hallinan et al. (1993) quienes indican distintas

características gravimétricas del basamento cristalino al norte y sur de la falla mencionada.

- El área norte se presentan fallas con menor desplazamiento vertical y a su vez se presentan los mayores espesores de las rocas triásico-jurásicas, lo que hace suponer que no existe discontinuidad hidráulica en el acuífero en dicha área
- La porción con mayor espesor de sedimentos se encuentra al noroeste de la zona de estudio. Esta zona se pueden superar los 3,000 m de espesor de cuenca (profundidad mostrada por el sondeo N° 8 y apoyada por la gravimetría), lo cual confirma lo planteado por de Santa Ana y Ucha (1994). También se reconoce un buzamiento de la litología en dirección oeste de la cuenca que se relaciona con un paulatino basculamiento de la cuenca.
- Se observa un sector central donde la cuenca es de poca profundidad, alcanzando 300 m en algunos sitios y 500 m en promedio, en donde los 300 m superiores corresponden a rocas volcánicas.
- Los mayores espesores de basalto se ubican en el sector centro oeste, al sur de la mayor falla, sector donde se han acumulado hasta 1,400m de basalto (profundidad mostrada por el sondeo N° 26 y apoyada con la gravimetría).
- Las diabasas juegan un importante papel en los valores gravimétricos existentes, dado que su no inclusión en los modelos gravimétricos producen errores de hasta 8 mGal.
- Las secciones gravimétricas obtenidas permiten separar la cuenca en bloques, así como estimar el desplazamiento vertical de las principales fallas. Esto permite generar elementos necesarios para el estudio de la evolución estructural de la cuenca.
- En este análisis se verificó que las fallas con expresión superficial fueron reproducidas por la gravimetría. A su vez, se definieron otras fallas que no Figuran en la geología superficial regional, pero se verifica, que para la mayoría existen expresiones cercanas y en su misma dirección
- Las fallas principales presentan importantes desplazamientos verticales, existiendo zonas sobre falla F2 donde el desplazamiento del basalto es

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

superior a 600 m. Aunque este valor es excepcional, se observan muchos sitios donde los desplazamientos son superiores a 300 m.

3.2.2.4 Estructura Regional

Estructuralmente y de manera general el área estudiada consiste de una gran fosa dividida en dos menores separadas por un bloque y dispuestos en dirección NW-SE, definiendo una fosa al SW y otra al NE; tienen una inclinación de aproximadamente 1% hacia el NW-SE. La fosa de la parte NE está limitada por otro pequeño pilar, mientras que la fosa del SE se extiende hasta el borde sur de la cuenca, hacia donde presenta una pendiente del 1%.

En la Figura 3.29 se muestra un diagrama isométrico de dicha cuenca, realizado a partir de los modelos geológicos obtenidos en las secciones A, B y C.

Esta gran depresión tectónica, forma una cuenca de depósito de más de 2,000 m de profundidad, el relleno está constituido por: a) materiales clásticos que incluyen arenas, arcillas, limos, y en ocasiones conglomerados cuyo espesor puede superar los 1,500 m de espesor; b) coladas de rocas basálticas, estructuras de derrames e intrusiones que alcanzan los 1,000 m de espesor.

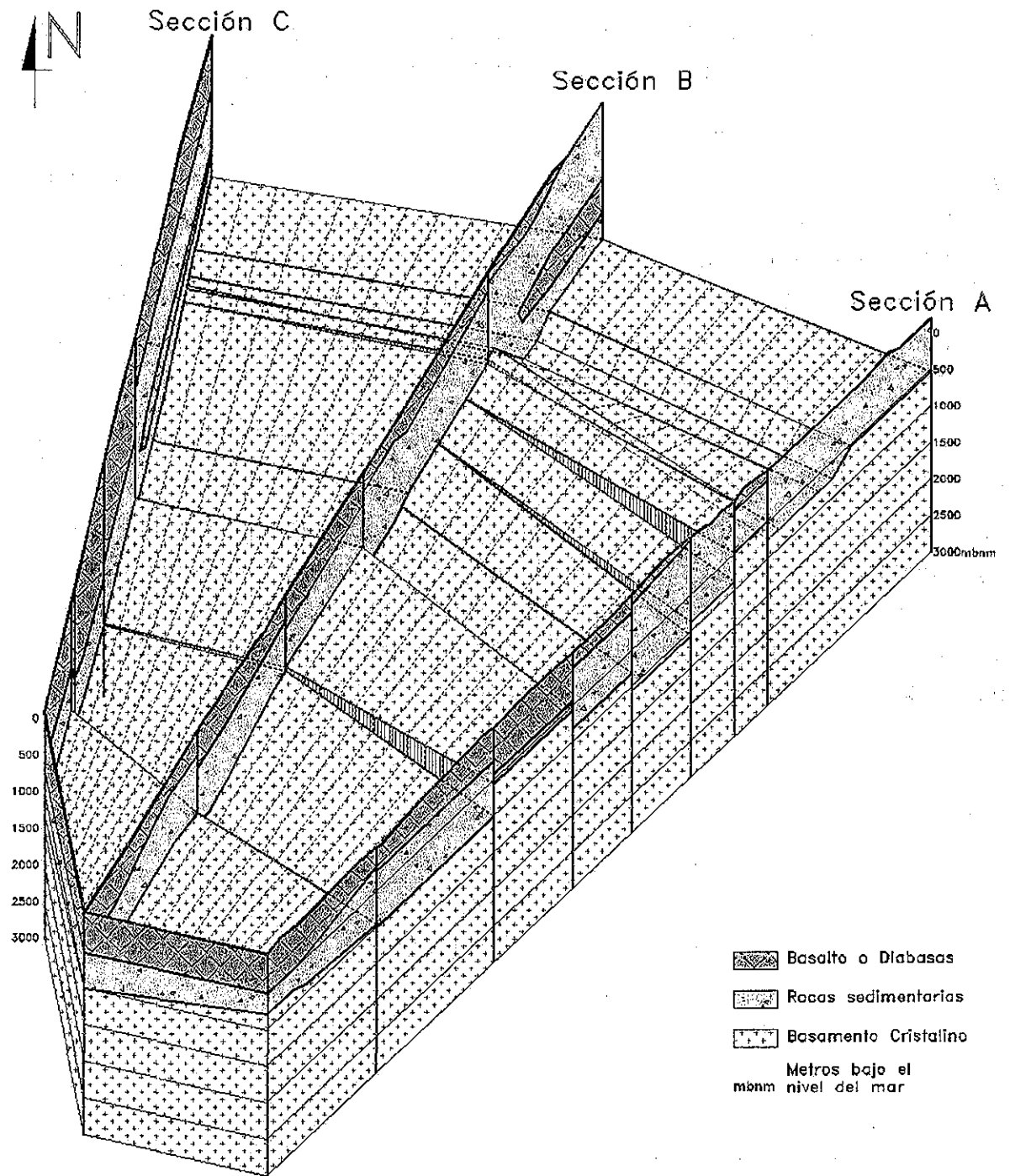


Figura 3.29.- Diagrama isométrico que muestra la estructura de la cuenca, elaborado con base en las secciones geológicas obtenidas con los datos de perforaciones profundas e información geofísica. La ubicación de las secciones se puede ver en la figura 2.2.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

3.3 Hidrogeología

3.3.1 Modelo Hidrogeológico

Las unidades estratigráficas que integran el relleno de la Cuenca Norte, descrita por Bossi y Schipilov (1998); de Santa Ana y Ucha (1994); Ferrando y Andreis (1986); González y de Santa Ana (1998); Sprechmann et al. (1981), han sido agrupadas en este estudio en cuatro unidades hidrogeológicas de extensión regional, con base a las propiedades físicas e hidráulicas de las rocas, que son las siguientes:

- 1) acuífero superior, constituido por sedimentos de edad Cretácico Superior, así como los primeros 200 m de los derrames basálticos (Cretácico Inferior)
- 2) acuitardo superior, constituido por el sector no alterado de los basaltos (Cretácico Inferior)
- 3) acuífero inferior (Guaraní), constituido por rocas sedimentarias de edad triásico-jurásica
- 4) acuitardo inferior, constituido por rocas sedimentarias de edad devónica a pérmica
- 5) basamento, constituido por rocas precámbricas

Esto se muestra en la figura 3.30.

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

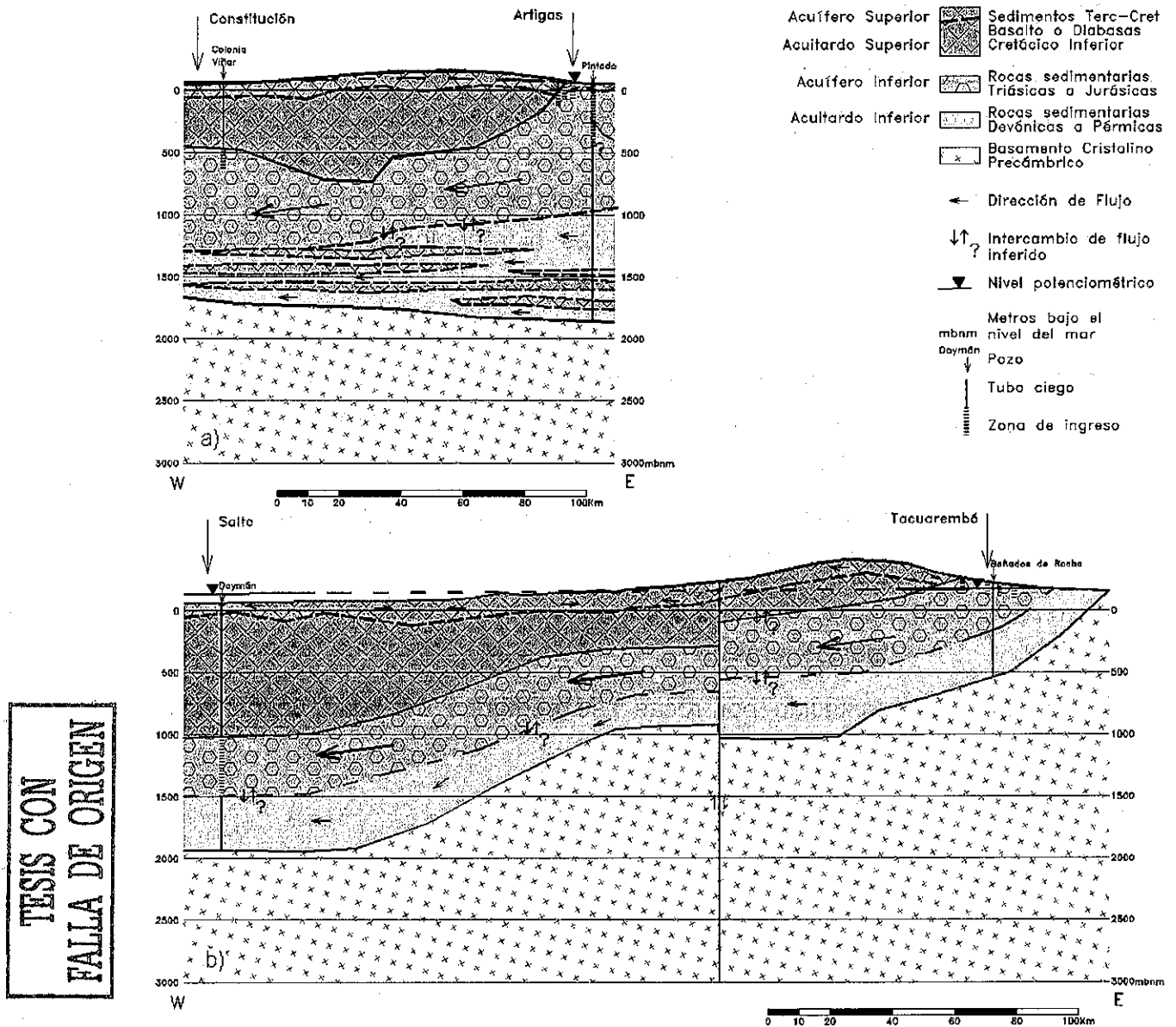


Figura 3.30.- Secciones hidrogeológicas representativas del modelo principal de flujo en dirección E-W. a) HG1, Artigas-Constitución. b) HG2, Tacuarembó-Salto. La dirección de flujo se obtuvo de la piezometría, indicado en 3.3.4. Su ubicación se indica en la figura 2.2.

3.3.2 Características hidrogeológicas de la litología existente en el área de estudio

El material geológico incluido en las formaciones terciarias y cretácico-superiores que ocupan un pequeño sector en superficie al suroeste del área de estudio, presentan estratos hidráulicamente comunicados, que permiten que con perforaciones de 100 m, en ocasiones obtener caudales superiores a los 100 m³/h,

pero que generalmente no superan los 30 m³/h. Estos sedimentos conjuntamente con los primeros 200 m de basaltos forman un acuífero libre de comportamiento hidrogeológico heterogéneo, que a su vez se considera que está comunicado hidráulicamente con el acuitardo superior.

Donde este acuífero superior se compone de rocas basálticas, los caudales obtenidos varían entre 20 y 40 m³/h, y en ocasiones superan los 100 m³/h. No existen estudios que permitan conocer su continuidad hidráulica espacialmente, pero es de suponerse que esa continuidad exista. El agua subterránea aportada por este acuífero abastece pequeñas poblaciones, generalmente a partir de perforaciones de menos de 50 m, obteniéndose caudales superiores a 10 m³/h únicamente en sectores de alteración y fisuramiento del basalto.

Las descripciones litológicas de perforaciones profundas muestran que conforme se profundiza, los derrames están menos alterados. Esto permite pensar que sus posibilidades de funcionar como acuífero disminuyen en profundidad.

Hasta el momento se desconocen las relaciones hidráulicas de toda esta unidad con las rocas subyacentes, pero de acuerdo con el modelo hidrogeológico propuesto se interpreta que este gran espesor de rocas basálticas, en la parte centro y oeste donde existen perforaciones termales (50 °C), surgentes y con un gradiente hidráulico vertical muy grande (hasta 8 %), fungen como litología confinante, y hacia el este conectados hidráulicamente con los materiales subyacentes. Por ello, en este estudio se considera que hidrogeológicamente los basaltos constituyen un acuitardo.

Las rocas sedimentarias de edad triásico-jurásico que subyacen a los derrames basálticos y sobreyacen a las rocas pérmicas han sido definidas como el Sistema Acuífero Guaraní (Araujo et al., 1995), pero al considerar las relaciones estratigráficas y estructurales de estas rocas dentro del relleno de la Cuenca Norte, así como sus relaciones hidráulicas con las rocas situadas arriba y por debajo de ellas, en este trabajo se le denomina acuífero profundo (acuífero Guaraní). Es un acuífero granular de escala regional, cuya productividad brinda caudales de agua muy importantes (100 a 500 m³/h).

Desde el punto de vista hidrogeológico este acuífero es confinado en la porción centro y oeste del área estudiada pasando a condiciones libres hacia el este, donde ocupa una faja norte-sur de aproximadamente 35 km de ancho, donde se estima que las areniscas que constituyen la parte libre del acuífero tienen 5,600

km², y 44,000 km² debajo de los derrames basálticos. Aquellas rocas, portadoras de agua dulce, presentan su mayor espesor (> 1,000 m; González y de Santa Ana, 1998) en el noroeste del área de estudio y conforman el acuífero de mayor potencial de la cuenca, pudiendo obtenerse caudales superiores a 400 m³/h. de Santa Ana y Ucha (1994), le asigna una porosidad media del 20 al 30%.

