

Universidad de la República - Facultad de Ciencias PEDECIBA - Geociencias

Tesis de Maestría

ANÁLISIS TECTONOSEDIMENTARIO DE DEPOCENTROS EN EL SECTOR

NOROESTE DE CUENCA NORTE

JOSEFINA MARMISOLLE RADESCA

Tutor: Dr. Gerardo Veroslavsky Barbé. Profesor adjunto, Facultad de Ciencias, Universidad de la República

Montevideo, Uruguay

2015

Tutor: Dr. Gerardo Veroslavsky Barbé

Integrantes del tribunal evaluador:

Fecha:

Calificación:

Autor: Josefina Marmisolle Radesca

Título: Análisis tectonosedimentario de depocentros en el sector noroeste de Cuenca Norte.

Tesis de Maestría – PEDECIBA Geociencias

Facultad de Ciencias, UDELAR (2015) - 132 pp.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer a Gerardo quien aceptó el desafío de guiarme y acompañarme durante todo este proceso.

Agradezco a ANCAP y a Héctor por permitirme el uso de la base de datos sin la cual hubiera sido prácticamente inviable el desarrollo de este estudio.

A Schuepbach Energy Uruguay, por permitirme el uso de valiosos datos de subsuelo de la Cuenca Norte.

Quiero expresar un especial agradecimiento a mis amigos y colegas Bruno, Manuela, Matías, Rodrigo y Ethel por el aliento a continuar, las innumerables conversaciones de las cuales me enriquecí técnica y humanamente además, de las valiosas sugerencias.

A Pablito y Ucha por la colaboración en la interpretación sísmica.

También a los compañeros de Exploración y Producción – ANCAP Santiago, Pablo, Juan, Dinorah, Natalia, Cecilia, Magdalena y Victoria quienes me ayudaron de formas tan diferentes e imprescindibles para lograr finalizar esta tesis.

Agradezco a Leticia por la compañía en las salidas de campo y a Andrés, quien se sumó a última hora en la discusión.

A mi familia, mamá, Inés y la abuela.

A Federico quien hace que todo sea posible.

A Amalia que apareció en la mitad de este proceso y revolucionó mi vida.

iii

CONTENIDO

AGRADECIMIENTOS	iii
CONTENIDO	iv
RESUMEN	vi
1. INTRODUCCIÓN	8
1.1 Justificación	8
1.2 Objetivos	12
General	12
Específicos	12
2. METODOLOGÍA Y MATERIALES	14
2.1 Metodología	14
Datos e información utilizados en el análisis	15
Conceptos básicos y aspectos metodológicos	17
2.2 Materiales	25
Datos geofísicos	25
Informes	26
Otros materiales	26
3. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	27
4. MARCO GEOLÓGICO DE REFERENCIA	33
4.1 Cuencas de Paraná y Chacoparanense	33
Origen, evolución y principales aspectos estructurales.	33
Aspectos generales del relleno de las cuencas de	
Paraná y Chacoparanense	39

	4.2 Geología de la Cuenca Norte	45
	4.3 Aspectos geológicos del área de estudio	55
5.	RESULTADOS	58
	5.1 Análisis morfoestructural	58
	Topografía	59
	Lineamientos	64
	Geomorfología	72
	Geología de superficie	75
	5.2 Análisis de subsuelo	86
	Gravimetría	86
	Sísmica	89
	Magnetotelúrica	97
	Geología de subsuelo	101
	5.3 Modelo geológico conceptual	107
6.	DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	113
7.	REFERENCIAS	126

RESUMEN

Se presentan los resultados obtenidos del análisis de cuenca del sector Noroeste de la Cuenca Norte, en donde se integró el estudio morfoestructural (análisis topográfico, de lineamientos, geomorfológico y geológico) con el análisis de subsuelo (interpretación gravimétrica, sísmica, magnetotelúrica y datos geológicos de pozos). Como principal resultado se definió un corredor estructural de dirección NW, denominado Salto - Tambores (CST), definido por dos fallas principales (Arapey y Daymán). Este corredor estructural se dividió en dos zonas a partir de una falla que controla el cauce del Arroyo Valentín Grande. Ambas zonas, oriental y occidental, presentan rasgos morfológicos, estructurales y relleno de cuenca diferente. La zona oriental, con desarrollo de cuchillas de laderas pronunciadas y elevaciones que superan los 270 m, es la porción más angosta del corredor (45 km de ancho). Los datos de subsuelo indicaron una profundidad de basamento entre 500 y 800 m con preservación de unidades devónicas (comprobado por los pozos Salsipuedes, Achar E1 y Cardozo Chico). La zona occidental, caracterizada morfológicamente como una planicie, con elevaciones menores a 140 m y pendientes en torno de los 2° presentó los mayores espesores de cuenca. En esta región, el CST alcanza los 75 km de ancho y desde la región central al extremo Oeste el basamento desciende superando los 3.500 m producto de las fallas normales y lístricas que rotan los bloques de basamento con rumbo WSW. Aquí también se definió la falla Itapebí, la cual controla el mayor depocentro señalado por los datos sísmicos (> 3.700 m). Próximo al margen del Río Uruguay se caracterizó, en

vi

superficie y subsuelo, una falla N-S buzando al Oeste, ya señalada por anteriores autores, la cual controla el descenso del abrupto del basamento (> 3.500 m). Los depocentros más profundos no han sido perforados aún, desconociéndose una parte de la estratigrafía de la cuenca. En ese sentido, los datos e información geológica de subsuelo y superficie sugieren por un lado, el acuñamiento de unidades permocarboníferas hacia el Sur y Oeste y por otro lado, el devónico no admitiría espesores mayores a los ya conocidos en Uruguay (300 m). Por tanto, se presume que los depocentros más profundos preservarían rocas paleozoicas más antiguas a las conocidas para la estratigrafía de la Cuenca Norte.

Palabras clave: Corredor Salto – Tambores, Depocentro, Cuenca Norte, Uruguay.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Justificación

Esta tesis aborda el estudio de los principales rasgos estratigráficos y estructurales en un área específica de la Cuenca Norte, y está orientada a la caracterización geológica de los sectores más profundos de la cuenca que puedan albergar depocentros que preserven rocas sedimentarias precarboníferas.

Un volumen importante de la información de subsuelo de la Cuenca Norte, geológica y geofísica, surgió principalmente de las campañas exploratorias de la Administración Nacional de Combustibles Alcohol y Portland (ANCAP) realizadas entre los años 1956 – 1958 y 1986 – 1987.

Esos pozos revelaron que las rocas sedimentarias más antiguas preservadas en los sectores Oeste y Noroeste, previo al contacto con el basamento cristalino de la Cuenca Norte, son permocarboníferas y atribuidas a la Formación San Gregorio.

Cabe destacar que todos esos pozos estuvieron orientados a la exploración de hidrocarburos se ubicaron sobre altos estructurales. La primera campaña, ubicó los pozos basados exclusivamente en la gravimetría adquirida durante la década de 1950. En la segunda campaña exploratoria la localización de los pozos contó con el apoyo de la sísmica 2D adquirida en 1984.

Ambas campañas tuvieron como objetivo comprobar potenciales acumulaciones de hidrocarburos en trampas estructurales como leves anticlinales sobre altos del basamento. Por lo tanto, esos pozos no cortaron los principales depocentros sedimentarios, y por ese motivo no se conoce en su totalidad el relleno de la Cuenca Norte en los sectores más profundos.

En ese sentido, de Santa Ana (1989); Ucha & de Santa Ana (1990) refirieron en informes técnicos elaborados como síntesis de las campañas exploratorias que la fuerte compartimentación de dirección NW en la cuenca podría aún controlar la preservación de relictos sedimentarios más antiguos que los permocarboníferos reconocidos hasta entonces.

A nivel regional, otros autores también plantearon como hipótesis que, en la Cuenca de Paraná (Brasil, Br), fosas profundas podrían albergar sucesiones geológicas más antiguas a las ya conocidas. Fúlfaro *et al.* (1982), Zalán *et al.* (1990) y Soares (1991), sugirieron la existencia de un conjunto de fosas aulacogénicas, de dirección NE – SW desarrolladas en la región central de dicha cuenca como estructuras favorables para albergar otros registros sedimentarios más antiguos. Esos trabajos pioneros mostraron además que la compartimentación estructural de la Cuenca de Paraná presentaba importantes rasgos estructurales en tres direcciones preferenciales: NW – SE; NE – SW y E-W.

La presencia de rocas sedimentarias más antiguas al Silúrico se comprobó años más tarde en el sector brasilero de la Cuenca del Paraná así como la presencia de un magmatismo más antiguo, representado por basaltos ordovícicos intercalados a una sedimentación contemporánea (Pozo Três Lagoas – TL-1-M5, aproximadamente 4.500 m de profundidad en Milani, 2004). Otro ejemplo ocurre en el Estado de Paraná (Br), donde la perforación 1- API – 1 – PR (Alto Piquiri) cortó 5.911 m de sedimentos sin llegar a basamento cristalino, alcanzando las rocas sedimentarias neordovícicas que se reúnen en la Formación Alto Garças.

En el ámbito de la Cuenca Chacoparanense, la presencia de una sedimentación eopaleozoica era conocida desde los primeros pozos exploratorios llevados adelante en territorio argentino por Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF) entre los años 1940 y 1950. Por ejemplo, la fosa tectónica de Las Breñas, alumbrada en 1940 por los pozos homónimos (Chebli *et al.*, 1999), es un depocentro profundo de orientación NE – SW que contiene rocas sedimentarias paleozoicas, y mesozoicas.

Cabe destacar que la presencia de rocas paleozoicas es reconocida en el margen atlántico uruguayo a partir de la interpretación sísmica y asociados a estructuras del *prerift*. En ese sentido el estudio del tramo final del pozo Gaviotín (Veroslavsky *et al.*, 2003) reconocieron la presencia de rocas sedimentarias fosilíferas pérmicas, evidencia que luego posibilitó un ajuste en la interpretación sísmica con la definición de depocentros paleozoicos con más de 3.000 m de potencia. (Ucha *et al.* 2004).

10

Para la Cuenca Norte y áreas adyacentes, en los últimos años, varios estudios geofísicos sugirieron la presencia de depocentros profundos. Entre otros, se destaca el informe de la investigación geofísica en el área piloto Salto – Concordia que se realizó en el marco del Proyecto para la Protección Ambiental y Desarrollo Sostenible del Sistema Acuífero Guaraní (P – SAG). Oleaga, (2005) mostró profundidades de basamento mayores a las estimadas en estudios geológicos, en particular, los autores mostraron, en los perfiles magnetotelúricos, profundidades de basamento superiores a los 3.500 m en la región Oeste de Uruguay. En territorio argentino, al Norte de la ciudad de Concordia, Oleaga, (2002) esbozó la presencia de fallas de dirección N-S donde el basamento sobrepasaría los 5.000 m de profundidad (Ruta N° 14, región de Mandisovi, entre las localidades de Federación y Chajarí, Argentina, Ar).

Recientemente, Cernuschi (2015) en un estudio orientado a la factibilidad de obtención de energía geotérmica y sobre la base de los antecedentes existentes sugirió la posibilidad de existencia de depocentros profundos en el sector Noroeste de Cuenca Norte.