En el sector oeste, las perforaciones extraen el agua de entre 800 a 1,400 m de profundidad, obteniendo el agua de todas estas formaciones triásico-jurásicas, lo que impide caracterizar hidráulica e hidroquímicamente el agua aportada por cada formación geológica. Estas perforaciones en su mayor parte obtienen el agua sin bombeo, dado que en gran parte de esta zona se presenta artesianismo, obteniéndose caudales de entre 20 a 500 m³/h, lo cual es dependiente de la presión existente a pozo cerrado. A su vez, el agua obtenida presenta una temperatura de entre 37 y 50 °C.

El agua obtenida en el sector noreste y este del área de estudio de las formaciones superiores del paquete sedimentario triásico-jurásico presenta una temperatura baja, variando en menos de dos grados respecto de la temperatura media anual (20 °C).

Los valores de transmisividad hidráulica, se ubican entre 200 y 1,000 m²/día, mientras que el coeficiente de almacenamiento se ubica en torno a $1 \cdot 10^{-4}$. A partir de la interpretación de tres pruebas de recuperación de niveles piezométricos y un ensayo de bombeo en perforaciones del área oeste (inéditas), se cree que el acuífero profundo (Gurani) presenta un comportamiento semiconfinado.

Se considera que el flujo es de este a oeste, y estimándose que la zona de descarga natural se ubica en Argentina.

La parte superior de las rocas que conforman el acuífero profundo (triásico-jurásicas) pertenecen a la Formación Rivera, son las que presentan mayor transmisividad hidráulica, estimándose entre 140 y 300 m²/día, (Montaño et al., 1998, y Pessi y Hardy, 1998). La información hidrogeológica de esta formación se restringe a la parte noreste y este del área de estudio.

A partir de un ensayo de bombeo de 36 horas en una perforación de 70 m en la ciudad de Rivera, Pessi y Hardy (1998) le asignan un comportamiento de acuífero semiconfinado, con un factor de goteo de 440 m y un coeficiente de almacenamiento de $2.5 \cdot 10^{-4}$, al cual Montaño et al. (1998) le asignan un valor de $1 \cdot 10^{-3}$.

En función de los parámetros hidráulicos obtenidos, Pessi y Hardy (1998) estiman que pueden obtenerse de este acuífero un caudal de hasta 120 m³/h.

La Formación Tacuarembó, es la que tiene mayor espesor, pudiendo alcanzar en el sector noroeste más de 500 m, pero presenta baja productividad de agua dado que los valores de transmisividad hidráulica calculados en la ciudad de Artigas y Rivera, varían entre 25 y 70 m²/día (Pessi y Hardy, 1998, Pérez et al., 2000; Montañó et al., 1998). El primero de éstos reporta que el coeficiente de almacenamiento puede variar entre $0.5 \cdot 10^{-3}$ y $1.5 \cdot 10^{-3}$, mientras que el caudal erogado debe superar los 35 m³/h.

Debido a que en el oeste del área de estudio las perforaciones explotadas captan agua de la mayor parte de las formaciones triásico-jurásicas atravesadas, sólo se conoce información hidrogeológica de esta formación en el noreste y este del área de estudio, donde estas areniscas se encuentran aflorando o debajo de una delgada capa de basalto.

Debajo de estas areniscas, se ubican otras de mayor conductividad hidráulica incluidas en la Formación Cuchilla Ombú. Con un espesor de 30 a 50 m (Bossi y Schipilov, 1998), presentan mayores valores de porosidad y conductividad hidráulica dado que se estima presenta un comportamiento hidrogeológico similar a la Formación Rivera (Pessi y Hardy, 1998). López (1984) (citado en Pessi y Hardy, 1998) indica una porosidad de 20 % y una conductividad hidráulica de 4.6 m/día, para estas areniscas en el estado de San Pablo, Brasil.

Las rocas que componen la Formación Buena Vista presenta valores bajos de conductividad hidráulica. No se conocen en Uruguay valores de sus parámetros hidráulicos y características hidroquímicas debido a que las perforaciones que extraen agua de esta formación también lo hacen de las superiores. Araujo et al. (1995), (referido por Bossi y Schipilov, 1998) indican, a partir de resultados obtenidos en Brasil, que esta formación presenta una porosidad de $10 \pm 4\%$, y una conductividad hidráulica de 1 ± 0.5 m/día.

Debajo del acuífero Guaraní (profundo) se ubican rocas de edad pérmica poco permeables. La parte superior de este paquete sedimentario se compone de rocas poco permeables considerada como un acuitardo de 300 m de espesor medio. Bossi y Schipilov (1998) indican que estas rocas tienen una porosidad de 0.17 m/día en la perforación Quebracho. La parte inferior de este paquete sedimentario se compone de rocas (incluidas en las Formaciones San Gregorio y Tres Islas)

que contienen un acuífero de mucha menor productividad que el acuífero Guaraní, de 200 m de espesor medio, saturado generalmente de agua salina. Las perforaciones Almirón y Paso Ullestie ubicadas a menos de 30 kilómetros al sur del límite del área de estudio, y presentan artesianismo. El agua en la perforación Almirón tiene una temperatura de 34 °C, desconociéndose en la restante. Bossi y Schipilov (1998), indican que las areniscas correspondientes a dichas formaciones geológicas presentan una conductividad hidráulica de 0.5 en la perforación Almirón y 0.05 m/día en el pozo Paso Ullestie, con un caudal de 52 m³/h para la primera y menos de 10 m³/h para la segunda. de Santa Ana y Ucha (1994), indican que la Formación San Gregorio presenta una porosidad de entre el 18 y el 25%, mientras que a la Formación Tres Islas se le asigna una porosidad de entre 12 a 18%.

A su vez, estas rocas en alguna zona sobreyacen rocas sedimentarias muy finas de edad devónica que se estima presentan muy baja conductividad hidráulica.

Finalmente el basamento hidrogeológico lo constituye el basamento cristalino, que a su vez, es la base de la cuenca, integrado como ya se dijo por rocas Precámbricas, principalmente graníticas y metamórficas (gneises y granitoides).

3.3.3 Consideraciones hidrogeológicas del esquema geológico-geofísico obtenido

Las interpretaciones realizadas confirman la suposición de la existencia de continuidad de las rocas sedimentarias que subyacen a los derrames basálticos. Este aspecto es muy importante desde el punto de vista hidrogeológico, pues apoya la hipótesis de que existe un flujo subterráneo de este a oeste contenido dentro de las areniscas triásico-jurásicas, incluidas dentro de dicho paquete sedimentario.

A su vez, el esquema geológico estructural obtenido permite evaluar el desplazamiento vertical de las fallas, elemento de mucha importancia para el movimiento subterráneo del agua.

Debido a procesos de fallamiento generalmente se provoca discontinuidad entre estratos hidráulicamente conductores y también es factible de producir efectos de alteración mineral en su entorno, lo cual genera alteraciones en el sistema de flujo. Por tanto, las consideraciones aquí realizadas no pretenden definir si existe

alteración o no del flujo subterráneo por efectos del fallamiento, sino identificar los sectores de mayor problemática o afectación.

En ciertos casos se presentan desplazamientos verticales próximos a la potencia del acuífero. Esto es particularmente importante en ciertos sectores de la falla F2 donde el desplazamiento puede superar el espesor saturado, pudiendo funcionar como una barrera impermeable, pudiendo generar dos sistemas de flujo diferenciables, uno al norte, y otro al sur. Este hecho no puede ser confirmado dado que se carece de información exacta del espesor saturado en las cercanías de las fallas, pero se detectan dos sectores donde esto puede suceder. El primero se ubica en el tramo entre las secciones C y D, (las cuales limitan un alto gravimétrico), sector donde el desplazamiento vertical es de aproximadamente 300 m al este y hasta casi 700 m al oeste. En las perforaciones más cercanas hacia el norte (Belén y Arapey), donde el espesor saturado puede ser próximo a 1,000 m mientras que hacia el sur (y bastante más alejada de ésta falla que las anteriores) se ubica la perforación de Daymán, la cual presenta un espesor de aproximadamente 500 m. El segundo sector se ubica sobre un alto del basamento cercano al cruce de las secciones A y F, donde el espesor de cuenca es próximo a 300 m, y el espesor de rocas sedimentarias subyacentes es inferior a 150 m. Esto no sólo acota las posibilidades de presencia de las rocas más permeables en esta área (dado que son parte de las rocas sedimentarias ubicadas entre el basamento y el basalto), sino que se encuentra limitada por fallas cuyo desplazamiento es superior a dicho espesor.

Este efecto es de difícil detección por información piezométrica debido a que las líneas de flujo planteadas presentan un bajo ángulo respecto de la dirección de esta falla (F2).

Existen otras fallas donde el desplazamiento vertical es importante, pero es menor que el espesor del acuífero. El fallamiento (F1) presenta un desplazamiento total que puede superar el espesor del acuífero en su cercanía. Aparentemente este desplazamiento corresponde a varias fallas escalonadas, lo que no permite afirmar la existencia de una desconexión hidráulica.

En el sector norte, donde se presentan los mayores espesores del acuífero Guaraní (profundo), se presentan fallas pero de menor desplazamiento vertical que las anteriores, lo que hace suponer que este efecto presente poca relevancia.

En este mismo sector se detecta la presencia de diabasas, las que no se evaluaron en la inversión gravimétrica, debido a que son de poca importancia para el estudio hidrogeológico dado que generalmente se ubican por debajo del acuífero Guaraní.

3.3.4 Piezometría regional

Únicamente existen pozos para extracción de agua subterránea en las partes este, noreste y oeste de la zona de estudio. La densidad de perforaciones es mayor en las dos primeras, allá existen más de doscientas en 10,000 km², mientras que en la restante existen sólo nueve en 5,000 km². Además, éstas zonas se encuentran separadas entre sí por una distancia que varía entre 100 y 200 km, evidenciando que existe una extensa superficie carente de información del nivel potenciométrico.

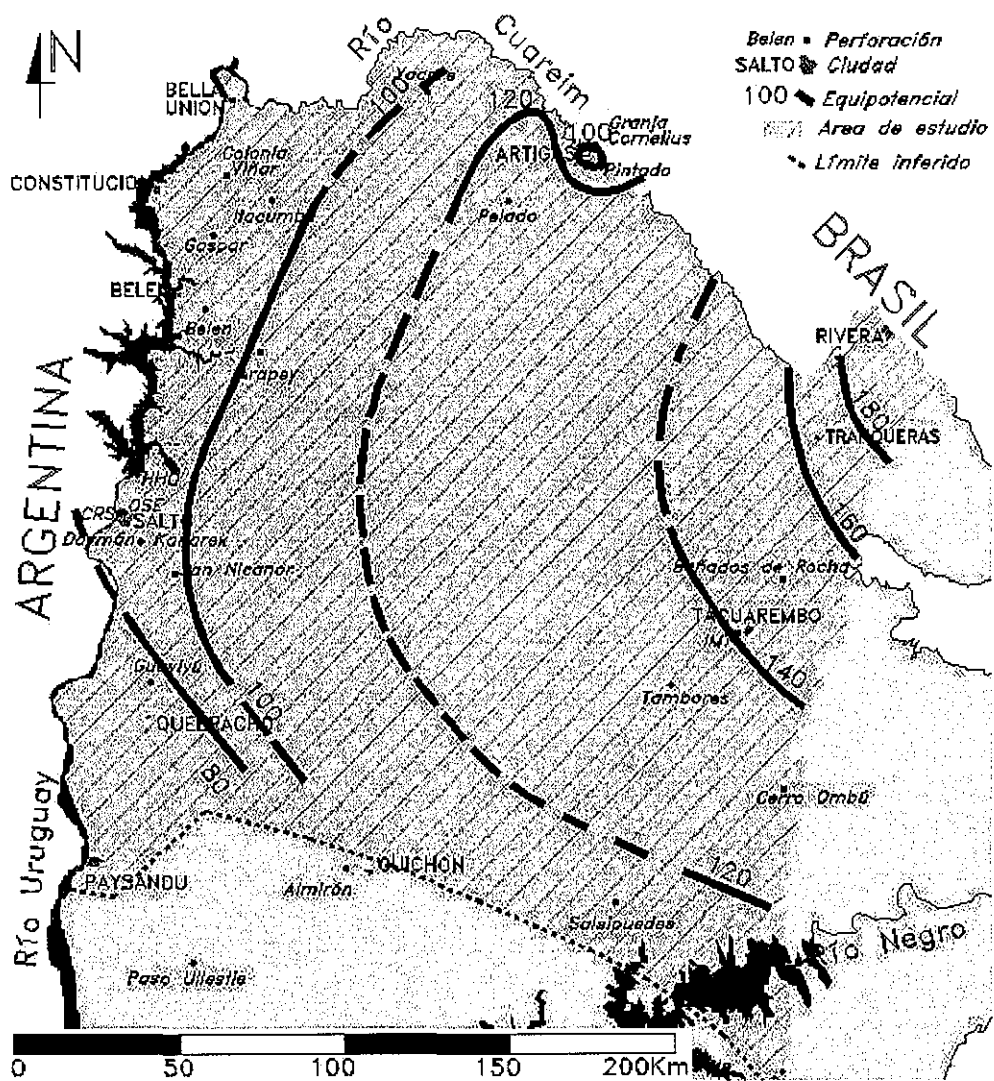
Para 1988, la información piezométrica reportada por Montañó y Carrión (1990), define un gradiente hidráulico de $7 \cdot 10^{-4}$ para la zona este (libre), mientras que para el área donde el medio poroso se ubica bajo los derrames basálticos (centro y oeste) el gradiente disminuye a $2 \cdot 10^{-4}$ al norte y $6 \cdot 10^{-4}$ al sur.

Ensayos de recuperación de niveles en las perforaciones de la zona oeste, realizados en los años 1999 (de los Santos, 1999), 2001 y 2002 (personales, sin publicar) indican que es necesario varias semanas para alcanzar una estabilización del nivel potenciométrico, y debido a que no es posible parar la extracción de agua en los centros turísticos allí ubicados, esto impide conocer el nivel estático actual. La información obtenida en dichos ensayos de recuperación de niveles piezométricos indica que los valores potenciométricos reportado por Montañó y Carrión (1990) para dicha zona, de 50 a 90 msnm, son inferiores a los originales en cada perforación indicados por de los Santos (1999), en el entorno de 100 msnm, y los alcanzados en dichos ensayos de recuperación, 75 a 100 msnm. A su vez, la tendencia de evolución de presión alcanzada en dichos ensayos es coherente con los niveles originales de cada perforación termal; por esta razón se utiliza la información aportada por dicho autor.

Los niveles piezométricos obtenidos (referidas al nivel medio del mar) se indican en la figura 3.31, a partir de los cuales se define un gradiente hidráulico medio de este a oeste de entre $2 \cdot 10^{-4}$ y $4 \cdot 10^{-4}$.

En ningún caso se realizaron correcciones por temperatura, densidad y profundidad de la perforación, factor que puede introducir errores en aquellas perforaciones ubicadas en zona oeste del área de estudio, dado que presentan temperaturas de hasta 50 °C y columnas de agua de más de 1,000 m. Ello no cambiará la dirección del gradiente hidráulico dado que los valores medidos y corregidos presentarían diferencias menores a 10 m.

El mapa potenciométrico obtenido indica que el sentido del flujo es mayormente de este a oeste, ubicándose en la zona este los mayores niveles hidráulicos y la definen como una zona de recarga, mientras que la zona oeste corresponde a una zona de tránsito o descarga por extracción.



TESIS CON
 FALTA DE ORIGEN

Figura 3.31.- Nivel potenciométrico del acuífero Guaraní (profundo) expresado en metros sobre el nivel medio del mar. Se indican las perforaciones de mayor profundidad existentes en el área.

A su vez, Pérez et al. (2000), indican que el sector de la ciudad de Artigas (noreste del área de estudio) es una zona de descarga, pero la piezometría obtenida indica que la descarga corresponde a un flujo regional de acuerdo a los sistemas de flujo planteados por Toth (1963).