En el subsuelo de la vecina Provincia de Corrientes, Mira *et al.* (2015) mostraron el desarrollo de profundas fosas tectónicas de más de 4.000 m de profundidad, estimadas sobre la base de relevamientos gravimétricos y magnetotelúricos.

Si bien la hipótesis sobre la existencia de depocentros profundos en cuencas uruguayas no es inédita, la caracterización estructural, así como el análisis de la naturaleza de su relleno rocoso fue los que motivó, en buena medida, el desarrollo de esta tesis. La posibilidad que depocentros profundos albergaran rellenos más antiguos al Carbonífero posee claras implicancias académicas referidas al origen y evolución de la Cuenca Norte. Asimismo, posee significación en áreas de aplicación, como por ejemplo en la utilización de acuíferos profundos o en la exploración de hidrocarburos.

1.2 Objetivos

General

El objetivo general de la presente tesis es identificar y caracterizar los rasgos estructurales fundamentales asociados al desarrollo de depocentros profundos en un sector específico de la Cuenca Norte. Asimismo, analizar las implicancias geológicas que surjan de la posible naturaleza del relleno sedimentario.

Específicos

Entre los objetivos específicos se destacan los siguientes:

- 1. Elaborar un mapa de lineamientos del área seleccionada.
- Definir y caracterizar los elementos morfoestructurales que se asocian a lineamientos, fallas, y/o zonas de fallas.

 Identificar las estructuras mayores que controlan el desarrollo de los principales depocentros.

- Analizar la respuesta de los métodos geofísicos (gravimetría y magnetotelúrica), en dicho sector de cuenca cotejados contra el análisis de la interpretación sísmica.
- Elaborar un modelo geológico conceptual del subsuelo del área de estudio sobre la base del conjunto de los datos e información analizada.

2. METODOLOGÍA Y MATERIALES

2.1 Metodología

Se enfocó el estudio sobre la base metodológica del análisis de cuenca. El mismo se basa en la integración y análisis de diferentes datos e información provenientes de afloramientos y subsuelo, siendo ampliamente desarrollada en el texto de Allen & Allen (2005) y es utilizada para conocer el origen y evolución del relleno de una cuenca así como evaluar su potencial económico (figura 2.1).

El análisis de cuenca proporciona los fundamentos para extrapolar información de áreas conocidas hacia regiones desconocidas o con escasa información con el objetivo de predecir la naturaleza de la cuenca en donde la evidencia no está disponible (Allen & Allen 2005; Catuneanu 2002). Luego, este tipo de abordaje puede orientarse con diferentes objetivos a la exploración de recursos energéticos, minerales y aguas subterráneas.

En esta tesis se integraron datos e información de subsuelo y superficie que fueron recabados a lo largo de varias giras de campo, e interpretaciones propias basadas en datos e interpretaciones generados por otros autores en otros proyectos científicos y técnicos.

14



Figura 2.1 – Esquema de la metodología de análisis de cuenca donde se diferencian los datos y técnicas de los eventos. Modificado de Catuneanu (2002)

Datos e información utilizados en el análisis

Se realizaron varios relevamientos de campo donde se obtuvieron datos geológicos de afloramientos y donde además se pudo documentar los rasgos morfológicos más destacados. Asimismo, cuando fue posible 15 Marmisolle, J. 2015

acceder a los testigos de los pozos se realizaron las descripciones litológicas.

Se utilizaron imágenes satelitales LANDSAT, imágenes topográficas producidas a partir de modelos de elevación digital (DEM por sus siglas en inglés) obtenidas a través del programa *Google Earth* y la cartografía topográfica disponible en el país a través de los productos del Servicio Geográfico Militar (SGM).

Se dispuso de los nuevos sondeos magnetotelúricos adquiridos por ANCAP en los años 2011 y 2012, varios de los cuales comprendieron el área de estudio. Asimismo, se recopiló la información de sondeos magnetotelúricos recabados en el P – SAG. En todos los casos se realizó una reinterpretación de los datos.

Se contó con nuevos datos gravimétricos generados por ANCAP en 2015, la sísmica 2D de reflexión de las antiguas líneas que fueron reprocesadas recientemente (relevamiento sísmico 1984). También se contó con pequeños tramos de recientes adquisiciones sísmicas (Julio – Agosto de 2014) realizadas por empresas petroleras que tienen contratos de prospección y de exploración y producción con ANCAP, algunas de ellas públicas.

Se contó con datos e información de pozos exploratorios y de estudios estratigráficos realizadas por ANCAP o proporcionados por empresas petroleras, así como informes técnicos inéditos realizados por ANCAP.

16

Un destaque particular tuvo la exhaustiva revisión de los antecedentes referentes al marco tectónico y evolutivo regional de las cuencas Paraná y Chacoparanense lo cual queda reflejado en la bibliografía consultada. La revisión bibliográfica incluyó la literatura específica de la industria petrolera, como por ejemplo la revisión de las memorias de la *American Association of Petroleum Geologist* (Asociación Americana de Geólogos del Petróleo - AAPG) en lo que particularmente respecta a las cuencas sudamericanas de la región meridional.

Además, se revisaron los trabajos sobre cuencas *onshore* y *offshore* generados por PETROBRAS, ANCAP, YPF, entre otros.

Conceptos básicos y aspectos metodológicos

En este trabajo se consideró el término morfoestructura como una forma de relieve vinculada a estructuras geológicas y la caracterización morfoestructural refiere al análisis del modelado de diferentes elementos geológicos, geomorfológicos y geofísicos a diferentes escalas y la posible vinculación de éstos, con los procesos tectónicos que los originaron.

Dicho análisis se elaboró en etapas que incluyeron el estudio de superficie y de subsuelo por separado, para luego integrar los datos en un único mapa estructural. El estudio de superficie consistió en el análisis de la topografía, los lineamientos (drenaje, relieve y fractura) y la geomorfología del área de estudio. Mientras que el estudio de subsuelo consistió en la interpretación de datos geofísicos (sísmica, gravimetría y magnetotelúrica) e información de pozos.

El análisis topográfico permite caracterizar las formas del terreno mediante el análisis de un conjunto de medidas que definen las características geométricas del terreno (Felicísimo, 1994). En la actualidad los modelos de elevación digital (DEM) son utilizados para la obtención de los parámetros básicos.

En este estudio se trazaron diez perfiles topográficos, equidistantes entre sí, que cubrieron toda la superficie del área de estudio con el fin de obtener una descripción detallada de la misma. Esta metodología permitió destacar los rasgos del relieve y fue útil para obtener la inclinación de las pendientes de las laderas.

Para ello se utilizaron las herramientas del programa *Google Earth Pro* con el que se realizaron las secciones topográficas. Asimismo se utilizó el programa *ArcGis 10.3.1* para el mapa base y el compilado de la información.

Para el análisis de los lineamientos es común el uso de datos satelitales (imágenes ópticas y de radar) así como modelados del terreno (DEM). En este caso se escogió el DEM y el análisis permitió definir los controles estructurales y regímenes tectónicos a gran escala en un área con escasos afloramientos. Cabe aquí mencionar que el término lineamiento estructural fue definido por Hobbs (1912, *in* Veneziani, 1987) para caracterizar las relaciones espaciales visibles tales como crestas, áreas de borde, contactos geológicos, quebradas, valles y fracturas.

La distinción entre rasgo estructural y falla en la interpretación de productos de teledetección es un tema no menor dado que **a**) los lineamientos no se restringen a un tipo de movimiento tectónico a lo largo de toda su extensión o durante el recorrido en los diferentes ciclos o fases tectónicas que afectaron un área y **b**) una zona de falla puede dar origen a varios lineamientos paralelos a subparalelos o viceversa (Veneziani, 1987). En definitiva, varias fracturas asociadas a una zona de falla pueden dar origen a apenas un lineamiento distinguible en los productos de sensoramiento remoto.

El criterio de lineamiento adoptado en este trabajo fue el propuesto por Etchebehere *et al.* (2007) quienes definieron los lineamientos como rasgos topográficos lineales o tonalidades observables en imágenes fotográficas, que puedan representar discontinuidades estructurales.

Los rasgos rectilíneos de relieve y drenaje así como las fracturas se analizaron a través del DEM para Uruguay disponible en la página *web* de Agencia para el Desarrollo del Gobierno de Gestión Electrónica y la Sociedad de la Información y del Conocimiento (AGESIC).

Adicionalmente, fueron utilizadas imágenes satelitales obtenidas de Google Earth Pro de diferentes años que auxiliaron en la definición de los lineamientos, ya que una de las desventajas del método está asociada a las áreas forestadas o cultivadas que homogenizan el medio y no permiten una clara identificación.

El mapa de lineamientos se montó en *ArcGis 10.3.1* y se seleccionó como escala de trabajo 1:700.000. Para la presentación de los datos se consideraron jerarquías diferentes para cada tipo de lineamiento de acuerdo a la longitud de los tramos rectilíneos. Se establecieron dos niveles jerárquicos; menores a 10 Km y mayores a 10 Km de longitud. Asimismo, se optó por una diferenciación de colores para cada tipo identificado (drenaje, relieve y fracturas).

Para el análisis de los rumbos de los lineamientos de relieve y drenaje se utilizó el programa *StereoNet* y se realizó en una escala de detalle considerando tres niveles jerárquicos de longitud para cada tipo de lineamiento; menores a 5 Km; entre 5 y 10 Km y mayores a 10 Km de longitud.

Como se mencionó, los lineamientos no siempre representan directamente movimientos tectónicos, por tanto el control en campo fue de gran apoyo ya que ayudó a determinar si los mismos se correspondían con fallas o diaclasas.

Con tal fin, se realizó un reconocimiento geológico del área donde se relevaron setenta y dos (72) puntos. Los puntos de control fueron previamente seleccionados teniendo en cuenta el acceso para caracterizar la morfología del lineamiento identificado previamente. Por tanto, la distribución de los puntos de control no fue homogénea. Cuando el afloramiento lo permitió, se obtuvieron datos geológicos – estructurales y registro fotográfico de los rasgos morfoestructurales de los lineamientos.

El análisis morfoestructural de superficie se complementó con el estudio geomorfológico del área de estudio. Para ello, se realizó un análisis e interpretación de las anomalías del relieve y drenaje. En ese sentido, se consideraron parámetros geomorfométricos que permitieron describir el relieve mediante un conjunto de medidas que, según Felicísimo (1994), definen las características geométricas del terreno a diferentes escalas. Esta metodología se conoce como parametrización del relieve y en la actualidad se utiliza el DEM para obtención los parámetros básicos como altura y pendiente.

Los resultados del análisis de superficie se representaron en un mapa de fallas a escala 1:700.000 donde se consideró toda la información de superficie. Para ello se utilizó el programa *ArcGis 10.3.1*.

La caracterización morfoestructural de subsuelo se realizó a través del análisis geofísicos de datos (gravimétricos, sísmicos y magnetotelúricos) y geológicos obtenidos de perforaciones las disponibles. Este estudio permitió relacionar los datos de superficie con los de subsuelo, y así, algunos de los lineamientos identificados se vincularon a elementos estructurales.