En la piezometría se observa un gradiente hidráulico entre las perforaciones de Guaviyú y Daymán (al sur y norte del sistema de fallas F1 respectivamente), muy superior al existente (casi nulo) al norte de F1. Esto puede indicar que la discontinuidad con escalonamiento existente en F1 (que presenta desplazamientos verticales totales superiores al espesor saturado), puede funcionar como una barrera al flujo produciendo una discontinuidad hidráulica entre ambos lados.

3.4 Hidrogeoquímica

3.4.1 Hidroquímica

Para el estudio hidroquímico del área en cuestión se utilizan los resultados obtenidos durante esta investigación, así como la información publicada por (Montaño et al., 1998, y Pérez et al., 2000); y un análisis realizado a la perforación Belén por parte de ANCAP. A continuación se presenta la información hidroquímica utilizada, y en los anexos se encuentra el total de resultados hidroquímicos obtenidos.

Resultados químicos de trabajos antecedentes

Pozo o sitio	Litología productora	Sector	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁼	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	NO ₃ ⁻	F ⁻	Error (%)
410 (G. Cornel.)	Ar. Tri-Jur	noreste	6.61	43.0	1.6	32.8	8.6	229.4	0.0	7.0	6.1	3.2	0.20	1.31
1.4.001	Ar. Tri-Jur	noreste	6.6	15.0	1.9	48.2	11.4	229.4	0.0	5.0		1.5	0.20	1.37
1.4.002 (Art 02)	Ar. Tri-Jur	noreste	6.5	11.0	2.6	36.8	8.9	190.3	0.0	1.0		1.5	0.20	-1.09
1.4.003 (Art 03)	Ar. Tri-Jur	noreste	6.65	19.0	2.4	44.0	9.8	222.0	0.0	1.0			0.20	2.80
1.4.004	Ar. Tri-Jur	noreste	6.28	12.0	3.7	31.2	13.3	168.4	0.0	3.0		9.7	0.20	4.09
1.4.011	Ar. Tri-Jur	noreste	5.76	6.0	2.1	13.4	2.9	65.9	0.0	1.0			0.20	4.42
1.4.016	Ar. Tri-Jur	noreste	7.4	10.0	2.2	37.6	9.2	180.6	0.0	5.0		4.0	0.30	-0.89
C. Ejido	Ar. Tri-Jur	noreste	5.9	8.0	1.4	19.3	3.3	63.4	0.0	1.0		1.7		19.28
Pintado	Ar. Tri-Jur	noreste	6.46	8.0	2.2	15.7	5.1	118.1	0.0	1.0				-9.97
Artigas II	Ar. Tri-Jur	noreste	6.74	21.0	2.0	37.6	8.3	195.2	0.0	2.0		0.8		3.76
Laguna		noreste	6.12	2.0	0.9	2.9	1.4	17.1	0.0	1.0				9.11
R. Cuareim		noreste	6.49	7.0	2.6	9.0	3.5	46.4	0.0	2.0				15.17
Lluvia		noreste	7.12	1.1	1.1	4.3	1.0	29.3	0.0	2.0		1.3		-19.83

Tabla 3.2.- Resultados químicos obtenidos por Pérez et al. (2000); utilizados para el trabajo hidroquímico. Concentraciones en mg/l.

Pozo	Litología productora	Sector	Fecha de muestreo	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁼	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	F ⁻	NO ₃ ⁻	Error (%)
Arapey	Ar. Tri-Jur	oeste	pre 1985	72.0	5.0	21.0	11.6	256.2	0.0	17.1	13.1		0.0	3.02
Arapey	Ar. Tri-Jur	oeste	1985	74.0	6.0	24.4	9.1	250.0		18.0	10.7		12.5	2.98
Arapey	Ar. Tri-Jur	oeste	1997	98.0	6.3	19.0	10.0	175.0	49.0	33.0	20	0.20	0.1	10.37
Daymán	Ar. Tri-Jur	oeste	1985	268.0	0.9	1.6	4.6	442.0		80.4	65.1	1.60	3.8	4.86
Daymán	Ar. Tri-Jur	oeste	1985-1997	140.0	2.0	7.0	2.0	295.2	0.0	32.6	27.7	0.00	0	2.46
Daymán	Ar. Tri-Jur	oeste	1997	205.0	3.7	5.2	1.5	200.0	58.0	44.0	48.5	0.60	0.1	18.12
Guaviyú	Ar. Tri-Jur	oeste	?	245.0	1.7	1.8	0.4	302.0	88.0	81.0	70	0.30	0.1	3.21

Tabla 3.3.- Resultados químicos obtenidos por Montaño et al. (1998); utilizados para el trabajo hidroquímico. Concentraciones en mg/l.

Resultados químicos del primer muestreo hidroquímico

N°	Pozo	Litología productora	Sector	Coordenadas UTM		pH	Temp (°C)	Cond. (µs/cm)	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	NO ₃ ⁻	Fe	Li	Al	Si	Error (%)
				X (m)	Y (m)																	
1	Daymán	Aren. Tri-Jur	oeste	299598	6518527	8.17	45.5	1190	178.9	2.5	5.8	2.2	360.0	0.0	54.0	50.84		0.010	0.016	0.013	15.3	-1.27
2	San Nicanor	Aren. Tri-Jur	oeste	309944	6509072	8.18	43.6	1110	158.9	2.4	5.7	2.2	349.2	0.0	54.0	48.66		0.010	0.015	0.006	15.1	-5.47
3	Guaviyú	Aren. Tri-Jur	oeste	302474	6476050	8.86	39.2	1640	271.9	1.0	1.8	0.4	522.0	0.0	132.0	86.55		0.006	0.040	0.017	16.2	-8.34
4	K-Basalto	Bas. Cret-Inf	oeste	299946	6518660	8.99	22.3	737	170.9	0.9	1.6	0.2	288.0	17.7	74.0	40.80		0.006	0.005	0.005	27.3	-1.19
5	HHQ	Aren. Tri-Jur	oeste	286373	6538630	8.06	41.3	1270	179.9	3.4	8.2	3.7	320.4	0.0	108.0	14.40		0.012	0.029	0.004	15.5	-0.04
6	Arapey	Aren. Tri-Jur	oeste	335861	6575621	7.86	38.4	700	75.9	6.3	37.0	11.7	313.2	0.0	23.0	76.90		ND	0.041	0.004	11.8	-8.27
7	Pintado	Aren. Tri-Jur	noreste	439396	6631058	7.57	21.1	198	15.0	2.1	56.9	7.8	210.6	0.0	3.8	ND		ND	0.010	0.007	19.5	7.94
8	Tranqueras	Aren. Tri-Jur	este	502997	6550140	5.70	20.4	163	6.2	2.7	11.1	4.4	14.4	0.0	16.0	3.10	8.7	0.022	0.005	0.005	16.3	16.51
9	Rivera	Aren. Tri-Jur	este	526500	6583000	5.95	18.7	302	4.9	6.7	35.9	12.0	14.4	0.0	36.0	2.97		ND	0.005	0.011	14.1	41.33
10	R. Cantera	Aren. Tri-Jur	este	525280	6580715	5.69	20.3	472	8.1	5.2	69.0	19.1	57.6	0.0	45.0	5.88		ND	0.006	0.000	19.7	40.38
11	As. Morales	Aren. Tri-Jur	este	512594	6541013	6.25	18.1	120	7.0	3.7	9.3	2.6	25.2	0.0	20.0	6.08		0.025	0.004	0.027	6.2	-1.16
12	IMT	Aren. Tri-Jur	este	478484	6489251	6.25	18.2	108	7.2	3.0	7.8	3.2	38.9	0.0	11.0	2.50		0.015	0.004	0.005	20.5	1.35
13	C. Viñar	Aren. Tri-Jur	oeste	325615	6628930	8.10	35.1		107.1	23.5	4.0	2.4	256.3	0.0	35.5	23.05		0.039	0.022	0.084	9.0	-0.18
14	Ose Salto	Aren. Tri-Jur	oeste	294349	6527489	8.12	48.3	1610	209.9	2.9	9.3	2.8	349.2	0.0	140.0	95.70		0.015	0.022	0.009	16.6	-8.41
15	Artigas 02	Aren. Tri-Jur	noreste	434917	6637142	7.45	22.1	294	9.7	1.6	56.7	9.1	201.6	0.0	2.5	ND		ND	0.008	0.005	28.7	8.79
16	Artigas 03	Aren. Tri-Jur	noreste	435878	6635453	7.67	21.6	340	14.7	1.5	63.2	9.0	241.2	0.0	3.0	1.99		ND	0.009	0.002	27.7	5.46
17	C. Corralito	Aren. Tri-Jur	noreste	437000	6636500	7.87	22.4	416	47.0	1.6	43.6	7.0	232.2	0.0	12.0	10.35		ND	0.010	0.012	14.4	5.00

Tabla 3.4.- Resultados de los análisis químicos del primer muestreo hidroquímico. Concentraciones en mg/l. Su ubicación se ve en la figura 2.4.

Resultados químicos del segundo muestreo hidroquímico

Nº	Pozo	Litología productora	Sector	Coordenadas UTM		pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	Fe	Li	Al	Si	Error (%)
				X (m)	Y (m)														
1	Daymán	Aren. Tri-Jur	oeste	299598	6518527	8.2	169.9	2.6	7.2	2.1	351.4	0.00	62.0	165.2	0.013	0.012	0.010	10.6	-12.73
2	San Nicanor	Aren. Tri-Jur	oeste	309944	6509072	8.2	160.9	2.4	6.5	2.1	360.0	0.00	44.3	156.3	0.015	0.011	0.008	9.8	-10.62
3	Guaviyú	Aren. Tri-Jur	oeste	302474	6476050	8.9	283.9	1.1	2.2	0.4	515.5	0.00	106.4	211.3	0.017	0.026	0.018	10.5	-8.99
4	K-Basalto	Bas. Cret-Inf	oeste	299946	6518860	9.0	159.9	0.9	1.8	0.3	365.8	0.00	44.3	91.3	0.026	0.003	0.035	19.6	-8.35
5	H H Q	Aren. Tri-Jur	oeste	286373	6538630	8.1	198.9	3.4	10.0	3.3	328.3	0.00	97.5	248.2	0.035	0.018	0.007	10.2	-10.22
6	Arapey	Aren. Tri-Jur	oeste	335861	6575621	7.9	81.0	6.5	26.8	10.5	302.4	0.00	17.7	152.8	0.065	0.026	0.006	8.7	-2.80
7	Pintado	Aren. Tri-Jur	noreste	439396	6631058	7.6	12.8	2.1	41.9	7.3	198.7	0.00	17.7	51.3	0.090	0.006	0.007	13.1	-9.86
8	Tranqueras	Aren. Tri-Jur	este	502997	6550140	5.7	6.5	2.8	13.3	4.3	20.2	0.00	17.7	79.7	0.044	0.004	0.009	10.7	10.70
9	Rivera	Aren. Tri-Jur	este	526500	6583000	6.0	4.0	2.6	26.8	4.9	89.3	0.00	17.7	89.4	0.074	0.003	0.023	15.8	-7.74
10	R. Cantera	Aren. Tri-Jur	este	525280	6580715	5.7	9.7	4.5	51.5	18.5	74.9	0.00	62.0	225.9	0.110	0.004	0.008	15.3	13.31
11	As. Morales	Aren. Tri-Jur	este	512594	6541013	6.3	2.1	1.2	4.8	1.2	28.8	0.00	8.9	84.5	0.040	0.002	0.020	4.6	-37.26
12	IMT	Aren. Tri-Jur	este	478484	6489251	6.3	9.7	3.2	10.4	3.4	37.0	0.00	17.7	106.4	0.028	0.003	0.018	13.7	-5.69
13	C. Viñar	Aren. Tri-Jur	oeste	325615	6628930	8.1	120.9	3.5	5.1	0.8	287.0	0.00	35.5	5.1	0.039	0.022	0.084	9.0	-10.14
18	Kanarek	Aren. Tri-Jur	oeste	299940	6518620	8.2	146.9	2.6	7.3	2.1	342.7	0.00	53.2	38.4	0.014	0.009	0.018	10.3	-8.04
19	C. R. Saito	Aren. Tri-Jur	oeste	293100	6527500	8.1	279.9	3.3	11.7	2.8	357.1	0.00	203.9	223.4	0.031	0.013	0.011	11.4	-9.15
20	Almirón	Aren. Tri-Jur	sur	361723	6419773		2,099.0	5.5	260.0	6.8	34.6	0.00	3,589.6	191.4	0.683	0.243	0.018	7.4	-1.80

Tabla 3.5.- Resultados de los análisis químicos del segundo muestreo hidroquímico. Concentraciones en mg/l. Su ubicación se ve en la figura 2.4.

3.4.1.1 Evaluación de la calidad de los análisis

El balance iónico de los análisis realizados a las muestras del primer muestreo hidroquímico, muestra que 14 de ellas presentan un error inferior al 10 % (Tabla 3.4).

Los análisis correspondientes a la 2ª campaña de muestreo hidroquímico tienen un error medio de 10.46 % (Tabla 3.5). Se observa una mayor concentración de aniones que de cationes, exceptuando las perforaciones ubicadas en la ciudad de Rivera. Los contenidos de cationes y carbonatos, bicarbonatos y cloruros son muy parecidos a los aportados por Montañó et al. (1998), Pérez et al. (2000) y con aquellos de la primer campaña aquí realizada (Tablas 3.2 a 3.5), mientras que la concentración de sulfatos presenta valores de hasta 12 veces superiores. lo que hace suponer que los sulfatos fueron sobreestimados.

Por lo aquí expuesto, se considera que los sulfatos fueron sobrestimados, pero igualmente se cree de utilidad la información aportada por esta última campaña de muestreo.

De los 13 análisis químicos reportados por Pérez et al. (2000), 10 corresponden a agua de pozos para abastecimiento público en la ciudad de Artigas, una de una laguna, otra del Río Cuareim y la restante de lluvia. Diez de estos análisis presentan un error medio de 3.9 %, mientras que los tres restantes presentan un error mayor al 10 %. Se observa que la lluvia presenta el doble de concentración de cloruros que algunas muestras analizadas de agua subterránea, lo que indica que puede existir error en la determinación de este elemento.

Montañó et al. (1998), presentan siete análisis de agua de tres pozos termales en diferentes períodos de tiempo (las cuales se ubican al oeste del área de estudio). De ellos sólo cinco presentan un error menor al 10 % (medio de 3.3 %).

En la perforación Belén actualmente cerrada, se tomaron muestras de agua por parte de ANCAP a períodos regulares durante un ensayo de bombeo. Esta información, la única disponible de la perforación, presenta un error medio de 20 %, por lo que estos son utilizados con reservas.

3.4.1.2 Representatividad de muestras obtenidas en la ciudad de Artigas

Al comparar los resultados del muestreo de cuatro perforaciones en la ciudad de Artigas también incluidas en el trabajo de Pérez et al. (2000), se observa gran similitud química entre ellos.

A su vez, las perforaciones elegidas son representativas del total de perforaciones analizadas en dicho trabajo, dado que la perforación Granja Cornelius (profundidad > 400 m), tiene características hidroquímicas algo diferentes del resto, presentando mayor pH, concentración de Na, Cl y sólidos totales disueltos. Las tres restantes (dos someras y Pintado profunda > 400 m) presentan pequeñas diferencias químicas respecto al grupo de perforaciones de poca profundidad muestreadas en dicho trabajo, lo cual desde el punto de vista regional, pueden considerarse similares.