El análisis de datos gravimétricos fue de utilidad para comprender el comportamiento del basamento cristalino así como para la identificación de estructuras geológicas. En este estudio se contó con una imagen gravimétrica de anomalía Bouguer para el Uruguay, propiedad de ANCAP. La misma se confeccionó a partir de datos gravimétricos existentes de la Dirección Nacional de Geología y Minería (DINAMIGE), SGM y ANCAP.

Para el análisis de los datos sísmicos se utilizó el programa *Kingdom 8.8* y se contó con el apoyo de 2 líneas sísmicas de reflexión 2D reprocesadas por YPF propiedad de ANCAP.

Para la interpretación de los datos sísmicos se adoptaron los criterios de la estratigrafía de secuencias. Esta metodología explica la génesis de las sucesiones geológicas que rellenan una cuenca sedimentaria y es muy utilizada en cuencas con escasos datos de pozos, ya que permite predecir la localización de sistemas depositacionales en el relleno sedimentario. Para la interpretación de secuencias y/o de secuencias depositacionales se tuvieron en cuenta las definiciones que se describen a continuación. La edición de la Memoria 26 de la AAPG (Payton, 1977) constituye la base de la estratigrafía de secuencias.

<u>Secuencia estratigráfica</u> (Sloss *et al.*, 1963): unidad estratigráfica de jerarquía mayor que grupo, megagrupo o supergrupo delimitada por discordancias significativas de escala regional reconocidas como horizontes sin significado temporal específico.

<u>Secuencia depositacional</u> (Mitchun Jr. *et al.*, 1977): unidad estratigráfica constituida por una sucesión concordante de estratos genéticamente relacionados y delimitados en el tope y base por discordancias y sus respectivas concordancias correlativas

22

Una secuencia estratigráfica puede subdividirse en distintas secuencias depositacionales, ya que el término secuencia definido por Sloss *et al.* (1963) es de jerarquía mayor a la secuencia depositacional y por eso también, el primer término es conocido como supersecuencia (Vail, 1977).

Desde entonces varias definiciones de secuencia estratigráfica fueron propuestas por distintos autores. En ese sentido, Catuneanu *et al.* (2009) resumieron las definiciones de secuencia estratigráfica realizadas por Posamentier *et al.* (1988); Van Wagoner (1995); Galloway (1989); Posamentier & Allen (1999) & Catuneanu (2006).

En definitiva, la estratigrafía de secuencias en una metodología de análisis del registro estratigráfico basado en la existencia de secuencias de diferentes órdenes de magnitud que representan ciclos sedimentarios de diferentes escalas de tiempo.

Además de la interpretación sísmica, el análisis de subsuelo incluyó la interpretación de secciones magnetotelúricas.

El método magnetotelúrico (MT) es de utilidad para diferenciar rocas de resistividades contrastantes. En este estudio fue utilizado para estimar la profundidad del basamento cristalino, determinar el espesor de los basaltos y conocer el espesor de rocas sedimentarias en un sector de Cuenca Norte. Asimismo, el modelado MT fue utilizado para identificar estructuras geológicas.

Para la interpretación MT se utilizaron 2 secciones. La sección Salto – Belén (dirección N-S) con 80 Km de longitud y la sección Villa Marmisolle, J. 2015 23 Constitución – Ruta N°3 (dirección E-W) de 15 Km de longitud, ubicadas en el departamento de Salto.

El análisis de subsuelo se complementó con la información y datos de pozos exploratorios y de estudio estratigráfico realizados en diferentes campañas exploratorias de hidrocarburos.

Las descripciones litológicas y el análisis de los registros geofísicos (*logs*) de los pozos Quebracho, Salsipuedes, Guichón, Salto, Belén, Achar E1, Clara, Cardozo Chico, Cerro Padilla, Cañada del Charrúa E2 y Quintana E1 localizados en el área o en los alrededores, auxiliaron en la interpretación sísmica ya que permitieron correlacionar la información geológica con los datos sísmicos, así como elaborar las secciones geológicas.

Se confeccionaron tres secciones geológicas con la ayuda de los programas *Kingdom 8.8* y *Corel X6*.

Finalmente, se elaboró un modelo geológico conceptual que sintetiza el arreglo geológico – estructural del sector Noroeste de la Cuenca Norte. Para ello se consideraron todos los resultados obtenidos en los diferentes análisis de superficie y de subsuelo. Se utilizó el programa *Corel X6*.

2.2 Materiales

Como se mencionó, además de la bibliografía de referencia, se integraron información y datos de subsuelo y superficie. A continuación se listan los materiales empleados.

Datos geofísicos

- Mapa de anomalía de Bouguer del territorio uruguayo, propiedad de ANCAP (2015).
- 325 Km de líneas sísmica 2D de reflexión reprocesada por YPF: UR84_YPF-60; UR84_YPF-61; UR84_YPF-62; UR84_YPF-03 y URU84_YPF-04. Propiedad de ANCAP.
- Líneas sísmica 2D de reflexión reprocesada por Schuepbach Energy Uruguay: UR84_SCH_06; UR84_SCH_03; UR84_SCH_04.
- Línea sísmica 2D: SC14 -8 y SC14 -06. Propiedad de Schuepbach Energy Uruguay.
- Registros SP, Resistividad, Caliper de pozos exploratorios:
 Guichón, Quebracho, Salsipuedes y Salto. Propiedad de ANCAP.
- Registro GR, Espectrometría, DT, Resistividad e Inducción, RHOB, DPHI, NPHI, Caliper, Temperatura y SP del pozo Belén. Propiedad de ANCAP.

Informes

- Reportes geológicos, palinológicos y geoquímicos de los pozos: Belén, Guichón, Quebracho, Salsipuedes, Salto, Cañada del Charrúa E1, Achar2, Cardozo Chico y Quintana E1. Propiedad de ANCAP.
- Descripciones litológicas de los pozos: Belén, Guichón, Quebracho, Salsipuedes, Salto, Cañada del Charrúa E2, Quintana E1, Achar2, Cardozo Chico, Cerro Padilla, Clara. Propiedad de ANCAP.
- Información estructural de Cuenca Norte. Informes inéditos.
 Propiedad de ANCAP.

Otros materiales

- Imágenes de modelados magnetotelúricos 2D: Secciones Salto Belén (80 Km) y Villa Constitución – Ruta N°3 (15 Km).Propiedad de ANCAP.
- Datos geológicos de afloramientos de unidades paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas. Datos propios.

3. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza en el sector NW de Cuenca Norte (figura 3.1) que abarca principalmente los departamentos de Salto, Paysandú y subordinadamente los departamentos de Artigas y Tacuarembó.

Está comprendida por los vértices definidos por las siguientes coordenadas geográficas en UTM (21S) – *Datum WGS-84*:

- 1. Coordenadas X: 400.000 m e Y: 6.600.000 m
- 2. Coordenadas X: 561.000 m e Y: 6.600.000 m
- 3. Coordenadas X: 561.000 m e Y: 6.460.000 m
- 4. Coordenadas X: 400.000 m e Y: 6.460.000 m

El acceso al área de estudio se realiza a través de las rutas nacionales N° 3, 4, 5, 26 y 31 y desde allí una serie de caminos secundarios facilitan el acceso a gran parte del área.

La ciudad más importante que comprende el área de estudio es Salto, la cual se ubica en el extremo Centro - Oeste del área.





Figura 3.1 - Arriba: Ubicación general del área de estudio sobre un mapa que muestra las cuencas *onshore* de Uruguay. Modificado de Veroslavsky *et al.* (2006). **Inferior:** área de estudio. Escala 1:700.000.

Desde el punto de vista geológico, el área se encuentra prácticamente cubierta por los basaltos de la Formación Arapey (Eocretácico). También se reconcocen en el área unidades paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas.

Las unidades paleozoicas en el área de estudio ocurren exclusivamente en el subsuelo, si bien en la porción Sur y Sureste, muy próximas al área, afloran las areniscas y areniscas conglomerádicas pérmicas de la Formación Buena Vista y las diamictitas, ritmitas permocarboníferas de la Formación San Gregorio (Ruta N° 43, tramo entre Ruta N°5 y San Gregorio de Polanco).

Las rocas sedimentarias mesozoicas atribuibles a la Formación Tacuarembó, afloran a lo largo de una extensa faja de orientación general N-S y suave buzamiento hacia el Oeste, aproximadamente al Norte del Arroyo Malo.

Las relaciones estratigráficas de la Formación Tacuarembó son, hacia el tope cubiertas por los basaltos y hacia la base se apoyan en discordancia sobre las unidades pérmicas.

En el área de estudio, se exhiben las rocas sedimentarias cretácicas que se apoyan en discordancia sobre los basaltos de Arapey, Ese conjunto se reúne en las formaciones Guichón, Mercedes y Asencio y corresponden a depósitos continentales de origen fuvial y eólico.

En el extremo occidental del área de estudio, también se verifica la presencia de rocas sedimentarias cenozoicas. Aparecen limolitas y areniscas muy finas correspondientes a la Formación Fray Bentos *Marmisolle, J. 2015* 29

(Oligoceno), asi como areniscas y areniscas conglomerádicas que se reúnen en la Formación Salto. Los despósitos más sobresaliente se incluyen en la Formación Sopas a los que se suman depósitos aluviales y fluviales más jóvenes que se asocian a los cursos de los sistemas fluviales actuales.

Todas estas unidades fueron reconocidas en las giras de campo sin constituir un objetivo específico de la presente investigación.

Desde el punto de vista geomorfológico y siguiendo los criterios propuestos por Chebataroff (1969) y Panario (1988), el área de estudio se ubica en la región del territorio uruguayo denominado Cuesta Basáltica (figura 3.2).





Figura 3.2 – Mapa de sectores geomorfológicos del Uruguay realizado por Panario (1988) *In* Álvarez & De Souza (2010).

La cuesta basáltica se extiende por más de 40.000 Km², presentando una superficie ondulada, ligeramente aplanada y con frecuencia escalonada, destacándose el frente abrupto buzando al Sur, representado por la Cuchilla Negra. Chebataroff (1969) destacó que si

bien existen puntos elevados, como la estación ferroviaria de Tambores con 273 m sobre el nivel del mar o la región del Lunarejo con alturas superiores a los 300 m, la altura promedio de toda la región de la cuesta basáltica es de sólo 145 m.

Cabe destacar la mención que Chebataroff (*op. cit.*) hizo respecto a los dislocamientos que presenta la superficie basáltica y al buzamiento general de la cuesta basáltica hacia el Oeste.

Climáticamente, según los datos oficiales publicados por Instituto Uruguayo de Meteorología (INUMET), el área se sitúa en la región sub tropical húmeda con un promedio de precipitaciones anuales entre 1.300 y 1.400 mm y 17 °C de temperatura promedio anual.

Las características morfológicas, geológicas y climáticas generan el desarrollo de importantes espesores de suelo dificultando la identificación de estructuras geológicas en superficie. Por tanto, el uso de métodos alternativos, como la interpretación de lineamientos a traves de imágenes satelitales, se vuelve imprescindible para la identificación de estructuras geológicas, algunas de las cuales encontraron su correlación con otros rasgos profundos del subsuelo develados a través de otros métodos como se presentarán el Capítulo 5. Resultados.

4. MARCO GEOLÓGICO DE REFERENCIA

4.1 Cuencas de Paraná y Chacoparanense

Origen, evolución y principales aspectos estructurales

Las cuencas de Paraná y Chacoparanense (figura 4.1) constituyen una extensa área de acumulación gondwánica que albergó una sedimentación paleozoica y mesozoica, con importantes eventos magmáticos asociados a su evolución. Esta enorme depresión (sineclisa) se estableció hacia el Neordovícico emplazándose sobre una corteza continental estabilizada desde los procesos tectónicos correspondientes a los finales Ciclo Brasiliano (Milani, 1997).



Figura 4.1 – Superficie que ocupan las cuencas de Paraná y Chacoparanense sobre los actuales territorios de Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay. Modificado de França *et al.* (1995).

Definida como una cuenca intracratónica, varios aspectos de su evolución son controvertidos, en particular su origen, asunto que no escapa a la discusión sobre el origen de las grandes cuencas que se desarrollan hacia el interior de áreas cratónicas (Allen & Allen 2005).

Klein (1995) propuso que las cuencas intracratónicas ocurren en el interior de un continente sobre corteza continental, lejos de las márgenes, son ovales en una vista de planta y en sección tienen forma de plato. La evolución incluye una sucesión de procesos entre los que se destacan la distensión continental, subsidencia térmica de amplias regiones y reajuste isostáticos tardíos.

Milani (1997) planteó que las correlaciones establecidas entre unidades y procesos dentro de la Cuenca Paraná están íntimamente asociadas a los grandes eventos tectónicos que ocurrieron en el margen gondwánico. Estos se ven reflejados en la propagación de esfuerzos continente adentro y la formación de una flexura litosférica típica de las cuencas de antepaís, sugiriendo para esta cuenca una evolución de tipo *foreland* en donde se sucedieron ciclos de subsidencia acelerada.

Cordani, *et al.* (1984), Milani & Ramos (1988); Ramos (1993); López Gamundi *et al.* (1994) y Milani (1997) propusieron que el basamento de la cuenca está constituido por unidades litológicas de diferentes dominios de corteza continental. Según estos autores el complejo desarrollo de megasecuencias está marcado por la dinámica del margen activo vinculado al crecimiento del Gondwana en donde se incorporaron bloques en sucesivos eventos de subducción y colisión. Estos eventos condicionaron el desarrollo de áreas de subsidencia y el estilo de la acumulación sedimentaria ya que heredaron el arreglo tectónico del basamento, así como también controlaron los principales elementos estructurales que condicionan sus límites (figura 4.2).



Figura 4.2– Principales elementos geotectónicos de la Cuenca de Paraná que condicionaron el desarrollo de áreas de subsidencia y el estilo de la acumulación sedimentaria. Modificado de Northfleet *et al.* 1969. (línea verde: límite de la Cuenca de Paraná, líneas negras: altos estructurales, flechas negras: dirección de profundización del basamento).

Al respecto, Tankard *et al.* (1995) señalaron que los cinturones del ciclo Brasiliano/Panafricano constituyeron un arreglo de cuencas y orógenos que se distribuyen por los continentes africano y sudamericano.

En términos generales, la evolución de las cuencas Paraná y Chacoparanense estuvieron pautadas por dos momentos tectónicos bien definidos. Por un lado, el margen activo del Gondwana Occidental, el cual propició procesos compresivos durante el Paleozoico, y por otro lado, la apertura del Océano Atlántico durante el Mesozoico como mega-evento extensional causante de la fragmentación del Pangea.

En ese sentido, Milani (1997) indicó que la Cuenca Paraná es el producto de complejos procesos tectonosedimentarios actuantes durante el Fanerozoico, y estos alternaron momentos de sedimentación, magmatismo, no depositación y erosión.

Más allá de las fuertes analogías entre las cuencas gondwánicas de las regiones de África Meridional, Argentina, Bolivia, Paraguay y Uruguay propuestas por Milani (1992), França *et al.* (1995), Fúlfaro *et al.* (1997), estas a menudo presentan características paleogeográficas diferentes como consecuencia del levantamiento de altos internos que interrumpieron las conexiones marinas o modificaron localmente los niveles de base.

Fúlfaro *et al.* (1982), en un intento de explicar el origen de la cuenca, señalaron la existencia de un conjunto de fosas aulacogénicas de dirección NE– SW como control inicial de la subsidencia.

En la década de 1990, como ya fue señalado en el capítulo 1. Introducción, PETROBRAS reforzó dicha idea, ya que encontró una depresión pre-silúrica, a la que denominaron *rift* central o "*Calha Central da Bacia do Paraná*", estructura que fue caracterizada a través de sísmica
y perforaciones. Milani (2004) propuso que dicha estructura estaba ligada a una tectónica transtensiva que, asociada a un campo de esfuerzos compresivos, reactivó antiguas discontinuidades corticales.

Zalán *et al.* (1990) señalaron que cada evento tectónico que se desarrolló hacia el borde activo del supercontinente, originó una discordancia importante en el registro estratigráfico de ambas cuencas y como consecuencia, mostraron que la compartimentación estructural de la Cuenca Paraná presenta importantes rasgos estructurales en tres direcciones principales NW – SE; NE – SW y E-W (figura 4.3).

Al respecto, Marques *et al.* (1993), a través de mapas geofísicos, delimitaron bajos estructurales (*grabens*) en donde, posteriormente, Milani *et al.* (1996) determinaron grandes espesores de sedimentos en depocentros delimitados a partir de la correlación de pozos.



Figura 4.3 – Compartimentación estructural de la Cuenca Paraná. Modificado de Zalán *et al.*1990. Incluye las principales estructuras propuestos por Zalán et al. (1990) para Brasil (NW; NE y E-W) y los principales lineamientos de Uruguay presentados por *Preciozzi et al.,* 1979 (línea verde: límite de la Cuenca de Paraná, líneas negras: fallas y lineamientos principales)

Milani (1997) señaló que la disipación de esfuerzos compresionales por medio de reactivaciones transtensivas de los lineamientos NE – SW del basamento fue un segundo mecanismo importante de subsidencia y de modificación estructural de la Cuenca de Paraná. Conceptualmente, Milani (*op. cit.*) indicó que la subsidencia intracratónica, desvinculada de cualquier tipo de esfuerzo producto del borde de placa, ocurrió únicamente y debido a la carga sobreimpuesta por los basaltos de Serra Geral (Br), en el Cretácico.

Recientemente Mira *et al.* (2015) mostraron que existen evidencias, a través de importantes depocentros, que darían continuidad a la *"Calha* *central*⁷, ya en el subsuelo de las provincias de Misiones y Corrientes (figura 4.4).



Figura 4.4 – Principales rasgos estructurales que muestran el desarrollo del graben de Corrientes en la Cuenca Chacoparanense y la posible continuidad de éste con la *Calha Central* (Cuenca Paraná) propuesta por Milani (1997). Tomado de Mira *et al.* (2015).

Aspectos generales del relleno de las cuencas Paraná y Chacoparanense

El espacio geográfico que ocupan actualmente estas cuencas, integrando a esta las denominaciones que adquieren en los territorios de Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay, superando los 1.400.000 Km² y en

sectores con espesores máximos que alcanzan los 7.000 m (Zalán *et al.*, 1990)

El relleno de este gran ámbito de sedimentación es vulcanosedimentario, y comprende rocas que van desde el Ordovícico al Cretácico, producto de la superposición de diversas cuencas, las cuales evolucionaron en el tiempo con estilo, arreglo de facies y sedimentación diferentes (Zalán *op. cit.*).

Los primeros registros de la Cuenca Paraná son Ordovícico -Silúrico. En Argentina, esta secuencia está representada por las formaciones Pirañé, Árbol Blanco, Las Breñas, Caburé (Chebli *et al.* 1999). En Brasil, está representado por el Grupo Río Ivaí y en Paraguay, los pozos Asunción 1 y 2 cortaron unidades que se correlacionan con este grupo (Fúlfaro, 1995). En Uruguay, no hay registros sedimentarios que se conozcan para ese momento evolutivo.

Milani (1997) señaló que el Ordovícico estuvo controlado por los lineamientos del basamento y que la sedimentación estuvo ligada a fosas alargadas de dirección NE – SW. Ejemplo de ello es la fosa tectónica de Las Breñas en Argentina y la gran depresión central denominada *Calha Central* en Brasil.

Las condiciones de sedimentación para el Silúrico son diferentes a las anteriores dando inicio a una depositación de tipo plataformal, las cuales continuaron durante el Devónico. Algunos autores (Astini, 1990; Toro & Sánchez, 1995 *in* Milani, 1997) señalaron la existencia de paquetes silúricos asociados a frentes deltaicos rellenando fosas alargadas de rumbo N-S a partir de áreas fuente situadas al Este, o grandes aportes clásticos atribuidos al levantamiento de elementos estructurales en el interior de la Cuenca Paraná.

El Devónico, con una mayor distribución superficial que el Silúrico, está bien representado en Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay (Milani, 1997). En Brasil, el Grupo Paraná (formaciones Furnas y Ponta Grossa) alcanza espesores de hasta 850 m, mientras que en Argentina (formaciones Caburé y Rincón) supera los 1.000 m. En Uruguay, el Grupo Durazno (Bossi, 1966) muestra un espesor máximo de 300 m (pozo La Paloma – Ex Instituto Geológico del Uruguay - IGU) y constituye los primeros registros sedimentarios reconocidos hasta el momento para la Cuenca Norte.

Durante el permocarbonífero, la Orogenia Herciniana o Chánica descripta por varios autores, entre ellos Zalán (1991), López Gamundi & Rossello (1993), sumado a los fenómenos de descensos del nivel del mar como producto de la glaciación carbonífera, según López Gamundi & Rossello (1993), Fúlfaro (1995), Milani (1997), fue responsable de la discordancia regional entre los registros siluro - devónicos y carboníferos. En términos generales la secuencia permocarbonífera ocupó una extensión aún mayor que la antepuesta secuencia devónica.

En Argentina, la secuencia carbonífera está representada por la Formación Ordoñez (Win & Steinmetz 1998); en Brasil, por el Grupo Itararé (Petri & Fúlfaro, 1988) y en Uruguay, por la Formación San Gregorio según el criterio de Preciozzi *et al.* (1986).

41

Cobbold *et al.* 1986, Zalán *et al.* (1990), López Gamundi & Rossello (1997), Milani & Ramos (1988) entre otros, propusieron que el Pérmico estuvo marcado por el cierre paulatino del mar y por el levantamiento generalizado de áreas cratónicas como repuesta a la tectónica compresiva del margen occidental del Gondwana.

El Pérmico Medio, está representado por la Formación Victorino Rodriguez (Ar), las formaciones Rio Bonito, Palermo, Iratí y Sierra Alta (Br) y por las formaciones Tres Islas, Fraile Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar y Yaguarí (Uy).