3.4.1.3 Análisis regional

A partir de la información hidroquímica existente se realizaron diagramas de Piper y de Stiff, así como gráficos Cl vs Na, Cl vs conductividad eléctrica, Cl vs pH, Ca vs Na, conductividad eléctrica vs temperatura y Na vs Li (Figuras 3.34 y 3.35). Al representar los contenidos de aniones y cationes en los diagramas de Piper para ambas campañas de muestreo (Figura 3.32) se infiere la existencia de tres facies hidroquímicas:

- a) aquellas ubicadas en el área este, donde afloran las rocas triásico-jurásicas,
- b) aquellas ubicadas en las cercanías de la ciudad de Artigas (NE),
- c) aquellas ubicadas en el sector oeste, donde se presenta termalismo

La primer facie de agua es de tipo clorurada cálcica (con pH ácido, 5 a 6), los cationes se presentan en el siguiente orden: Ca^{2+} , Na^+ y Mg^{2+} , y Cl^- , HCO_3^- y SO_4^{2-} . La segunda facie es de tipo bicarbonatada cálcica, con pH neutro o ligeramente alcalino (7.4 a 7.8). En este caso los aniones y cationes principales son, Ca^{2+} , Na^+ y Mg^{2+} , y HCO_3^- y Cl^- .

La tercer facie es de tipo bicarbonatada sódica, con pH de ligeramente alcalino a alcalino (7.8 a 9), determinado por los altos contenidos de Na^+ y Ca^{2+} , que junto con los HCO_3^- y Cl^- son los principales componentes del agua en esta zona.

A su vez, los datos químicos con el diagrama de Stiff (Figura 3.33) confirman esta sectorización, por la variación de su mineralización (creciente según el orden definido).

Se puede decir que la facie a), se ubica en el área de mayores valores piezométricos, mientras que los menores corresponden para el agua considerada dentro de la facie c). Esto significa que puede asociarse la primer facie a la zona

de recarga, la segunda a una zona intermedia, mientras que la tercera puede corresponder a un sector de flujo regional (o descarga por extracción).

El diagrama de Piper (Figura 3.32), muestra que los contenidos iónicos del agua de los pozos someros (Artigas 02 y 03) son próximos a las características químicas del agua de lluvia (que presenta un error de 20 % en el análisis) y a aquella que ha circulado a través de un basalto típico (Hem, 1985), lo que puede indicar que estos pozos captan agua de reciente infiltración y/o que ha circulado a través de basalto. Así mismo, la perforación Granja Cornelius se ubica algo desplazada de las restantes agrupadas en la facie b), en dirección de las perforaciones agrupadas en la facie c).

El gráfico que relaciona Cl vs Na (Figura 3.35) muestra un incremento de ambos elementos cuando mayor es el tránsito del agua en el acuífero, mostrando la mayor parte de las perforaciones en torno a una recta. Aquellas ubicadas en el área este presentan un incremento en Cl que puede alcanzar entre cinco y veinte veces la concentración obtenida en lluvia. Esta diferenciación también se observa en todos gráfico donde intervienen los cloruros.

Este incremento sugiere una posible influencia antrópica, aspecto que se ve reforzado por la indicación de presencia de nitratos en algunas de estas perforaciones indicado por Pessi y Hardy (1998), quien indica para la ciudad de Rivera, donde se encuentran en superficie las rocas triásico-jurásicas: *"La gran permeabilidad del acuífero sin protección de estratos arcillosos o basalto, convierten a esta zona en muy vulnerable a la contaminación superficial. Este hecho ha sido verificado en perforaciones con altos contenidos en nitratos, ubicadas dentro de la zona urbana o suburbana donde se carece de saneamiento."*

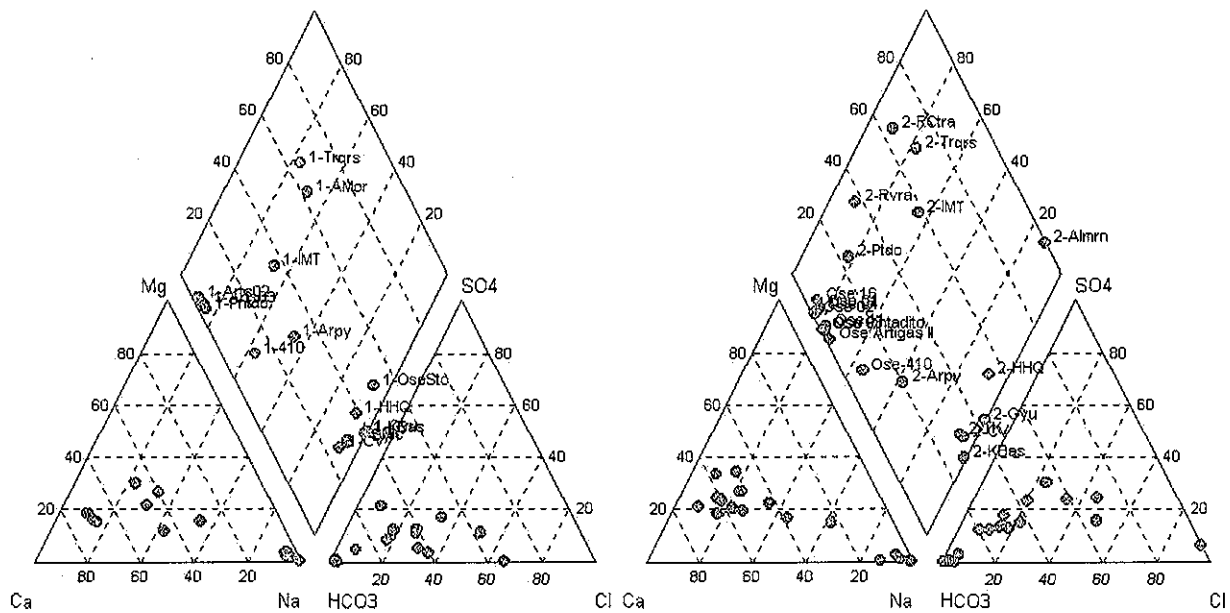


Figura 3.32.- Diagramas de Piper. a) Resultados de los análisis de la primera campaña hidroquímica; b) Resultados de los análisis de la segunda campaña hidroquímica, junto a la información publicada por Pérez et al. (2000).

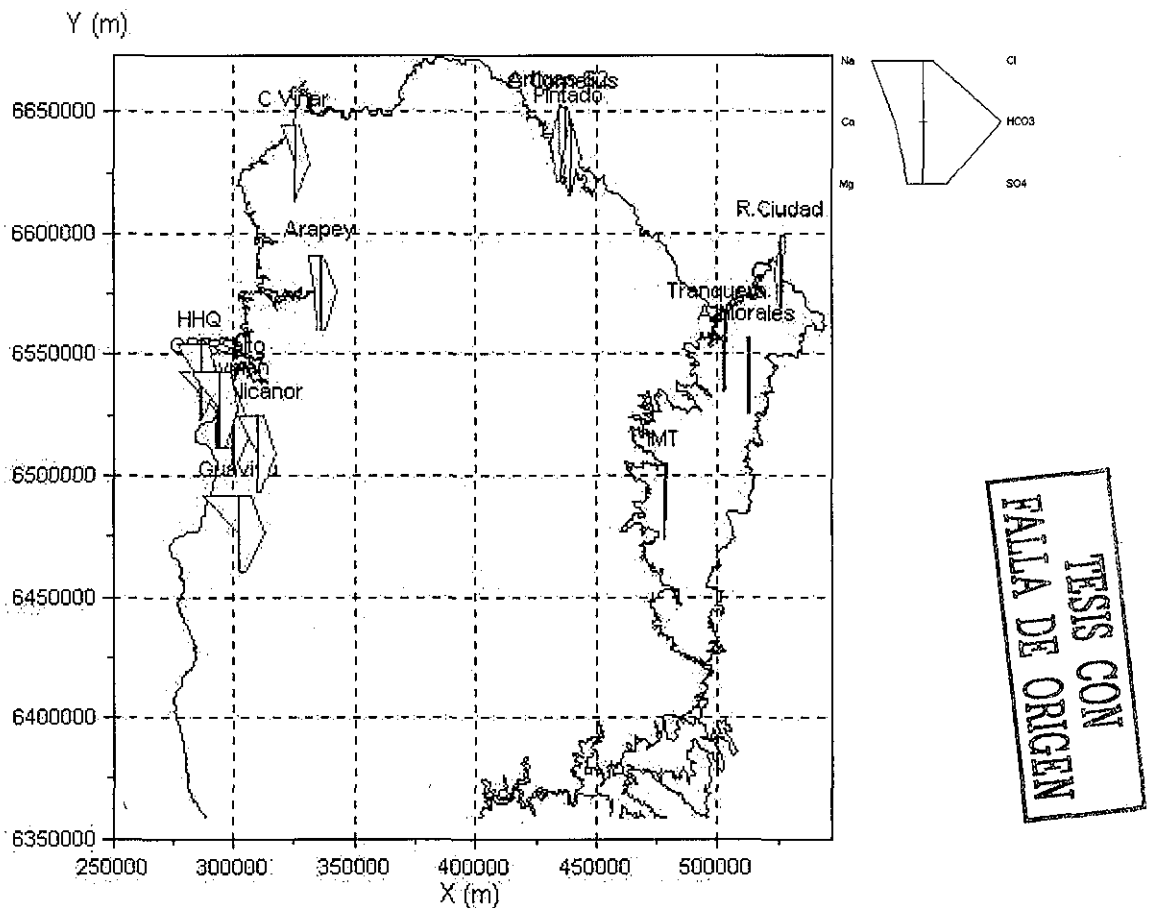


Figura 3.33.- Diagramas de Stiff correspondientes a los análisis de la primera campaña de muestreo, exceptuando los pozos Rivera ciudad y Tranqueras que corresponden a la segunda.

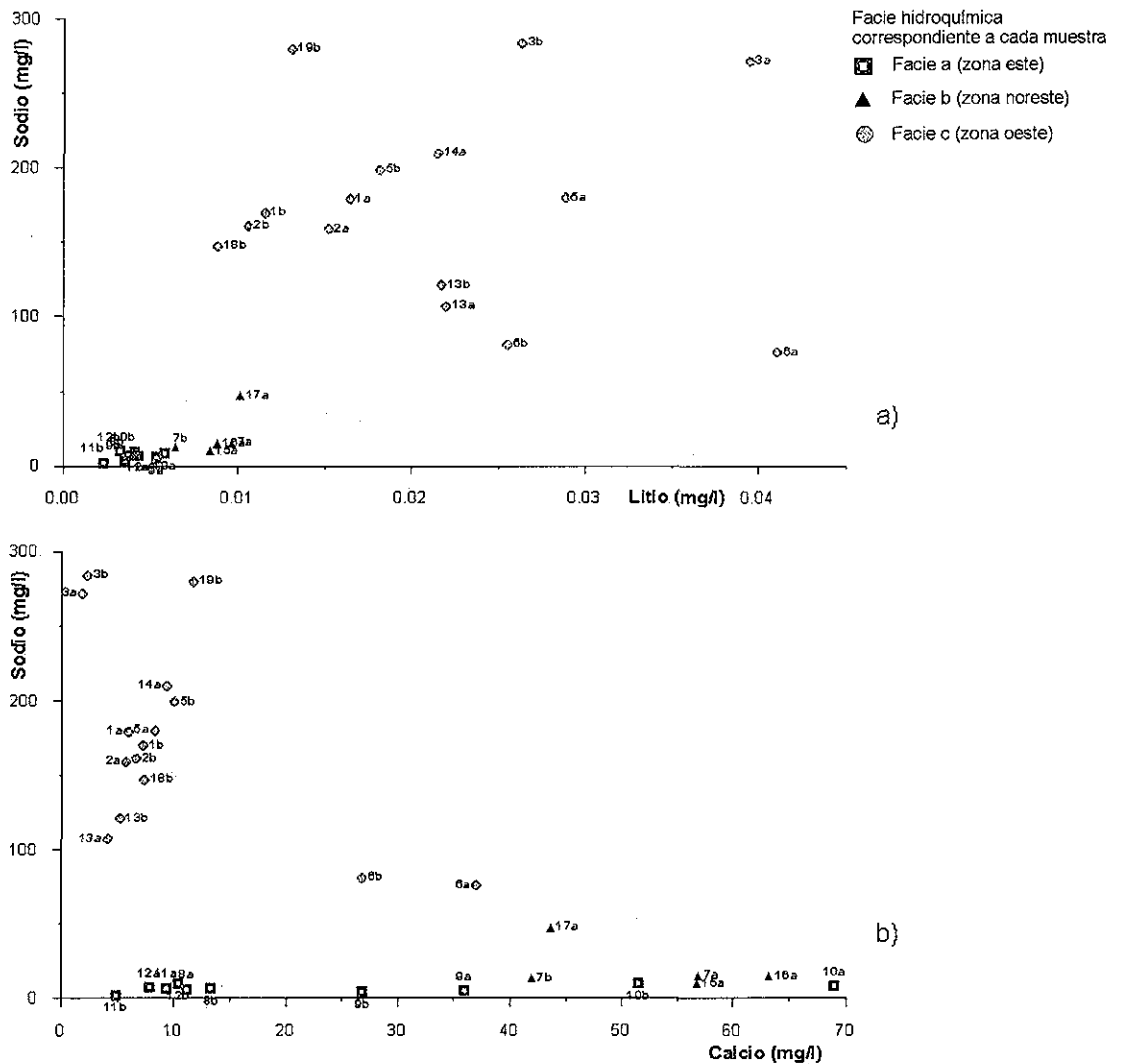


Figura 3.34.- Gráficos de concentración de especies, en el cual se indican la facie respectiva de cada muestra. a) Litio vs Sodio; b) Calcio vs Sodio. Observación: subíndices a y b corresponden a los resultados obtenidos en la primer y segunda campaña hidroquímica respectivamente.

A su vez, esta suposición no se corresponde con la baja concentración de sodio. En cambio, una mínima disolución de halita, así como calcita y/o dolomita (fuertemente subsaturadas en las muestras, $IS < -6$ para el primer mineral y < -2 para los dos últimos) asociado a un intercambio catiónico de calcio por sodio permite explicar la mayor parte de la concentración de Na, Cl, Ca y Mg.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

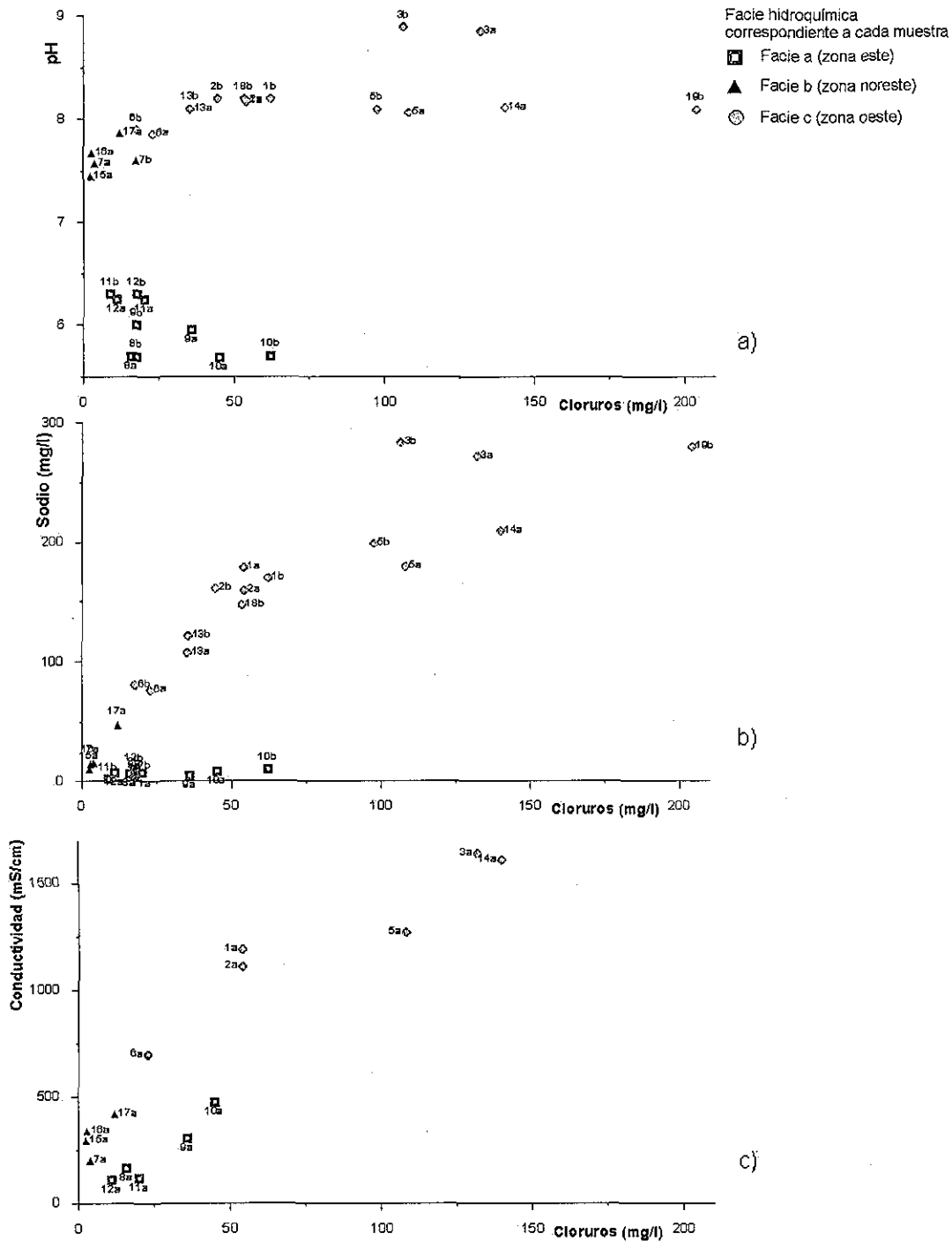


Figura 3.35.- Gráficos de concentración de especies, en el cual se indican la facie respectiva de cada muestra. a) Cloruros vs pH; b) Cloruros vs Sodio; c) Cloruros vs. conduct. eléctrica. Observación: subíndices a y b corresponden a los resultados obtenidos en la primer y segunda campaña hidroquímica respectivamente.

TESIS CON
 FALTA DE ORIGEN

Los bajos valores de pH son debidos a la baja mineralización y capacidad amortiguadora de los suelos en esta área, los cuales presentan pH próximos al de la lluvia (5 a 6).

Posiblemente la composición química del agua subterránea en el área de afloramiento de las rocas triásico-jurásicas (este) se deba a la combinación de ambos procesos.

En los gráficos de Cl vs Na y conductividad eléctrica, así como Na vs Li (Figuras 3.34 y 3.35), se observa un incremento de valor de estos parámetros en las perforaciones situados en el oeste del área de estudio, indicando un mayor tiempo de residencia.

A su vez, tanto el diagrama de Piper como el gráfico Na vs Ca (Figuras 3.32 y 3.34), indican que se produce un intercambio catiónico liberando Na por Ca en el pasaje del agua subterránea de este a oeste, proceso que se complementa con la disolución de minerales carbonatados, y consiguiente incremento de pH. En simultáneo con éste puede existir un proceso adicional de solución de algunos minerales arcillosos sódicos, lo cual es coherente con la información geoquímica obtenido de las areniscas triásico-jurásicas. En la figura 3.36 se muestra que la calcita, la aragonita y la dolomita incrementan su índice de saturación de este a oeste, afirmando lo antes dicho. Como se observa en la Tabla 3.4, este proceso puede verse influenciado por la temperatura, dado que se se presenta mayor conductividad eléctrica en aquellas muestras de agua que han estado sometidas a mayor temperatura.

En lo que respecta a las relaciones Na-Cl, conductividad eléctrica-Cl, Na-Li y Na-Ca (Figuras 3.34 y 3.35), las perforaciones Guaviyú, Arapey y Colonia Viñar presentan valores que las distinguen de las restantes ubicadas en el área oeste. La primera presenta características que permiten inferir una mayor evolución hidroquímica, dado que es la que presenta mayor relación Na/Ca, pH, conductividad eléctrica y concentración de Li, Na y una de las mayores en concentración de cloruros. Por el contrario, las restantes presentan lo opuesto a esta, dado que la concentración de Na y cloruros son bajas, al igual que las relaciones Na/Ca y Na/Li (especialmente en la perforación Arapey), lo cual parece indicar que pertenecen a un sistema de flujo de menor evolución hidroquímica, pero que evoluciona hacia las restantes de la zona oeste. La concentración de Li no es tan categórica, dado que por el valor absoluto podría indicar que estas

perforaciones pertenecen a un sistema de flujo de igual o mayor antigüedad que las restantes, lo cual puede indicar que el Li es aportado por el medio y no puede utilizarse como un determinante del tiempo de residencia.

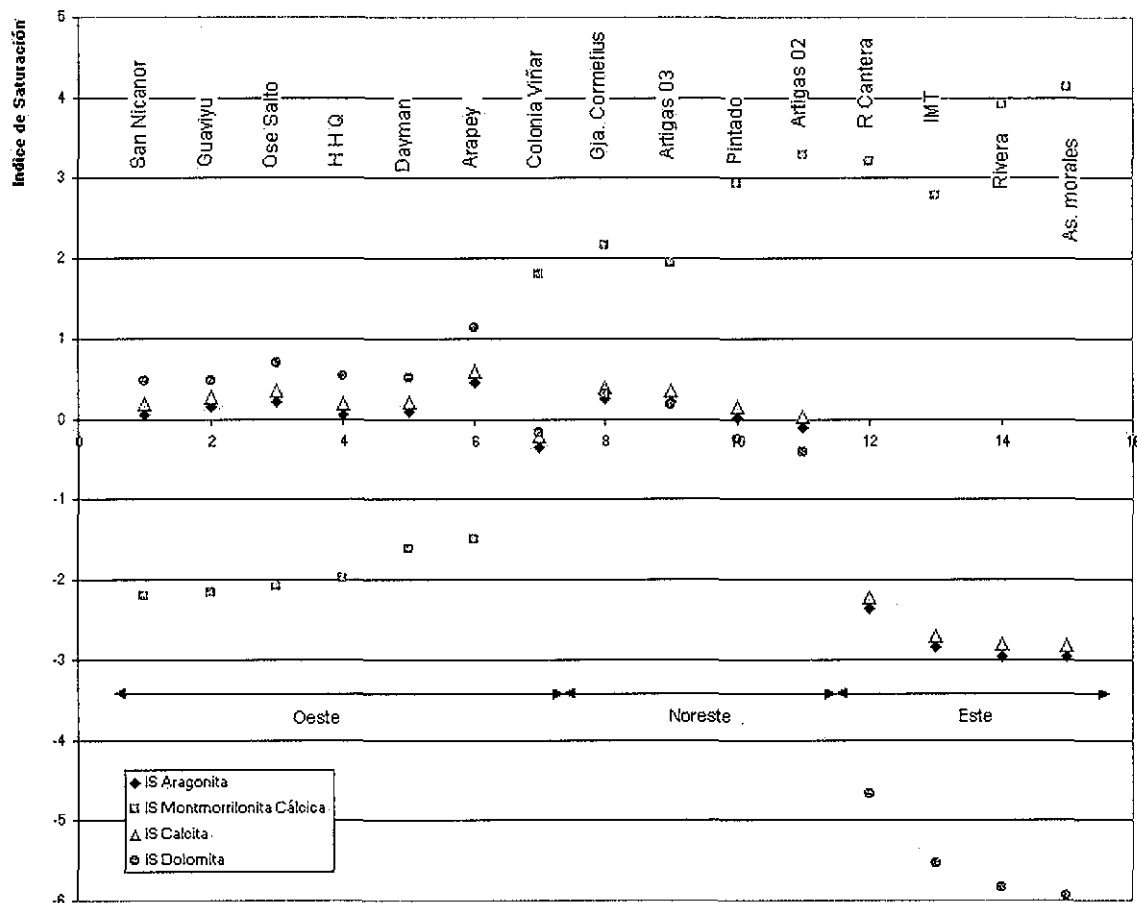


Figura 3.36.- Índices de saturación de calcita, aragonita, dolomita y montmorillonita cálcica, separados por la zona de ubicación del pozo, calculados a partir de los resultados hidroquímicos obtenidos en el presente estudio.

La perforación profunda Granja Cornelius (en el noreste, ciudad de Artigas) presenta características hidroquímicas intermedias entre los pozos que obtienen agua somera en esa área y los pozos Arapey y Colonia Viñar, que extraen agua de mayor profundidad, lo que confirma que la primera obtiene parte del agua a partir de un flujo regional, posiblemente el mismo que estas otras.

3.4.1.4 Análisis de la sílice disuelta

Los resultados de los análisis físico-químicos fueron analizados con el apoyo del programa hidrogeoquímico PHREEQC. Con el cual se realizaron "especiaciones" para comprender las condiciones en que se encuentra el agua subterránea respecto a los minerales de los materiales por donde circula.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

Los índices de saturación obtenidos para sílice amorfa, cuarzo y calcedonia se observan en la figura 3.37, en la cual también se muestra las rectas de isoterma.

Perforación	Nº	Perforación	Nº	Perforación	Nº	Perforación	Nº
Guaviyú	3	HHQ	5	Artigas 03	16	Rivera	9
San Nicanor	2	Arapey	6	Granja Cornelius	17	C Rivera	10
Daymán	1	Col. Viñar	13	Pintado	7	As. Morales	11
Ose Salto	14	Artigas 02	15	Ose Tranqueras	8	IMT	12

Tabla 3.6.- Numeración de perforaciones referidas en el presente análisis.

De la figura 3.37 se desprende que todos los resultados químicos incluidos en este análisis se encuentran subsaturados con respecto al sílice amorfa, sobresaturadas con respecto al cuarzo y en su mayor parte también respecto a la calcedonia. De esta figura considerando los índices de saturación calculados exceptuando los resultados de la perforación N° 19 se identifican dos grupos, los que por un lado involucran a las perforaciones termales ubicadas en la zona oeste del área de estudio (N° 2 a 11) y por otro los pozos de la zona este (de agua fría). Los tres polimorfos de sílice estudiados (Sílice amorfa, calcedonia y cuarzo) presentan una disminución en su índice de saturación (IS) de oriente a poniente, siendo en este último sector donde el agua casi se encuentra en equilibrio con la calcedonia. La sílice amorfa siempre se encuentra subsaturada y por el contrario, el cuarzo se encuentra sobresaturado en todos los análisis.

El pH también presenta una sectorización, siendo alto en el sector oeste (de 7.8 a 9), y bajo en el sector este (5.6 a 7.8).

Dicha información es contraria a lo esperado dado que la solubilidad de la sílice se incrementa con el pH y la temperatura (Langmuir, 1997). A partir de las líneas de flujo correspondientes a la piezometría indicada en la figura 3.31, se observa que la disminución de IS se corresponde con la dirección y avance del flujo subterráneo.

Realizando una nueva simulación con PHREEQC, se observa que al igual que la calcedonia, y el cuarzo, la montmorilonita cálcica (Figura 3.36), illita, feldespato potásico, mica potásica y caolinita, presentan una disminución de su IS en dirección del flujo subterráneo. En tanto la clorita, el talco y otros aluminosilicatos pueden estar disolviéndose dado que su IS presenta un comportamiento inverso a lo indicado para los polimorfos de sílice. Esta disolución, junto a un intercambio catiónico como el constatado en el análisis hidroquímico precedente (reteniendo

calcio y liberando sodio) induce el incremento de la concentración en agua de elementos tales como Na, K, Al, Mg, etc., lo cual produce una precipitación de estos minerales (sílice amorfa, calcedonia, y el cuarzo, la montmorilonita cálcica, illita, feldespato potásico, mica potásica y caolinita).

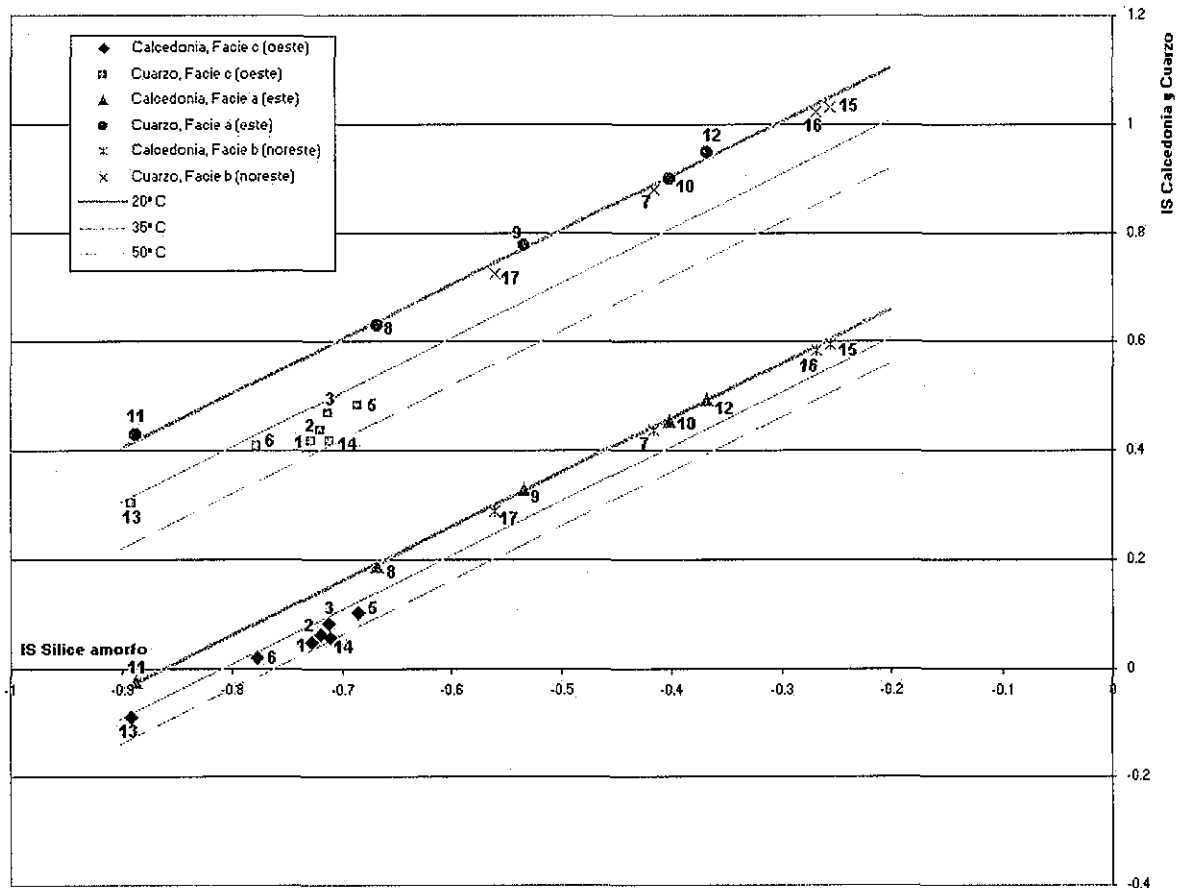


Figura 3.37.- Relación entre IS de Sílice amorfo respecto de Cuarzo y Calcedonia, calculado

Al considerar los análisis hidroquímicos de las perforaciones 12 a 15, ubicadas en la zona noreste del área de estudio (cercanas a la ciudad de Artigas), se observa que los IS de polimorfos de sílice calculados en las perforaciones profundas > 500 m, (14 y 15) presentan menor valor que los obtenidos para las perforaciones someras < 150 m, (12 y 13).

Esto permite considerar que las perforaciones de mayor profundidad extraen agua que pertenece a un flujo de mayor evolución hidroquímica, el cual presenta baja concentración de sílice.