La máxima inundación, que ocurrió durante la subsidencia pérmica, quedó representada por las formaciones Palermo (Br) y Fraile Muerto (Uy), con un pico de inundación máximo y fuerte restricción de oxigeno representado por las formaciones Iratí (Br) y Mangrullo (Uy).

Cabe señalar que durante todo el Pérmico hubo actividad volcánica intensa, la cual se reconoce en los niveles de cenizas volcánica presentes en las formaciones Rio Bonito (Br), Mangrullo y Yaguarí (Uy); San Miguel (Ar).

Hacia el Pérmico Tardío - Triásico Temprano la continentalización y desertificación de la cuenca que propuso Milani (1997) quedó representada por las formaciones Buena Vista (Uy), Sanga do Cabral (Br), existiendo además una extensión en el Triásico Superior que está representada por depósitos continentales y fosilíferos que son reunidos las formaciones Santa María y Caturrita (Br). Milani (1997) sugirió que parte de los potentes depósitos arenosos que se encuentran en el extremo Noroeste de la Cuenca Norte puedan estar relacionados a esa sedimentación del Triásico Medio a Superior.

Luego del proceso de continentalización se abrió paso un fuerte proceso erosivo responsable de la discordancia trabajada durante el Triásico y buena parte del Jurásico.

Uliana *et al.* (1989) y Milani, (1997) señalaron que durante el Jurásico hubo continuidad de las condiciones dominantes del Triásico Superior, donde hubo desarrollo de *grabens* y magmatismo asociado, abarcando áreas cada vez mayores en el Gondwana Occidental.

El registro estratigráfico del Jurásico está representado por rocas sedimentarias de origen continental y marino dependiendo de la región paleogeográfica de la cuenca Paraná. Al respecto, Milani (1997) destacó que dicha cuenca, en el dominio de intraplaca, se caracterizó por el aislamiento y una máxima restricción a la entrada de agua oceánica quedando representado por las formaciones Botucatú y Pirambóia (Br); Tacuarembó (Uy y Ar) y Misiones en (Py).

Durante el Cretácico la apertura del Atlántico Sur constituyó un evento extensional, policíclico, que afectó y reactivó las antiguas discontinuidades del basamento precámbrico.

La apertura del Océano Atlántico, dio lugar a la generación de varias cuencas sedimentarias *offshore* en el margen atlántico. Estas cuencas, fueron definidas como *rift* abortados con orientación general NW. En particular, en el margen uruguayo se localiza el más septentrional de esos *rift* denominado Cuenca de Punta del Este (Morales, 2013).

En el área continental uruguaya, Rosello *et al.* (2000) indicaron que las Cuencas Santa Lucía y Laguna Merín, componen un lineamiento estructural, asociado genéticamente a la apertura del Océano Atlántico y denominado Santa Lucía – Aiguá – Merín (SaLAM). Posteriormente, Rosello *et al.* (2000), (2007) y Veroslavsky *et al.* (2007) sugirieron que el SaLAM representa un *rift* abortado de la apertura atlántica de dirección predominante ENE – WSW.

La desagregación continental produjo enormes volúmenes de lavas basálticas (*LIP* / Provincia Paraná – Ethendeka), representadas por las formaciones Serra Geral (Ar y Br), Alto Paraná (Py) y Arapey (Uy). Dicho evento forjó importantes fenómenos de subsidencia que generaron espacio para los eólicos de las formaciones Botucatú (BR), Tacuarembó (Ar – Uy) y/o Misiones (Py). Asimismo benefició la migración del depocentro magmático hacia el Sur (Turner *et al.* 1994).

Fúlfaro *et al.* (1982), Zalán *et al.* (1990), Rossello & Mozetic (1999), entre otros, indicaron que la Cuenca Paraná llegó a su fin como ámbito de sedimentación y unidad geotectónica regional con la sedimentación cretácica post-basáltica.

Dicha sedimentación estuvo influenciada por la presencia de elementos positivos o altos estructurales que funcionaron como áreas fuente de sedimentos para algunas regiones y extensas áreas de erosión para otras. Un ejemplo de ello fue el levantamiento del Alto de Asunción, elemento responsable de la erosión hacia el Oeste de la Cuenca Paraná.

44

Durante el Cretácico Tardío, los procesos orogénicos del borde protoandino fueron responsables de la instalación de un régimen tectónico compresivo para la Placa Sudamericana, el cual se mantiene hasta el presente.

4.2 Geología de la Cuenca Norte

La porción más austral de la Cuenca Paraná, en territorio uruguayo, se denomina Cuenca Norte. La misma se localiza esencialmente al Norte del Río Negro con una superficie de aproximadamente 90.000 Km² y un espesor máximo perforado de 2.377 m (pozo NO_8_Y_X1, Yacaré). La figura 4.5 representa las unidades litoestratigráficas con edades que van desde el Devónico al Cretácico.



Figura 4.5 – Columna litoestratigráfica de Cuenca Norte. (?) posible continuidad de esas unidades hacia el Oeste. Modificado de Santa Ana (2006).

En la Cuenca Norte no se reconocen registros de edad ordovícica y silúrica hasta el presente. Las primeras unidades paleozoicas reconocidas son devónicas y se corresponden con las formaciones Cerrezuelo, Cordobés y La Paloma, las cuales constituyen el Grupo Durazno (Bossi, 1966). Estas afloran en la porción centro-Sur de la cuenca y hasta hace poco tiempo el límite establecido para el desarrollo de estas unidades en el subsuelo no sobrepasaba el Norte del Río Negro (figura 4.6). En la carta geológica de Bossi & Ferrando (2001) se reconocieron en la región occidental nuevos afloramientos devónicos correspondiendo a

conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas, blancos y con matriz feldespática, que se apoyan directamente sobre el basamento y a los que se sobreponen diamictitas de la Formación San Gregorio.



Figura 4.6 – Cuencas *onshore* de Uruguay y las megasecuencias aflorantes. Modificado de Veroslavsky *et al.* (2006).

La megasecuencia permocarbonífera (de Santa Ana, 2006) se extiende en toda la Cuenca Norte con limitaciones locales. El área de afloramiento de todas las formaciones constituyentes de esta secuencia es el sector Este, llegando a reconocerse en el subsuelo del sector Oeste las formaciones Cerro Pelado, Fraile Muerto y Buena Vista.

Los depósitos mesozoicos, están representados por rocas sedimentarias de origen continental, fluvial y eólico reunidas en la Formación Tacuarembó (Juro – Eocretácico) y por las lavas basálticas de la Formación Arapey (Eocretácico). Los depósitos post-basálticos se agrupan en las formaciones Guichón, Mercedes y Asencio (Neocretácico).

La evolución tectonosedimentaria de la Cuenca Norte acompañó, en términos generales, los grandes eventos que marcaron la evolución de la Cuenca Paraná. Asimismo, se generaron excepciones locales como consecuencia de elementos tectónicos que compartimentaron sectores y restringieron las conexiones marinas entre las cuencas.

Investigadores como Loczy (1966), Fúlfaro *et al.* (1982), Cordani *et al.* (1984), Preciozzi *et al.* (1985), Veroslavsky (1994) y de Santa Ana (1989; 2004) afirmaron que el basamento cristalino controló el desarrollo de altos internos, así como la configuración de depocentros, áreas de aporte sedimentario, magmatismo y hasta la propia naturaleza y arreglo del relleno sedimentario tanto de la Cuenca Paraná como de la Cuenca Norte.

Diversas estructuras asociadas con altos del basamento y fosas depositacionales con dirección N15 – 25; N45W, y N75 -100; NW – SE; E-W; NE – SW y N-S fueron individualizadas para las cuencas *onshore* uruguayas, cabe citar los trabajos de Ferrando & Andreis (1986), Goso &

de Santa Ana (1986), de Santa Ana (1989), Ucha & de Santa Ana (1994) y de Santa Ana & Veroslavsky (2002). Estos autores destacaron que dichas estructuras afectaron las diferentes secuencias sedimentarias que conforman el relleno de las cuencas.

La carta geo – estructural a escala 1:2.000.000 realizada por Preciozzi *et al.* (1979), incorporó al marco estructural *onshore*, las principales fallas *offshore*. Los autores agregaron que las principales direcciones estructurales en Cuenca Norte fueron heredadas del comportamiento del basamento cristalino y se corresponden con las discontinuidades de direcciones E-W, y la falla Sarandí del Yí – Arroyo Solís Grande en el sector NW de cuenca Norte.

Los lineamientos que propusieron Preciozzi (*op. cit.*) se correspondieron con fallas observadas, inferidas y cubiertas (figura 4.7).



Figura 4.7 – Fallas observadas, inferidas y cubiertas propuestas en la Carta Geo Estructural, Escala 1:20.000 (modificado de Preciozzi *et al.* 1979).

Gomez Rifas (1995) elaboró un mapa con los principales elementos estructurales de Uruguay destacándose, para la región de estudio, las fallas Daymán y Arapey (denominadas megafallas por el autor) así como la disposición de un trend de fallas N-S paralelas al Río Uruguay.

Otro aspecto a señalar sobre los rasgos estructurales del basamento es la continuidad por debajo de la cuenca de zonas de cizallas o grandes discontinuidades que se reconocen en el basamento aflorante. En ese sentido, se señala que la mayoría de las inferencias se realizaron basadas en datos gravimétricos (figura 4.8).



Figura 4.8 – Arriba: División del Escudo Uruguayo, Masquelin (2006). **Abajo:** Interpretación estructural regional a partir de Mapa gravimétrico de Hallinan *et al.* (1993). En rojo se señalan las principales interpretaciones de estos autores.

De Santa Ana (1989) definió controles de dirección NW y E-W para el permotriásico, así como señaló la posibilidad de acumulaciones paleozoicas mayores a 3.500 m de espesor en la Cuenca Norte. En ese mismo trabajo, se definieron controles estructurales de dirección NE y NW para el Triásico Superior – Jurásico y para las secuencias sedimentarias continentales cretácicas. En tanto, el mismo autor, definió un control NW y N-S para el magmatismo eocretácico.

Ucha & de Santa Ana (1994) indicaron que la configuración de la Cuenca Norte es el resultado de varios episodios tectónicos de edad Paleozoico (orogenias Eoherciniana; Herciniana Tardía y Finiherciniana) y Mesozoico (*rift* Atlántico).

De Santa Ana (1989); Ucha & de Santa Ana (1994) y de Santa Ana (2004) propusieron que los altos estructurales Vichadero, Itapebí, Queguay y Colonia, de direcciones preferenciales E-W y NW, subdividieron la cuenca y controlaron el desarrollo y la distribución de la secuencia pérmica e indicaron el carácter erosivo del período Juro -Cretácico así como el cambio en el eje de la depositación.

Por otro lado, de Santa Ana *et al.* (2001, 2006), a partir de datos gravimétricos y sismoestratigráficos, identificaron una tectónica compresiva permotriásica en el sector NW de la cuenca de naturaleza sinsedimentaria, ya mencionados por diferentes autores brasileros y argentinos en la década de 1990.

Hacia el Neocretácico, la tectónica regional fue de carácter distensivo, tipo *rift*, y se vincula a la apertura atlántica. De Santa Ana (1989) asoció los mayores depocentros efusivos (ejemplo en el Departamento de Salto) con las direcciones y controles NW, y agregó que

52

dichos controles eran los más antiguos, reactivados y afectados por el movimiento de las fallas NE durante el Cretácico Inferior.