TESIS CON
FALTA DE ORIGEN

A su vez, las perforaciones someras son las que presentan mayor cantidad de sílice disuelto de todas las muestreadas, lo cual puede indicar la disolución de sílice amorfa.

Esta zona aflorante de las rocas triásico-jurásicas (en torno a la ciudad de Artigas), originariamente supuesta como de recarga (Montaño y Carrión, 1990 y Montaño et al., 1998), posteriormente de descarga (Pérez et al., 2000), a partir de lo indicado en el análisis anterior puede considerarse que en cierta forma estos autores tenían razón pues existen los dos sistemas de flujo ya que existe un sector de recarga local y otro de descarga local y regional, de acuerdo a los sistemas de flujo planteados por Toth, (1963).

En el caso de las perforaciones ubicadas sobre la parte oriental del área de estudio, donde afloran las areniscas que constituyen el acuífero Guaraní (Nº 16, 17, 18 y 20), se observa un comportamiento similar al descrito anteriormente en lo que refiere a los polimorfos de sílice, ya sea en sus IS o la concentración total.

En el caso de las perforaciones termales (ubicadas al oeste del área de estudio) se observa una gran homogeneidad en los resultados obtenidos para los polimorfos de sílice. La perforación Nº 11 presenta la mayor diferencia de estas, mientras que la perforación Nº 9 se encuentra entre ésta y las restantes. Esto indicaría que estas perforaciones se ubican en un sector donde el agua subterránea pertenece a un sistema de flujo más desarrollado hidroquímicamente.

Los resultados hidroquímicos de las muestras colectadas en ambas campañas de muestreo en la perforación Nº 19 no se ajusta a lo aquí planteado, siendo la que presenta la menor cantidad de sílice disuelta. Esto puede ser interpretado como agua que aún no ha alcanzado equilibrio con la sílice del acuífero, lo cual se ve afirmado en el hecho que es una perforación que se encuentra en la zona de recarga y es la que presenta menor profundidad de todas las muestreadas (5 m).

De acuerdo con estos resultados, se estima que el estudio de la sílice disuelta, es una importante herramienta para el estudio regional del acuífero Guaraní, dado que permite identificar parte de la interacción agua subterránea-minerales del medio poroso, y plantear e identificar sistemas de flujos de distinta evolución hidroquímica.

Para todo este análisis se supuso que no existía disociación de H_4SiO_4^0 en $\text{H}_3\text{SiO}_4^- + \text{H}^+$, lo cual de acuerdo con Kharaka y Mariner (1989) puede ser

significativo a pH superior a 8.5, pues sólo la perforación Guaviyú presenta un pH algo superior de este valor.

A sí mismo, no se realizaron correcciones de la solubilidad de los polimorfos silíceos por efecto de la presión, dado que las perforaciones más profundas presentan dentro del acuífero presiones de aproximadamente 140 atmósferas, pues considerando la corrección planteada por Kharaka y Mariner (1989) esta introduce pequeños errores.

3.4.2 Isotopía

Perforación	Litología explotada	$\delta^{18}\text{O}$	Fuente
Arapey	Areniscas Triasico-Juras	-6.1	Dellepere, (1995)
Daymán	Areniscas Triasico-Juras	-5.7	Dellepere, (1995)
Guaviyú	Areniscas Triasico-Juras	-5.7	Dellepere, (1995)
Colonia Viñar	Areniscas Triasico-Juras	-6.2	Dellepere, (1995)
Artigas	Areniscas Triasico-Juras	5.7	Dellepere, (1995)
Curtina Tacuarembó	Areniscas Triasico-Juras	-5.1	Dellepere, (1995)
Rivera	Areniscas Triasico-Juras	-5.7	Dellepere, (1995)
Arapey	Areniscas Triasico-Juras	-6.6	Montaño, (1998)
Daymán	Areniscas Triasico-Juras	-6.0	Montaño, (1998)
Guaviyú	Areniscas Triasico-Juras	-5.9	Montaño, (1998)

Tabla 3.7.- Contenido de $\delta^{18}\text{O}$ en agua del acuífero Guaraní.

La firma isotópica de $\delta^{18}\text{O}$, obtenida por Dellepere (1995), en el agua que extraen las perforaciones Guaviyú, Daymán, Arapey y Colonia Viñar, muestra gran similitud con los resultados isotópicos obtenidos por Montaño et al. (1998) en las primeras tres perforaciones. Los valores mostrados en la Tabla 3.7, indican que el fraccionamiento isotópico de las perforaciones Daymán y Guaviyú es muy próximo, mientras que aquel de Colonia Viñar y Arapey lo son entre sí, pero existiendo una marcada diferencia entre ambos grupos. Esto plantea nuevamente la consideración de distintos sistemas de flujo explotados por las perforaciones termales ubicadas al norte y al sur de la falla F2.

Los contenidos de tritio obtenidos en ocho muestras analizadas (y mostrados en los anexos) fueron inferiores al límite de detección (6 unidades de tritio, UT, para tritio estándar y de 0.6 UT para tritio enriquecido), por ello, aunque no se puede determinar con exactitud el tiempo de residencia del agua dentro del acuífero, se puede decir que éste es superior a 50 años.

Para esto se recurrió a la "Red Mundial para Isótopos en Precipitación" (GNIP), siendo Porto Alegre, Brasil, la estación más cercana a la zona de estudio que tiene

mediciones de tritio en lluvia para el período 1957-1996, excepto para el período 1960-1966, esto hizo necesario confirmar los pocos datos existentes entre 1957 y 1960.

De acuerdo con el modelo de Doney et al. (1992) se obtuvo una curva de factores de carga, los cuales se relacionan con el contenido de tritio en la lluvia correspondiente a la ubicación geográfica del área de estudio, esto permitió conocer el posible tiempo de entrada de la lluvia al sistema hidrológico.

A partir de la fórmula de desintegración radioactiva del tritio y los límites de detección en los análisis, se puede construir la curva evolutiva de la concentración de tritio en agua, hasta alcanzar la concentración de tritio en lluvia en la estación Porto Alegre. Esta intersección indica que el agua colectada en el acuífero debe haberse infiltrado previo a 1960 (Figura 3.38).

Las mediciones existentes de Carbono 14 en el agua subterránea extraída en el pozo Guaviyú, indican que esa agua ingresó al acuífero hace 12,000 años, mientras que la obtenida de la perforación de Arapey es de 24,000 años (Dellepere, 1995).

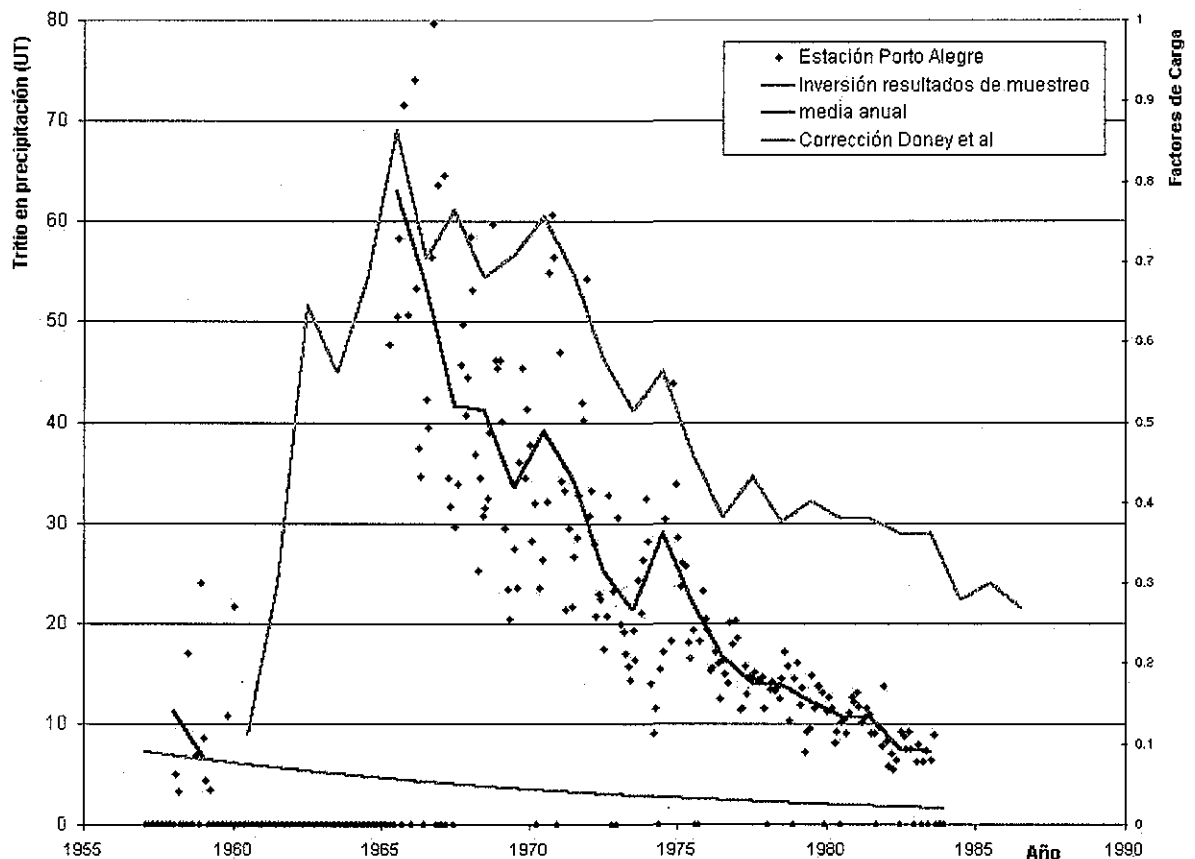


Figura 3.38.- Tritio en precipitación medido y calculado para el período 1955-1990.

Considerando una conductividad hidráulica de 10 m/día, un gradiente medio de $4 \cdot 10^{-4}$ y una porosidad de 0.2, valores que pueden considerarse medios de las características del acuífero investigado, indican un tiempo de tránsito de este a oeste de 27,000 años, valor próximo a los reportados por Dellepère (1995).

Las dataciones por ^{14}C son coherentes con lo planteado en el análisis de la sílice disuelta, en el cual se aducía una mayor estancia para el flujo extraído en la perforación de Arapey y Colonia Viñar respecto de las restantes perforaciones termales del sur, pero siendo contrario a lo indicado para estas perforaciones en el estudio hidroquímico.

3.4.3 Estudio del comportamiento térmico del acuífero

3.4.3.1 Análisis comparativo de la temperatura en la descarga del pozo y la profundidad de extracción

Una de las principales características del acuífero que ocupa el presente estudio es la existencia de un área artesiana de agua termal, hecho que está impulsando muchos emprendimientos turísticos. Por esto, es importante poder estimar previo a la realización de una perforación la temperatura del agua a obtener por ésta.

Consideraciones

El medio geológico determinante en la transferencia de calor desde donde circula el agua subterránea hasta superficie está conformado por: areniscas triásico-jurásicas, derrames basálticos y en algunas zonas con sedimentos cretácicos o terciarios.

Todas las litologías presentan diferentes características térmicas. Por ello la estimación de la temperatura en este caso deben considerar éstos tres diferentes materiales.

De acuerdo a Somerton (1992), la conductividad térmica de estos tres tipos de rocas se puede presentar en el siguiente orden:

Cond. term. Rocas sedim. Tri. Jur. saturadas > *Cond. term. sedimentos Cret. Terc.* > *Cond. term. basalto*

A partir de esta consideración, un perfil hipotético de temperatura en función de la profundidad de acuerdo a la litología existente en esta zona sería como el de la figura 3.39.

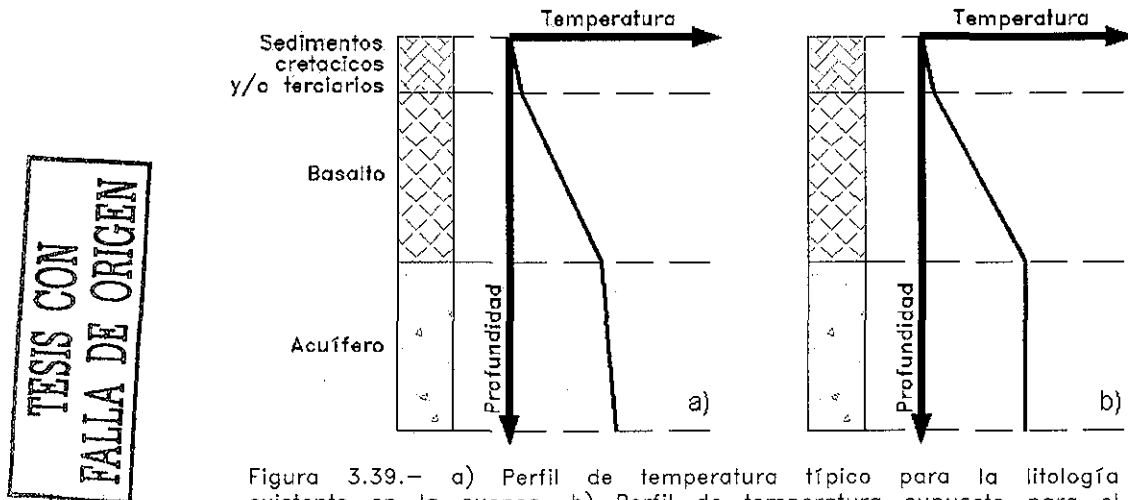


Figura 3.39.- a) Perfil de temperatura típico para la litología existente en la cuenca. b) Perfil de temperatura supuesto para el análisis.

La alta conductividad térmica de las areniscas del acuífero guaraní (triásico-jurásicas) se debe principalmente a su saturación y la existencia de flujo de agua, fenómeno que uniformiza la temperatura dentro del estrato conductor.

Por tanto, y de acuerdo al perfil de temperatura de la figura 3.39, a), para estimar la temperatura del agua a obtenerse de un pozo en esta área, es necesario conocer el espesor y el gradiente térmico existente para cada litología.

Con métodos indirectos se puede determinar la base del basalto, pero estos métodos y el conocimiento que se tiene de las condiciones litológicas existentes en el área de estudio, no permiten la determinación de la base y por tanto el espesor de este acuífero previa a la realización de la perforación. Esto, unido a la importante conductividad térmica del

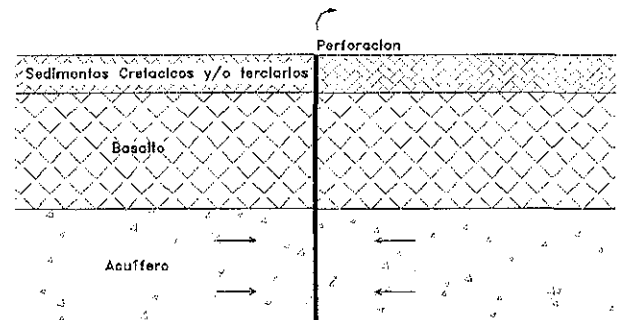


Figura 3.40.- Estructura geológica hipotética planteada para el entorno de las perforaciones.

medio poroso, indica que una estimación (de la temperatura del agua a obtener por una perforación) considerando únicamente el espesor de las rocas sobre el acuífero presentaría bajo error y a su vez sería prácticamente realizable. Esto equivale a suponer que dentro del medio poroso y en el entorno de la perforación la conductividad térmica es infinita. A partir de esta suposición, el perfil hipotético de temperatura en función de la profundidad sería como el observado en la figura 3.39, b).

Como los valores de temperatura y profundidad actualmente asequibles corresponden a elementos puntuales (perforaciones), es necesario suponer que dichos valores son representativos de las condiciones del sistema acuífero en el entorno del pozo (Figura 3.40).

Para el presente análisis se utiliza la información de 15 perforaciones de las que se tiene la descripción litológica y mediciones de temperatura del agua *in situ*. De estos pozos, 11 obtienen el agua a una profundidad mayor a 500 m y los cuatro restantes a una profundidad inferior a 100 m.

La información obtenida y utilizada para este análisis puede observarse en la Tabla 3.8, y la ubicación de los sitios se muestra en la figura 2.4.

	Perforación	Espesor sedim. Cret/Terc (m)	Espesor basaltos (m)	Espesor total (m)	Medic. previas (°C)	Medic. de este estudio (°C)	Temp. máxima (°C)
1	Daymán	0	955	955	46	45.5	46
2	San Nicanor	43	795	838	44	43.6	44
3	Guaviyú	100	580	680	37	39.2	39.2
4	Kanarek	0	940	940	ND	45.5	45.5
5	Hotel H. Quiroga	21	947	968	44.5	41.3	44.5
6	Arapey	0	540	540	39.5	38.4	39.5
7	Pintado	0	0	0	ND	21.1	21.1
9	Rivera	0	0	0	ND	18.7	18.7
12	IM Tacuarembó	0	0	0	ND	18.2	18.2
13	Colonia Viñar	20	536	556	37	35.1	37
14	Ose Salto	47	1023	1070	48	48.3	48.3
17	Granja Cornelius	43	0	43	ND	22.4	22.4
19	Remeros Salto	0	1100	1100	49	ND	49
20	Amirón	55	450	505	34	ND	34
21	Belén	18	459	477	ND	39.5	39.5

Tabla 3.8.— Espesores totales y por tipo de roca, en los pozos utilizados y temperaturas en la descarga reportadas con anterioridad y las obtenidas durante este estudio.

Análisis

Es necesario en primera instancia estimar la equivalencia térmica de los sedimentos cretácicos y/o terciarios respecto del basalto.

A partir del orden indicado para la conductividad térmica de estas rocas, se puede indicar que los valores extremos posibles son:

- 1 $Conductividad\ térmica_{\text{sedim Cret y/o Terc}} = Cond.\ term.\ basalto$
- 2 $Conductividad\ térmica_{\text{sedim Cret y/o Terc}} = infinito$

En el primer caso, al presentar igual conductividad térmica ambos materiales se pueden considerar como uno solo, y por tanto la estimación dependería únicamente del espesor rocoso sobre las rocas sedimentarias triásico-jurásicas (acuífero Guaraní), mientras que el segundo caso implicaría que la estimación dependerá únicamente del espesor de basaltos.

Al realizar una primera evaluación de la información (Tabla 3.8), se observa que exceptuando la perforación Belén, las demás se ubican en torno a una recta (Figura 3.41).

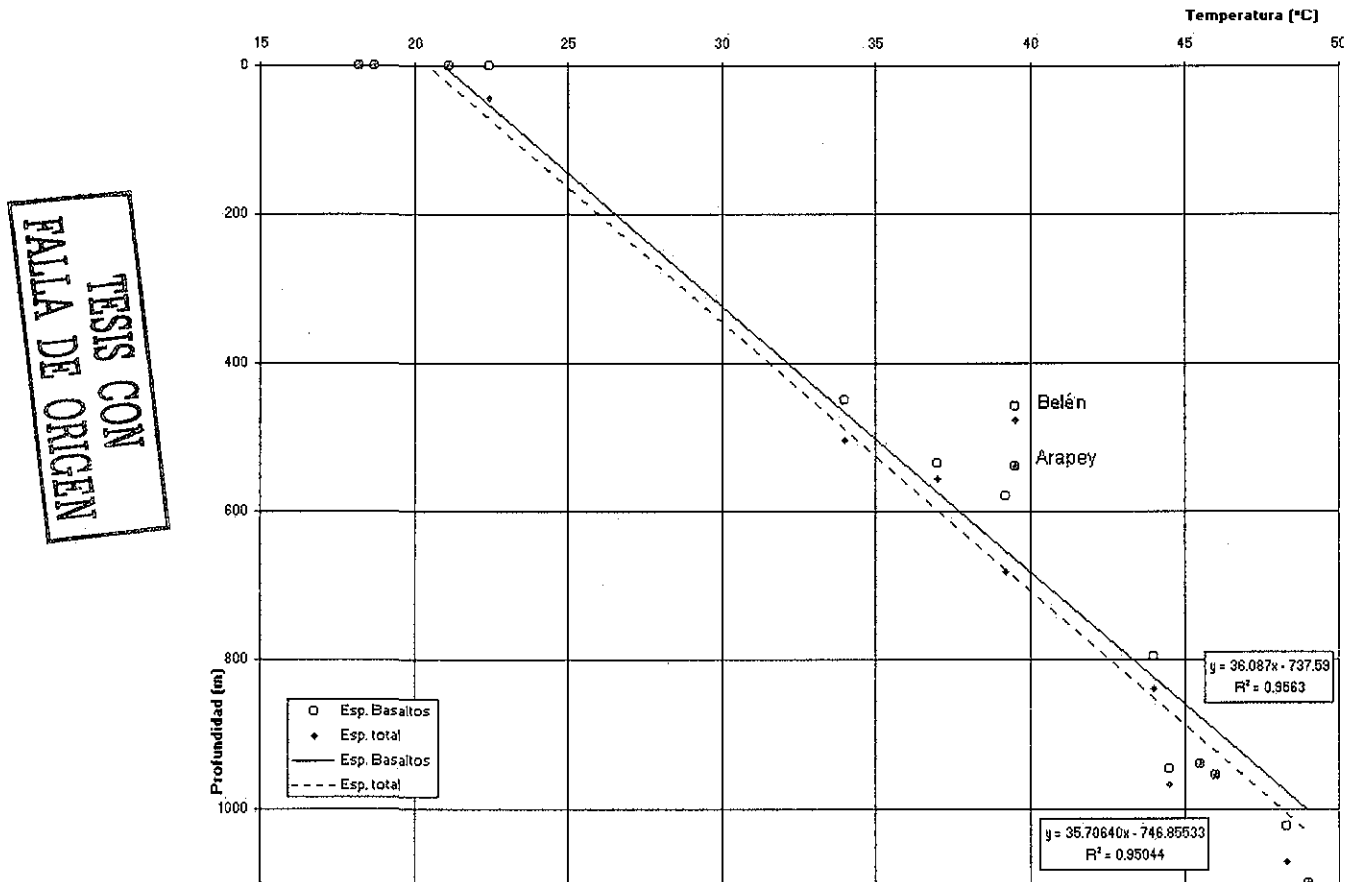


Figura 3.41.— Gráfico de temperatura vs espesor de basalto y espesor total sobre el acuífero Guaraní para todas las perforaciones involucradas en el análisis.

Este pozo (Belén), realizado con fines petroleros, fue ubicado con el fin de cortar una falla normal existente (Figura 3.42), siendo contrario a las hipótesis iniciales, pues el espesor del basalto perforado es inferior al valor medio existente en el entorno del pozo. Esto puede explicar el hecho que el valor de temperatura obtenido sea superior al que le correspondería si se ubicara sobre la recta profundidad-temperatura ajustada, pero no descartándose la posibilidad de ascenso de flujo mas caliente, especialmente a través de la falla.

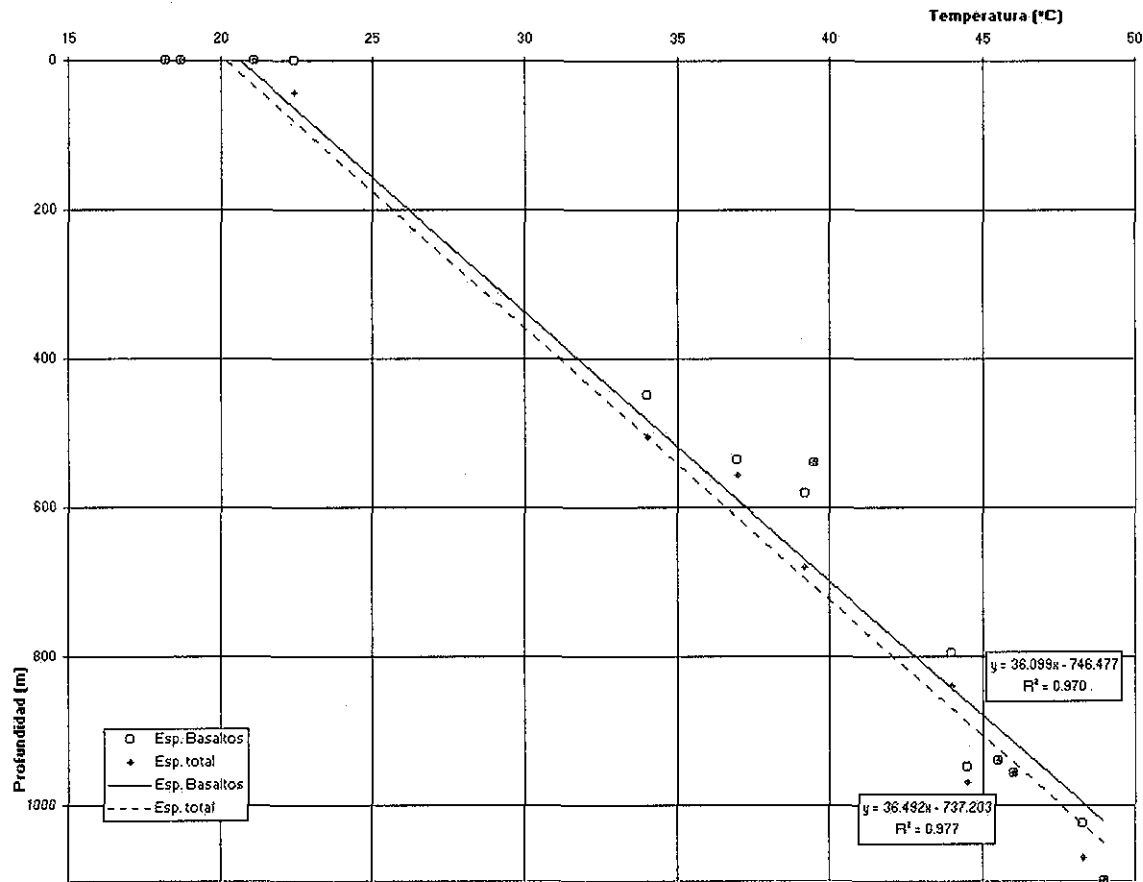


Figura 3.43.- Gráfico de temperatura vs espesor de basalto y espesor total sobre el acuífero Guaraní para todas las perforaciones involucradas en el análisis excepto Belén.

La perforación de Arapey (cercana a la perforación Belén) se encuentra sobre el bloque de piso respecto al plano de la falla que se encuentra a aproximadamente a 5 km de la perforación. Esto puede explicar la diferencia existente entre la temperatura medida y la que corresponde al espesor de rocas existentes sobre el acuífero de acuerdo a la recta ajustada.

Considerando que los datos de la perforación Belén tienen poca correlación temperatura-profundidad, se retiró del análisis a esta perforación. A partir de la información restante se realizó un nuevo ajuste intentando maximizar la relación entre temperatura y profundidad, utilizando como elemento de ajuste la relación de equivalencia de conductividad térmica del basalto y los sedimentos cretácicos o terciarios (Figura 3.43).

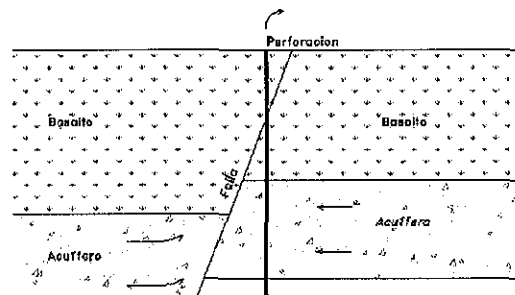


Figura 3.42.- Esquema litológico existente en torno de la perforación de Belén.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

El máximo ajuste corresponde al considerar la conductividad térmica de los sedimentos equivalente a la del basalto, el cual está dado por la recta:

$$y = 36.492 * x - 737.203 \text{ (donde } y = \text{profundidad, } x = \text{temperatura)}$$

De esta forma el cálculo de la temperatura del agua que será extraída en un pozo, se puede realizar por la siguiente fórmula:

$$\text{Temp (}^{\circ}\text{C)} = 0.0274 \frac{^{\circ}\text{C}}{\text{m}} * \text{esp.sob.ac.Guaraní} + 20.2^{\circ}\text{C} = \frac{1^{\circ}\text{C}}{36.5\text{m}} * \text{esp.sob.ac.Guaraní} + 20.2^{\circ}\text{C}^{(1)}$$

La temperatura media anual de la zona de estudio de 20 °C, es próxima al valor de la constante de la fórmula (1). Esto implica que todas las perforaciones presentan casi la misma pendiente media de incremento de la temperatura con la profundidad, por tanto pudiendo considerarse que en toda el área el gradiente geotérmico es similar.

Conclusiones

La correlación obtenida es muy alta ($R^2=0.977$) esto implica que las estimaciones a realizarse presentarán buena certidumbre.

La temperatura de una nueva perforación puede ser estimada adecuadamente aplicando la fórmula obtenida por medio del conocimiento del espesor de rocas que sobreyacen el acuífero Guaraní.

En sectores cercanos a fallas dejan de cumplirse las hipótesis de base del presente análisis, perdiendo validez la fórmula obtenida.

3.4.3.2 Geotermometría

Se puede considerar que dentro del área analizada el gradiente geotérmico es uniforme (próximo a 1 °C / 36.5 m), y al tratarse de una cuenca de la cual no se conocen profundidades de explotación de agua subterránea mayores a 2,000 m, no se espera que ésta haya pasado por un proceso durante el cual se hayan alcanzado los 100 °C. Este supuesto se ve apoyado por el hecho de que no se conocen expresiones geotérmicas en superficie mayores de 50 °C.

Cálculo

A partir de los resultados de análisis químicos obtenidos, se calcularon las posibles temperaturas de equilibrio, a partir de la aplicación de los

geotermómetros que se consideran más adecuados para esta zona. En la figura 3.44 se muestra el comportamiento de la temperatura en superficie respecto de la calculada en profundidad, para los resultados hidroquímicos obtenidos en la primer campaña de muestreo hidroquímico.

Considerando que cada geotermómetro se basa en una ecuación de equilibrio agua-mineral diferente, es razonable esperar que los valores estimados y medidos sean diferentes, pero dentro de un intervalo considerado también razonable.

Analizando los datos obtenidos se observa una gran dispersión de los resultados; siendo los geotermómetros de Calcedonia y de K/Mg los que presentan menor varianza y ajuste a la recta de temperaturas obtenidas en la descarga de la fuente. Los resultados de estos indicadores para ambas campañas de muestreo hidroquímico se observan en la figura 3.45.