La tectónica extensional transcurrente, mesozoica, fue postulada nuevamente en el trabajo publicado por de Santa Ana & Veroslavsky (2004). Los principales controles estructurales que propusieron dichos autores se muestran en la figura 4.9.

Luego, de Santa Ana *et al.* (2006b) fueron quienes mostraron la compartimentación de la cuenca segmentada por grandes fallas NW – SE. Estos autores discutieron con la ayuda de la gravimetría la ocurrencia de basculamientos diferenciales entre esos bloques. Al respecto, Bossi *et al.* (1974) mencionaron que los basaltos de la Formación Arapey presentan un basculamiento general hacia el Oeste, e identificaron que los mismos mostraban zonas relativamente altas y hundidas.



Figura 4.9 - Principales controles estructurales de los depósitos mesozoicos identificados en el registro gravimétrico. Los autores, de Santa Ana & Veroslavsky (2004) propusieron esfuerzos distensionales de dirección principal NE-SW durante el Juro-Cretácico los cuales reactivaron fallas NW.

Bossi & Navarro (1991) reconocieron importantes fallas regionales de rumbo general NW e indicaron que los bloques de basalto, a ambos lados de las fallas, presentan diferencias considerables de espesor además de modificaciones litológicas y estructurales.

Para el Cenozoico, de Santa Ana & Veroslavsky (2002) definieron un conjunto de estructuras de direcciones N45W, N-S, N15E, y N75-100 y consideraron que estas se correlacionan con antiguas discontinuidades crustales, muchas de las cuales representan reactivaciones de las estructuras compresivas de edades permotriásicas.

4.3 Aspectos geológicos del área de estudio

El conocimiento general del subsuelo de la Cuenca Norte y en particular del área de estudio es, en buena medida, fruto de los trabajos de exploración que ha realizado ANCAP. Los mismos han sido utilizados en numerosos informes técnicos y publicaciones científicas. Los que en su mayoría son utilizados como antecedentes de este trabajo.

El área de estudio coincide prácticamente con el Segmento Salto cartografiado a escala 1:100.000 por Bossi *et al.* (1969) que tuvo como principales antecedentes los trabajos de Bossi & Umpierrez (1965), Hausman & Fernández (1967), figura 4.10.



Figura 4.10 - Fotointerpretación de fracturas, en el Segmento Salto. Hausman & Fernández (1967). Nótese el control estructural sobre el Arroyo Itapebí (en rojo). Los autores describieron que las longitudes dominantes son las de dirección N150° y N30°; mientras que las frecuencias dominantes: N30°E, N140°E y N60°E.

Las unidades aflorantes a las que se hace mención fueron referidas en forma general en sus características y distribuciones en el Capítulo 3. Localización del área de estudio.

En los últimos años una serie de actividades fueron orientadas, entre otros objetivos, a establecer la extensión del Devónico en Uruguay. Algunas novedades surgieron en la re-evaluación bioestratigráfica y litoestratigráfica de los pozos Salsipuedes, Cuchilla Zamora y Guichón en donde se determinó que los mismos cortan rocas devónicas. Por ejemplo, Daners *et al.* (2012) y (2013) confirmaron la presencia de fósiles devónicos, en los tramos finales de los pozos Achar (formaciones Cerrezuelo y Cordobés) y Salsipuedes. Además, como ya fue señalado, la integración de datos e información geológica y geofísica del subsuelo de la Cuenca Norte, sumado a la aplicación de nuevas técnicas de reprocesamiento sísmico y nuevos datos de perforaciones de estudio, señalaron el desarrollo de importantes fosas en los alrededores de las ciudades de Salto y Concordia, aspecto que será nuevamente abordado en la discusión.

5. RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos de los diferentes análisis realizados.

Primeramente, se muestran los resultados del análisis morfoestructural, el cual incluyó los estudios de topografía, lineamientos de drenaje, relieve y fractura, así como el análisis geomorfológico y geológico de superficie (levantamiento de datos en los afloramientos).

Posteriormente, se presentan los resultados del análisis de subsuelo que integran la interpretación de datos e información geofísica previa (gravimetría, sísmica y magnetotelúrica), así como el análisis y la obtención de datos geológicos de subsuelo (descripciones litológicas, diagrafías de pozos y construcción de cortes geológicos).

Finalmente, a modo de síntesis, se construyó un modelo geológico conceptual para el área de estudio concebido a partir de un conjunto de cortes geológicos y bloques diagramas del subsuelo.

5.1 Análisis morfoestructural

Se presentan los resultados obtenidos del estudio de superficie. El mismo incluye el análisis topográfico, estudio de lineamientos de drenaje, relieve y fractura, y el análisis de la geomorfología del área estudiada.

Marmisolle, J. 2015

Topografía

Para el estudio topográfico se trazaron 10 secciones equidistantes (cinco con rumbo SE – NW y cinco con rumbo SW – NE) sobre la base cartográfica de la aplicación *Google Earth*, que cubrieron toda la superficie del área de estudio, cuyas ubicaciones se muestran en la figura 5.1. Los rumbos para las secciones topográficas se seleccionaron considerando las direcciones de los lineamientos principales que surgieron de los antecedentes.

El análisis de los perfiles topográficos permitió subdividir el área de estudio en dos zonas, oriental y occidental, con características topográficas diferentes (figura 5.2). La línea media que separa ambas zonas coincide aproximadamente con el curso del Arroyo Valentín Grande. Se observó que paralelo a dicho arroyo se disponen una serie de arroyos subparalelos y de orientación N-S, denominados de Oeste a Este, arroyos de la Isleta, Sauce y las Flores. Estos arroyos cortan casi transversalmente las cuchillas, atenuadas topográficamente en esa región, que se disponen con rumbo NW (cuchillas Daymán y de los Médanos). Como se verá más adelante, en el análisis de superficie y subsuelo, existen otros elementos geomorfológicos y litoestratigráficos que acompañan esta diferenciación en dos zonas.



Figura 5.1 - Mapa de ubicación de las secciones topográficas. Escala 1:700.000. Secciones topográficas con rumbo SW–NE: A – A'; B – B'; C – C'; D – D' y E – E'. Secciones topográficas con rumbo SE–NW: 1 – 1'; 2 – 2'; 3 – 3'; 4 – 4' y 5 – 5'.



Figura 5.2 – Área de estudio mostrando la zonificación topográfica, oriental y occidental. El trazo continuo azul señala el Arroyo Valentín Grande y en punteado la continuidad del límite entre ambas zonas.

En la zona oriental se observó un relieve más elevado con 247 m de altura promedio y pendientes pronunciadas de 0.4% en promedio. Los perfiles topográficos C – C'; D – D'; E – E'; 1 – 1'; 2 – 2' y 3 – 3' (figuras 5.3 y 5.4) mostraron que en esta región los picos más elevados superan los 200 m, alcanzando un máximo de 273 m (Estación Tambores) y las pendientes de las laderas resultaron superiores al 0.5 % llegando incluso a 0.7%.

Por otro lado, el análisis de la zona occidental mostró una topografía más suave con un promedio de 94 m de elevación y pendientes menos pronunciadas con una inclinación de 0.1 - 0.2% promedio (perfiles topográficos 3 - 3'; 4 - 4'; 5 - 5'; A - A'; B - B' y C - C').



Figura 5.3 – Secciones topográficas con rumbo SW- NE: A - A'; B - B'; C - C'; D - D'; E - E'.



Figura 5.4 – Secciones topográficas con rumbo SE-NW: 1 - 1'; 2 - 2'; 3 - 3'; 4 - 4' y 5 - 5'.

Lineamientos

El análisis de los lineamientos de drenaje, relieve y fracturas permitió ahondar en los rasgos morfoestructurales del paisaje y fue de utilidad para distinguir las principales estructuras del área estudiada. Dicho análisis se realizó sobre la base a los criterios detallados en el Capítulo 4. Metodología y Materiales y la identificación de estos (figuras 5.5 y 5.6) se realizó sobre una imagen DEM.

Dada la densidad de lineamientos identificados a la escala de trabajo seleccionada (1:700.000) se optó por representar gráficamente dos grupos con longitudes diferentes para cada tipo de lineamiento (tramos rectilíneos de drenaje, relieve o fractura > a 10 Km y < a 10 Km) y estos se diferenciaron entre si usando colores.



Figura 5.5 - Mapa de lineamientos de drenaje, relieve y fractura del área de estudio montados sobre la imagen DEM con 60% de transparencia. Escala 1:700.000

Marmisolle, J. 2015



Figura 5.6- Mapa de lineamientos, sin DEM. Escala 1:700.000.

Marmisolle, J. 2015

Dando continuidad al análisis se separaron dos grupos para una mejor visualización de los lineamientos. Por un lado se representaron los de drenaje y relieve (figura 5.7) y en otro mapa los de fractura (figura 5.8).



Figura 5.7 – Mapa de lineamientos de drenaje y relieve del área de estudio. Las líneas punteadas señalan la traza de los ríos Daymán y Arapey.

Del análisis de los lineamientos de drenaje surgió que los ríos Arapey y Daymán (1^{er} orden) constituyen un corredor estructural de dirección NW, el cual se denominó Corredor Salto – Tambores (CST). Ambos márgenes del corredor quedaron representados por un conjunto de tramos rectilíneos de drenaje menores a 10 Km de longitud. Entre ambos ríos, o en medio del CST, los lineamientos mayores y menores a 10 Km, presentaron rumbo principal NW y en menor cantidad N-S. Al Norte del Río Arapey, los lineamientos presentaron rumbo E-W y NE. Al Sur del Río Daymán los rumbos de los lineamientos de drenaje mostraron 3 direcciones, NW, E-W y NE.

La gran mayoría de los lineamientos de relieve (figura 5.7) presentaron rumbo dominante NW. Se identificó que la zona oriental del área de estudio es la que contiene la mayor concentración de estos lineamientos. Particularmente, dentro del CST se observó un importante lineamiento de relieve constituido por varios tramos rectilíneos mayores a 10 Km de longitud, y con rumbo NW.



Figura 5.8 – Mapa de fracturas identificadas mediante fotolectura.

Respecto a las fracturas (figura 5.8) se observó que estas presentaron dos rumbos principales, NW y NE. Asimismo se destaca un importante conjunto de fracturas de rumbo E-W, en el sector Sur del área de estudio constituidas por tramos rectilíneos mayores a 10 Km de longitud. Además, es de destacar un conjunto de fracturas de rumbo N-S identificadas en la localidad de Salto (extremo Oeste del área de estudio) de longitud inferior a 10Km.

El análisis de los lineamientos se complementó con diagramas de rumbos (figuras 5.9 y 5.10). Para este estudio se consideraron tres tramos para los lineamientos de drenaje y relieve (< a 5 Km, entre 5 y 10 Km y > a 10 Km).