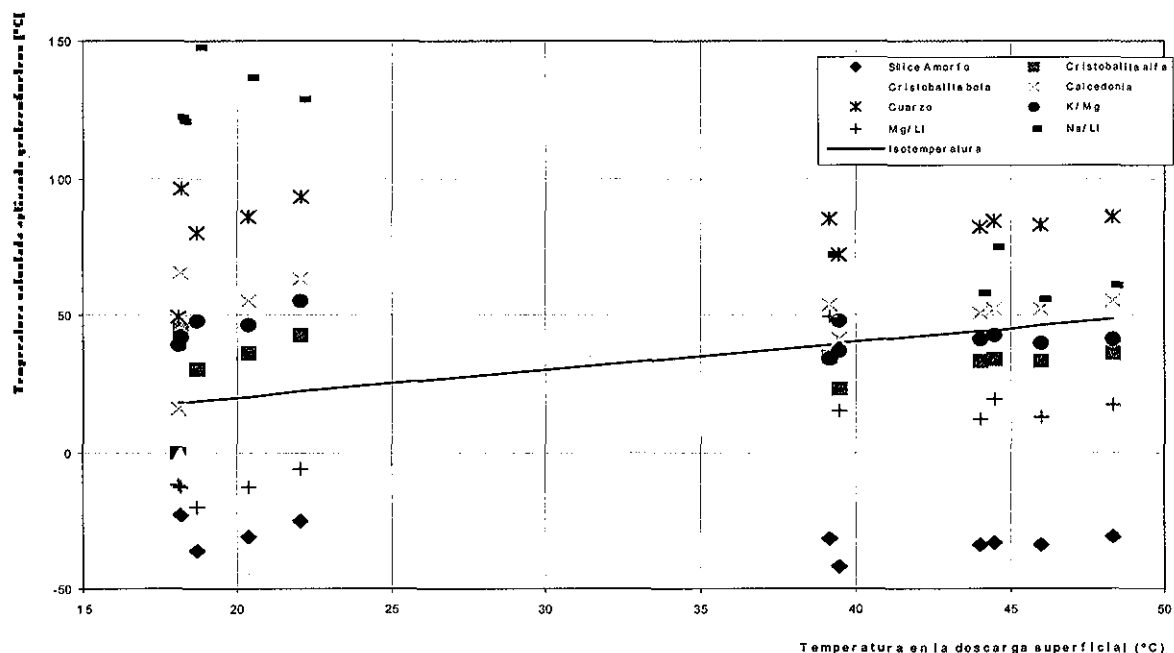


FIGURA 3.44- Gráfico de temperatura geotermométrica calculada versus temperatura en la fuente para el total de sitios disponibles (solo campaña de muestreo N°1).

A partir de las especiaciones realizadas anteriormente con PHREEQC para el estudio de la sílice disuelta, se puede explicar porque presentan buen ajuste los resultados obtenidos con el geotermómetro de calcedonia a temperaturas mayores a 35 °C, dado que en las perforaciones termales este mineral se encuentra casi en equilibrio, mientras que a baja temperatura se encuentra sobresaturado, por tanto sobrestimando la temperatura de equilibrio en profundidad. A partir de dichas

TESIS CON
 FALTA DE ORIGEN

especiaciones también se puede explicar la estimación por exceso de la temperatura en profundidad (respecto de la medida en la descarga en la fuente) del geotermómetro de cuarzo y por defecto del geotermómetro de sílice amorfa.

Los resultados del geotermómetro de K/Mg presentan características similares al anterior, pero la aproximación a la recta de isoterma es más aleatoria, y la variabilidad entre muestreos es sensiblemente menor que el ya expuesto.

A partir de este análisis se considera que la utilidad de estas herramientas en la cuenca es baja, dado que sólo el geotermómetro de calcedonia presenta un comportamiento adecuado a las características del sistema acuífero, pero sólo a temperaturas superiores a 35 °C.

A los efectos de determinar la temperatura a la que estuvo sometida el agua subterránea dentro del acuífero, se considera de mayor confiabilidad y precisión la aplicación de los resultados del estudio que relaciona la profundidad de extracción del agua y la obtenida en superficie.

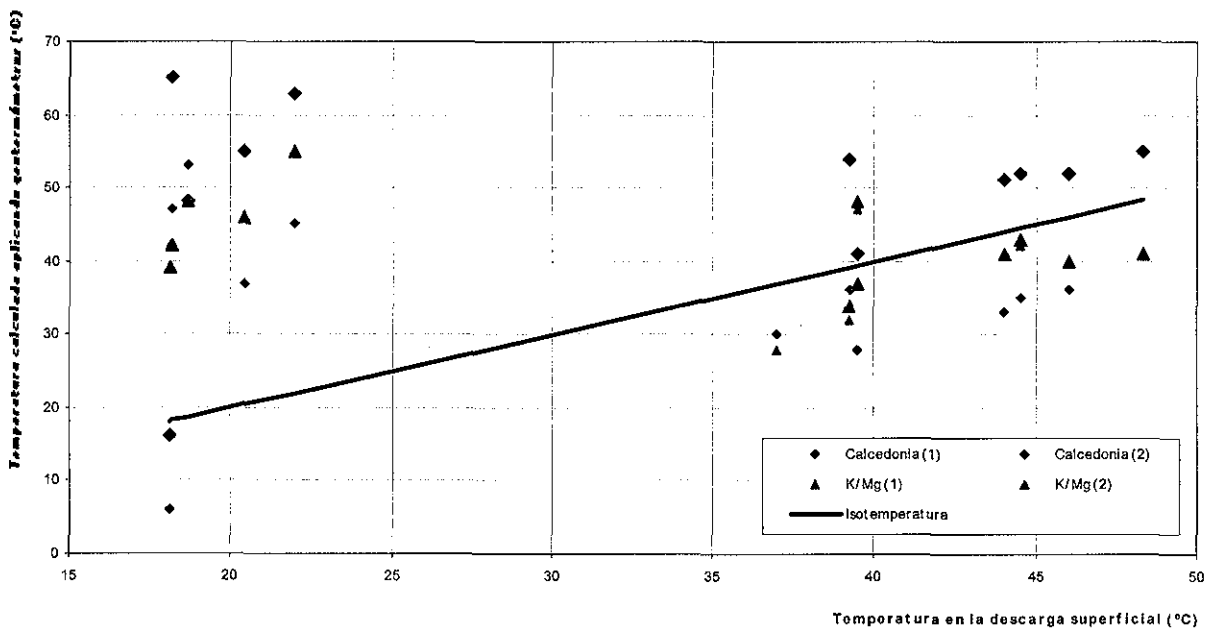


FIGURA 3.45.- Gráfico de temperaturas calculadas con los geotermómetros de calcedonia y K/Mg versus la temperatura en la descarga de la fuente (ambas campañas de muestreo hidroquímico)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

4 CONCLUSIONES

En vista de los resultados obtenidos, se puede concluir que:

- El método magnetoteléurico de exploración geofísica ha mostrado muy buenos resultados en la cuenca, permitiendo determinar el espesor de basaltos y la geometría del basamento.
- Los 28 sondeos realizados constituyen un aporte importante al conocimiento geológico e inferencias al marco hidrogeológico de la cuenca.
- La información existente junto a la información geofísica generada y complementada con la gravimetría existente, permitió modelar la configuración del basamento y los demás paquetes litológicos a partir de cortar a lo largo y a lo ancho de la cuenca.
- Se observó que la falla F2 limita dos sectores (norte y sur) de diferentes características físicas lo cual se puede interpretar como un contacto litológico de dimensiones regionales de las rocas que componen el basamento cristalino.
- El bajo contraste de resistividad entre las rocas sedimentarias (devónico-pérmicas y triásico-jurásicas) subyacentes al basalto, no permitió determinar por métodos indirectos el contacto entre ambos paquetes litológicos.
- La interpretación de los datos geofísicos sugiere que existe continuidad en toda el área de estudio de rocas sedimentarias (devónicas a jurásicas) ubicadas entre los derrames basálticos y el basamento. Aunque estas rocas sedimentarias contienen a las areniscas que conforman el acuífero Guaraní (profundo), no existen elementos para trasladar esta afirmación a las areniscas.
- En algunas zonas de la cuenca el desplazamiento vertical de las fallas principales provocan un cierre parcial al flujo y en algunos casos pueden funcionar como barreras al pasaje del agua subterránea, especialmente en la zona sur de la falla F2.
- El estudio hidroquímico indica que la zona de recarga se ubica en la parte este del área de estudio

- La ciudad de Artigas es un área donde confluye recarga local, descarga local y descarga regional, siendo (de las estudiadas) la perforación Granja Cornelius la que obtiene mayor parte del agua de un flujo regional
- La zona oeste del área de estudio obtiene agua de un flujo regional, pero a su vez existen diferencias hidroquímicas e isotópicas que indican que al sur y norte de la falla F2 existen sendos diferentes flujos de agua subterránea.
- Las características del agua del sistema de flujo regional son debidas a un intercambio catiónico liberando Ca intercambiado por Na favorecido por la presencia de arcillas, asociado a la disolución de minerales carbonatados. Esto produce la precipitación de otras arcillas disminuyendo la concentración de Sílice, justo lo contrario a lo esperado dado que este elemento es más soluble con la temperatura, presión y pH.
- La interpretación de resultados de programas hidroquímicos fue de suma importancia para este estudio dado que permitieron explicar la evolución hidroquímica del agua subterránea en condiciones de gran complejidad
- Los resultados de tritio indican que en la zona de recarga (este) el agua subterránea colectada presenta en promedio más de 50 años desde su ingreso al ciclo hidrológico. El ^{14}C sugiere que en la zona oeste el agua subterránea alcanza entre 10,000 y 25,000 años desde su ingreso al subsuelo.
- La temperatura del agua a obtener en una perforación se puede obtener con buena certidumbre a partir del conocimiento del espesor de rocas sobre el acuífero Guaraní.
- Los estudios sobre geotermómetros indican que el de calcedonia es el que presenta mayor proximidad entre sus estimaciones y la temperatura obtenida en el agua extraída
- El modelo hidrogeológico obtenido muestra que el tradicionalmente denominado sistema acuífero Guaraní visto desde su conceptualización anterior es parte de un conjunto de unidades hidrogeológicas aquí descritas y que no habían sido consideradas. Por lo tanto el así llamado sistema acuífero Guaraní es estrictamente un acuífero de extensión regional de la cuenca norte

RECOMENDACIONES

En vista de los resultados obtenidos, así como de las incertidumbres encontradas, se sugiere:

- mejorar el conocimiento mineralógico de las rocas que componen el acuífero Guaraní (profundo) y acuitardos
- realizar estudios hidroquímicos sistemáticos detallados que permitan conocer con más precisión la evolución hidroquímica del agua subterránea.
- obtener nuevas dataciones de ^{14}C del agua subterránea en diferentes sectores que permitan reforzar el esquema de funcionamiento del acuífero dado que hoy se cuenta únicamente con sólo dos mediciones
- apoyar estudios geológicos que interpreten la información generada e incrementen la densidad de información del subsuelo, que permitan un conocimiento estructural más detallado de la cuenca, y que conduzcan a identificar con mayor precisión las propiedades hidrogeológicas de las rocas de la zona.
- que se elabore y edite una única base de datos pública de toda la información existente de la Cuenca Norte
- realizar estudios hidrogeológicos multidisciplinarios que permitan determinar el sistema de flujo y la evolución de este dentro de la Cuenca Norte.

5 REFERENCIAS

- Appelo, C.A.J.; Postma, D. 1993. *Geochemistry, groundwater and pollution*. A. A. Balkema, Rotterdam, Brooofield, Netherlands. 536 p.
- Araujo, L.M.; Franca, A.B.; Potter, P.E. 1995. *Aquífero gigante do Mercosul no Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai. Mapas hidrogeológicos das formacoes Botucatu, Piramboia, Rosario do Sul, Buena Vista, Misiones e Taquarembó*. Curitiba, Geociencias, UFPR, 10pp.
- Araujo, L. M.; Franca, A. B.; Potter, P. E. 1999. Hydrogeology of the Mercosul aquífer system in the Paraná and Chaco-Paraná Basins, South America, and comparison with the Navajo-Nugget aquífer system, USA. *Hydrogeology Journal*, Springer, Vol. 7 – 3, pp 317-336.
- Barbosa, V.; Silva, J.; Medeiros, W. 1999. Stable inversión of gravity anomalies of sedimentary basins with nonsmooth basement reliefs and arbitrary density contrast variations. *Geophysics*, 64, 3, pp 754-764.
- Bossi, J.; Schipilov, A. 1998. The Arapey Group: confining basalts of the Guaraní Aquífer in Uruguay, *Revista Agrociencia*, Facultad de Agronomía, Universidad de la República Oriental del Uruguay, Vol II – 1, pp 12-25.
- 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
- Catáneo, O.; Hardy, G.; Pessi, M.; Royol, R. 1994. Características hidrogeológicas e hidráulicas del sistema aquífero Tacuarembó en la cuenca superior del arroyo Cuñapirú, Depto de Rivera. R. O. del Uruguay. Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea. Santiago de Chile, Chile. Vol. 3, pp 139-150.
- Custodio, E.; Llamas, M. 1976. *Hidrología Subterránea*, Vol. I y II. Ediciones Omega S.A. Barcelona, España. 2359 p.
- Decoud, P.; Rocha, L. 2000. Aportes a la hidráulica subterránea del aquífero Guaraní en el NW del Uruguay. 1er Congreso Integrado de Aguas Subterráneas. ALHSUD. Fortaleza, Brasil.

Dellepère, A. 1995. Datación por Carbono 14 de las aguas termales del acuífero Tacuarembó (Botucatú), Uruguay. IAEA, TEC-DOC 835. 307-313

de los Santos, J. 1999. Propuesta de metodología de control para el ordenamiento del uso del acuífero termal Guaraní en Uruguay. Dirección Nacional de Hidrografía-PNUD. 54 pp.

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.

Doney, Scott C., David M. Glover and William J. Jenkins. 1992. A model function of the global bomb tritium in precipitation, 1960-1986 J. Geophys. Res., 97, 5481-5492

EIL, Environmental Isotope Laboratory. University of Waterloo.
<http://www.science.uwaterloo.ca/~rkhmskrk>.

Ferrando, L. A. y Andreis, R. R. 1986. Nueva estratigrafía en el Gondwana del Uruguay. Actas I Congreso Latinoamericano de Hidrocarburos. ARPEL. Buenos Aires, Argentina. I: 295-323

Galibert, P.; Guerin, R.; Andrieux, P. 1996. Structural mapping in basin-and-range-like geology by electromagnetic methods: a powerful aid to seismic. Geophysical Prospecting, 44, pp 1019-1040.

Gilboa, Y. 1977. The ground water resources of Uruguay. Hydrological Sciences, XXII, 1.

Gilboa, Y.; Mero, F.; Mariano, B. 1976. The Botucatú aquifer of South America, Model of an untapped continental aquifer. Journal of Hydrology, 29. pp 165-179.

Gonzalez. S. y 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. 43-48.

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

Hem, J. D. 1985. Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Waters. United States Geological Survey, Water-Supply, Paper 2254. United States Government Printing Office. pp 223.

Kharaka, Y.; Mariner, R. 1989. Chemical Geothermometers and Their Application to Formation Waters from Sedimentary Basins. Thermal History of Sedimentary Basins, Methods and Case Histories, Naeser, N. and McCulloh, T. Editors. Springer Verlag, NY, USA

Langmuir, D. 1997. Aqueous Environmental Geochemistry. Prentice Hall, NJ, USA. 550pp.

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.; Carrión, R. 1990. Optimización de la explotación del sistema acuífero Jurásico Triásico Tacuarembó-Buena Vista. Anais 6º Congreso Brasileiro de Aguas Subterráneas. Trabajo Nº 44, pp 181-189.

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.

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

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.

Parasnis, D. 1997. Principles of applied geophysics. Chapman and Hall. London, England. 429 p.

Pérez, A.; Rocha, L.; Decoud, P.; Carvajal, A. 2000. Comportamiento del acuífero Guaraní en la ciudad de Artigas, Uruguay. 1er Congreso Integrado de Aguas Subterráneas. ALHSUD, Fortaleza, Brasil.

Pessi, M.; Hardy, G. 1998. El sistema acuífero Tacuarembó en la ciudad de Rivera, Uruguay. 4º Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea. ALHSUD, Montevideo, Uruguay. pp 460-468

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

Somerton, W.H. (1992); Thermal properties and temperature-related behavior of rock/fluid systems. *Developments in petroleum science*, 37. Elsevier

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.

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.

Toth, J. 1963. Theoretical analysis of groundwater in small drainage basins. *J. Geophysical Research*, 68: 4791-4812

Veerawamy, 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.

www.actlabs.com Activation Laboratories Ltd. Ancaster, Canadá.