Los diagramas tipo rosa de los lineamientos de drenaje mostraron que los tramos rectos más prolongados, de los 25 medidos, se correspondieron con rumbos dominantes NW (N300 – N340). Para los lineamientos intermedios (entre 5 a 10 Km de longitud) se identificaron un total de 133, de los cuales predominó la dirección E-W y en menor medida N-S. Algo similar ocurrió con los tramos de drenaje más pequeños (menores a 5 Km), en donde las direcciones de rumbo más destacadas fueron E-W y N-S.

Los diagramas de rumbo para los lineamientos de relieve, mostraron una marcada tendencia NW en los tres tramos de longitud analizados. Asimismo, se observó una tendencia del relieve con rumbo E-W en el tramo de 5 a 10 Km de longitud.



Figura 5.9 - Rosa de rumbos para los lineamientos de drenaje





Geomorfología

El análisis geomorfológico del área de estudio se realizó en base al mapa de curvas de nivel (figura 5.11) y, de la misma forma que ocurrió con el análisis topográfico, también se diferenciaron dos zonas, planicie y cuchilla, asociadas a las zonas occidental y oriental respectivamente.



10 100 200 300 400 500 metros

Figura 5.11 – Mapa de curvas de nivel. La línea punteada azul representa el Arroyo Valentín Grande el cual separa, la zona de cuchillas hacia el Este, más elevada, con 247 m de altura promedio, de la zona de planicie hacia el Oeste (menos elevada con 94 m de altura promedio)
En la zona occidental se observó un relieve suavemente ondulado, bajo con pendientes atenuadas (10 a 20°) propios de una zona de planicie. Sin embargo, la zona oriental se caracterizó por el desarrollo de cuchillas, relieve elevado y pendientes pronunciadas (50°). En esta zona las curvas de nivel se juntan indicando las laderas pronunciadas, mientras que hacia el Oeste las curvas de nivel se disponen algo más separadas entre sí mostrando la atenuación de las pendientes.

En el extremo Este, zona elevada, se desarrolla la Cuchilla de Haedo, con una disposición N-S y fuertes pendientes hacia el Este, alcanzando 70° de inclinación.

Se menciona aquí, que el término cuchilla es una denominación que se le da en Uruguay a las formas más salientes del relieve. Una cuchilla no constituye formas de relieve en sí mismo, sino que el término hace referencia a una función que cumple como divisoria de agua (Álvarez & De Souza, 2010).

En el área de estudio, se destacaron cuchillas de dirección WNW (denominadas, de Norte a Sur: Belén, de los Arapey, Daymán, de los Médanos y Queguay). Estas constituyen desmembraciones de la Cuchilla de Haedo y ofician de divisorias de agua entre los ríos, de Norte a Sur: Cuaró, Arapey, Daymán y Queguay.

Se observó que los sistemas de cuchillas de dirección WNW atenúan sus pendientes hacia el Oeste hasta el punto de desaparecer.

Respecto al comportamiento del drenaje (Figura 5.12) se observó que el drenaje de 2^{do} orden se encuentra contenido en un corredor NW (CST)

formado por los drenajes de 1^{er} orden (ríos Arapey y Daymán). En la zona oriental, el drenaje de 2^{do} orden es unidireccional con escurrimiento hacia el NNW, mientras que en el sector occidental, es bidireccional con rumbos SW y NNW mostrando claramente una divisoria de agua con rumbo WNW. En este análisis, al igual que ocurrió con los rasgos topográficos, también se observó una diferencia en el comportamiento de los drenajes de 2^{do} orden a ambos lados del Arroyo Valentín Grande.



Figura 5.12 – Dirección de drenaje de 2^{do} orden (flechas azules) entre los ríos Arapey y Daymán (1^{er} orden). La línea punteada azul, señala el curso del Arroyo Valentín Grande

Geología de superficie

Finalmente, el análisis de superficie se complementó con los puntos de control de campo (figura 5.13) donde se observaron los rasgos morfológicos asociados a los lineamientos previamente identificados por fotolectura. Se registraron 72 sitios.



Figura 5.13 – Ubicación de los puntos de control (P1 a P72) dentro del área de estudio. Algunos puntos quedaron fuera del área ya que varios accesos a los lineamientos identificados por fotolectura solo fueron posibles desde fuera del área de estudio seleccionada.

El control de campo permitió obtener un registro fotográfico de los lineamientos identificados previamente y a su vez, obtener datos geológicos que permitieron asociar los lineamientos con estructuras geológicas como fallas o diaclasas. Ejemplo de ello son las fallas Daymán y Arapey de rumbo NW y bien identificadas en el análisis de lineamientos. Asimismo, fue posible asociar lineamientos NE con fallas.

El principal producto de este análisis fue, a partir de la integración de todos los datos que surgieron del análisis de superficial (figura 5.14), la caracterización de corredor estructural con rumbo general NW, de largo 177 Km y ancho promedio de 60 Km delimitado por las fallas Arapey y Daymán. Esta estructura se denominó Corredor Salto – Tambores (CST).

Se observó que las estructuras NW, condicionan fuertemente el drenaje de 1^{er} orden dentro del área de estudio (ríos Daymán y Arapey) y en menor medida el drenaje de 2^{do} orden. Asimismo, el relieve más elevado (superior a 150 m) está condicionado también por las estructuras NW.

Dentro del CST se identificó un conjunto de fallas NE y N-S que exhiben un patrón estructural diferente a ambos lados de la falla que controla el cauce del Arroyo Valentín Grande.

En la zona oriental estas fallas son normales y lístricas, de configuración rectilínea y se desarrollan en casi la totalidad del corredor desde la falla Arapey hasta Daymán. Las fallas NE y N-S que se desarrollan en la porción occidental, también son normales y lístricas, pero de configuración curva y no siempre presentan continuidad a lo largo de todo el corredor. En ambos casos son responsables de la profundización de la cuenca hacia el NW. Asimismo, en superficie, controlan fuertemente la red de drenaje.

Otro aspecto a resaltar para el sector occidental es que la interrupción de la continuidad de las fallas normales y lístricas parece estar controlada por

el desarrollo de fallas normales paralelas a los labios principales del CST. La falla Itapebí controla el labio Sur de ese depocentro.

Por último y también ligado al extremo occidental del CST, se desarrolla un tren de fallas de dirección general N-S paralelas al actual cauce del Río Uruguay, que controla el descenso abrupto del basamento en esta región.



Figura 5.14 – Mapa estructural que exhibe el desarrollo del Corredor Salto – Tambores (CST). El mismo se confeccionó con todos los elementos estructurales que surgieron de los análisis de topografía, lineamientos, morfológicos y geológicos de campo, sumado a la revisión de los principales antecedentes. El CST está constituido por las fallas de dirección NW Arapey y Daymán. Asimismo se destaca la Falla Itapebí de dirección NW, como las principales fallas normales y lístricas de dirección predominante NE y N-S. Se señala la Estructura que controla el A° Valentín Grande (que divide en 2 zonas el CST) así como el trend de fallas N-S paraleles al Rio Uruguay.

Los principales lineamientos que se reconocieron ligados al CST, tal como fueron señalados por los principales antecedentes, así como se verá luego a partir de los datos e información de subsuelo, se corresponden con fallas. En ese sentido se documentan a continuación aquellos lineamientos que presentan un cambio morfológico y que están ligados a aspectos geológicos.

La topografía elevada, como rasgo morfológico sobresaliente de los principales controles estructurales NW (fallas Arapey y Daymán) y NE, fue claramente visible en el sector oriental donde hay predominio del relieve elevado (> a 100 m de cota).

En ese sentido a continuación se han seleccionado algunos ejemplos que reflejan los cambios morfológicos y en algunos casos con evidencias geológicas claras como por ejemplo brechas de fallas y fallas:

A. Expresión morfológica de la Falla Daymán (figura 5.19).

B. Expresión morfológica de la falla Arapey (figuras 5.20, 5.21 y 5.22).

C. Expresión morfológica del trend de fallas NE (figura 5.23).

D. Evidencia geológica de falla NW. Brecha de falla (5.24).





Figura 5.19 – (A) P9, Ruta N°5 (vista Norte), coordenadas UTM 21S X: 580048 / Y: 6438458. Foto panorámica del rasgo morfológico de la falla Daymán. **(B)** Corte transversal a la falla donde se puede apreciar la topografía elevada. **(C)** Ubicación del P9 y del corte transversal (línea roja). Línea negra y punteada corresponde a la traza de la falla Daymán.





Figura 5.20 – **(A) P23** y **P24**, Ruta N° 31, (vista Oeste), coordenadas UTM 21S X: 516987/ Y: 6527042. Rasgo morfológico de la falla Arapey (rumbo NW). **(B)** Corte transversal a la falla donde se puede apreciar la topografía elevada. **(C)** Ubicación de P24 y P23 y del corte transversal (línea roja). Línea negra y punteada corresponde a la traza de la falla Arapey.







Figura 5.21 – (A) P30, cruce de caminos Arroyo de las Cañas y Arerunguá, próximo a la localidad de Cerro de la Vera, departamento de Salto. A la derecha se observa la fachada de la Escuela Rural N° 63, (vista Sur), coordenadas UTM 21S X: 506982 / Y: 6516366. Se destaca el relieve elevado asociado a la falla Arapey de rumbo NW. (B) Corte transversal a la falla donde se puede apreciar la topografía elevada. (C) Ubicación del P30 y del corte transversal (línea roja). Línea negra y punteada corresponde a la traza de la falla Arapey



Figura 5.22 – P13, Cañada de los Peñas, Ruta N°31, 196 Km. Falla Arapey N320–322 (indicada en color rojo), en basaltos vacuolares de la Formación Arapey. Notar como los pequeños saltos de la cañada tienen el mismo rumbo NW que la falla principal (líneas blancas).



Figura 5.23 – **(A) P32**, Cerro de la Vera, Coordenadas UTM 21S X: 515536 / Y: 6502681.Cornisa con rumbo N70 (Falla NE). **(B)** Corte transversal a la falla donde se puede apreciar la topografía elevada. **(C)** Ubicación del P32 y del corte transversal.





Figura 5.24 - P33, Ruta N°26, Km 188,5, coordenadas UTM 21S X: 559633 / Y: 6478557. Brecha de falla en basaltos de la Formación Arapey. **(A y B)** Imagen panorámica de la brecha de falla en basaltos, con ligero buzamiento hacia el Oeste. Se destaca que la brecha está asociada a la intersección de la fallas Arapey (NW) con fallas NE. **(C)** Detalle de la brecha de falla donde se observan estrías de desplazamiento.

Por otro lado, en el sector occidental, en la región de planicie, la morfología que adquieren las fallas es diferente. La traza de las mismas, la mayoría de las veces, queda representada por los cauces de los principales ríos y arroyos (ej.: ríos Daymán, Arapey y arroyos Itapebí, Palomas, Valentín Grande, Arerunguá, entre otros). La falla Itapebí como se demostrará más adelante es expresiva a nivel de información de subsuelo, mientras que en superficie surge claramente el control sobre el arroyo homónimo (figura 5.25).



Figura 5.25 - Imagen de *Google Earth* mostrando el rumbo NW de los arroyos Itapebí Chico y Grande. Se señala en color amarillo la traza de la falla Itapebí.

Como ya fuera mencionado, los lineamientos con rumbo NE que se identificaron en el campo en la zona oriental, al Este del Arroyo Valentín Grande y sobre la Ruta N°26, resultaron ser importantes fallas. También estas fallas presentan una morfología elevada como por ejemplo se vio en la figura 5.23. Se destaca que dichas fallas NE, si bien condicionaron el drenaje en esta región, su traza no coincide exactamente con el valle de los arroyos, si no que coincide con los lineamientos de relieve.

En algunos sectores del área de estudio, en la intersección de fallas NW y NE, se observó un diaclasado intenso en los basaltos. En ese sentido y como resultado de dicho diaclasado se generan bloques de tamaño variable de basalto, con buena disponibilidad a la extracción, que son utilizados como piedra partida, reconociéndose varias canteras en estos sitios. De forma general y en el área de estudio, los lineamientos principales NW son desplazados por las fallas NE. La figura 5.26, muestra un ejemplo de lo mencionado anteriormente sobre la estructura Arapey. Sin embargo las relaciones espaciales entre las fallas principales NW y NE con las fallas N-S y E-W no son claras. Las que en ocasiones N-S y E-W desplazan a las NW y NE y en otras ocasiones ocurre a la inversa.



Figura 5.26 - Falla Arapey de dirección NW (líneas amarillas) desplazada por fallas de dirección NE (líneas rojas). Imagen de base tomada de *Google Earth*.

5.2 Análisis de subsuelo

El análisis y la interpretación del subsuelo se basó en la integración de datos e información geofísica (gravimetría, sísmica y magnetotelúrica) y geológicos (de pozos exploratorios y estratigráficos).

Gravimetría

Para la interpretación gravimétrica se utilizó como base el mapa de anomalía Bouguer generado por el equipo técnico de Exploración y Producción de ANCAP en el primer semestre de 2015. Para la confección se usaron los datos de gravimetría adquiridos por el SGM, ANCAP (de antiguas campañas y nuevas adquisiciones) y DINAMIGE.

El análisis del patrón gravimétrico permitió verificar que las principales anomalías positivas y negativas se asocian íntimamente a los fuertes controles estructurales NW y NE (figura 5.27).

Asimismo, se analizaron como posibles causas de las anomalías gravimétricas el espesor de los basaltos, cambios en el relleno de la cuenca e incluso diferente composición del basamento.



Figura 5.27 – **(A)** Mapa de anomalía Bouguer generada a partir de datos gravimétricos de ANCAP, SGM y DINAMIGE adquiridos en diferentes capañas. **(B)** Interpretación estructural integrando datos e información sísmica, magnetotelúrica y de pozo. Se reconocieron, entre otros, los rasgos gravimétricos de las fallas Daymán y Arapey que definen el CST, así como la falla Itapebí.

Del análisis se desprende que al Norte y Noreste de la falla Arapey, se desarrolla un dominio gravimétrico distinto al que ocurre dentro del CST. Al NE de la falla Arapey se observa un predominio de bajo gravimétrico, mientras que dentro del CST hay alternancia de altos y bajos gravimétricos.

En superficie y relacionado al comportamiento estructural de los basaltos dentro del CST, Bossi *et al.* (2011) señalaron diferencias en los basculamientos al Norte y Sur del lineamiento Curtina - Daymán. Al Sur del lineamiento mencionado, los basaltos se presentan subhorizontales (formaciones Piedra Sola e Itapebí de dichos autores), mientras que al Norte (Formación Curtina) buzan levemente $(5 - 8^{\circ})$ al NW. Asimismo, esos autores señalaron un fuerte lineamiento de dirección N-NW (figura 5.28), que prácticamente coincide con la falla N-S propuesta en este estudio (Valentín Grande), que divide el CST en dos zonas, oriental y occidental, la cual fue identificada en los diferentes análisis realizados en este trabajo.



Figura 5.28 – Mapa de formaciones del Grupo Arapey propuesto por Bossi *et al.* (2011). Los límites entre las formaciones Curtina, Itapebí y Piedra Sola propuesta por estos autores son coincidentes con algunas de las fallas propuestas en este trabajo como configuraciones principales del CST

Marmisolle, J. 2015

Sísmica

Para la interpretación sísmica se compusieron, con tramos de líneas sísmicas 2D, dos líneas arbitrarias de forma tal que mostraran el comportamiento del basamento cristalino, los rasgos estratigráficos del relleno de cuenca y el arreglo estructural. La figura 5.29 muestra la ubicación de las dos líneas arbitrarias generadas para este trabajo dejando ver que un importante sector no tiene cobertura sísmica.

La selección de las líneas sísmicas estuvo sujeta a la disponibilidad de las mismas dentro del área de estudio, las cuales totalizaron 325 Km.



Figura 5.29 – Mapa de ubicación de las líneas sísmicas arbitrarias utilizadas para la interpretación (325 km totales). Se señalan los *shotpoints* cada 100 m.

La línea arbitraria 1 de orientación N-S, con aproximadamente 150 Km de longitud, sigue la traza de la Ruta Nº3 uniendo los pozos Salto (Sur) y Belén (Norte) y se confeccionó con los tramos de líneas sísmicas SCH84_06; URU84_YPF-060; URU84_YPF-061; URU84_YPF-062.

La línea arbitraria 2 de orientación WSW – ENE, que alcanza los 175 Km de longitud, se compuso con los tramos URU84_YPF-003 y URU84_YPF-004, siguiendo las trazas de las Rutas N° 31 y 4.

Nuevas tecnologías aplicadas al reprocesamiento de antiguas líneas sísmicas sortearon la dificultad de obtener imágenes de buena calidad asociada a la absorción de la energía de los basaltos y permitieron, en buena medida, obtener imágenes sísmicas de mejor calidad. El reprocesamiento de las antiguas líneas sísmicas fue realizado por YPF (figura 5.30).

A partir del análisis sismoestratigráfico se separaron cuatro grandes unidades sismoestratigráficas cuyos límites se interpretan como discordancias regionales. De base a tope, se interpretan como:

a. Basamento cristalino

b. Megasecuencia precarbonífera

- c. Megasecuencia permocarbonífera
- d. Megasecuencia mesozoica (sedimentos jurocretácicos y basaltos eocretácicos).



Figura 5.30 - Arriba: línea arbitraria 1 sin interpretar. Abajo: linea arbitraria 2 sin interpretar.

A continuación se muestra la interpretación de las líneas arbitrarias 1 y 2 (figuras 5.31 y 5.32).



Figura 5.31 – Línea arbitraria 1 interpretada.

Marmisolle, J. 2015



Figura 5.32 - Línea arbitraria 2 interpretada

La baja resolución de los datos símicos utilizados no permitió caracterizar al interior de cada una de las megasecuencias, secuencias depositacionales ni cortejos sedimentarios, aunque si se observaron algunos caracteres sísmicos aislados (truncamientos) que sumado a los datos de pozos permitieron separar las megasecuencias.

La megasecuencia jurocretácica se caracterizó por reunir reflectores subparalelos y con continuidad lateral. Igualmente, dentro del conjunto de reflectores de esta megasecuencia, se reconoció una sutil diferencia. Hacia la base, los reflectores presentan baja amplitud y menor continuidad lateral, atributos que se relacionaron a las areniscas mesozoicas. Hacia el tope los reflectores presentan alta amplitud y buena continuidad lateral y se interpretaron como los derrames basálticos de la Formación Arapey. Asimismo, se reconocieron en algunos sectores truncamientos de los reflectores atribuidos a las areniscas mesozoicas auxiliando la identificación de la base de los basaltos (figura 5.33).



Figura 5.33 – Tramo de la línea arbitraria 2 donde se identificó truncamiento de los reflectores (flechas negras) de las areniscas mesozoicas contra la base de los basaltos (verde). Y también, truncamiento de los reflectores pérmicos contra de la discordancia pérmico – jurásica (tope de la megasecuencia permocarbonífera en naranja)

La megasecuencia permocarbonífera muestra truncamientos así como reflectores subhorizontales y horizontales con suaves alabeos que son interpretados como deformación del paquete sedimentario. Este rasgo es contrastante con la horizontalidad de los reflectores de la megasecuencia mesozoica. A su vez, la megasecuencia permocarbonífera, exhibe un gran contraste acústico contra el basamento cristalino, sin embargo otras veces se apoya sobre un conjunto de reflectores fuertes que se asociaron a sedimentos precarboníferos.

Dentro de la megasecuencia permocarbonífera se individualizaron un conjunto de reflectores de alta amplitud y buena continuidad asignados al tope de la Formación Mangrullo. Este horizonte, además se correlacionó con los datos de los pozos Salto y Belén. Cabe mencionar que este es interpretado como el momento de máxima inundación del Pérmico (horizonte amarillo en las figuras 5.31 y 5.32)

Hacia el Este, la megasecuencia permocarbonífera pierde potencia mostrando un claro acuñamiento, así como se observó una pérdida del atributo sísmico asociado a la Formación Mangrullo (figura 5.32).

La megasecuencia precarbonífera solo puedo ser definida en algunos sectores de la Cuenca Norte (figuras 5.31 y 5.32). En ese sentido, pudo ser caracterizada por un conjunto de reflectores de baja amplitud que en algunos tramos truncan contra la base de la megasecuencia permocarbonífera. En el tramo medio de la línea arbitraria 2 se reconocen rasgos geofísico de tipo *onlap* sobre el basamento sugiriendo un posible límite depositacional para este paquete.

95

El análisis estructural de las secciones sísmicas permitió reconocer un conjunto de fallas subverticales y lístricas que afectan el basamento y las megasecuencias identificadas. Algunas de las fallas profundas parecen no afectar a todo el relleno de cuenca.

Para el cálculo de los espesores de sedimentos se utilizaron las velocidades intervalares, litologías, y espesores en tiempo que se detallan en la tabla 1.

Formaciones	Litología/Edad	Topes horizontes (m)		Densidad promedio	Espesor en tiempo (ms)	Velocidad sísmica
		Pozo Belén	Pozo Salto	gr/cc)		(m/s)
Arapey	Basalto Eocretácico	0	0	2.9-3	0.35	4200
Tacuarembó	Areniscas Juro- cretácicas	478	955	2.2	0.25	3300
Itacumbú	Areniscas Jurásicas	890	1150	2.2		3300
Buena Vista	Areniscas Pérmico Tardío	1025	1240	2.3	0.85	3800
Fraile Muerto	Lutitas Pérmico Medio	1780	1660	2.3		4000
Cerro Pelado/ San Gregorio	Lutitas Pérmico Temprano	2280	2015	2.5		4300
	Rocas precarboníferas			2.5	0.5	4300
Basamento	Granito-gnéisico Precámbrico	2330	2180	2.7-3		5000

Tabla 1 – Datos obtenidos de los perfiles y *checkshots* de los pozos Salto y Belén utilizados en el cálculo de las profundidades de los horizontes identificados en la sísmica.

De esta forma, para la línea arbitraria 1, se reconocieron profundidades que superan los 3.700 m de potencia que se desarrolla entre la fallas Itapebí y Arapey. En la línea arbitraria 2, al Oeste de la estructura Valentín Grande, se calcularon potencias de sedimentos cercanas a los 3.500 m.

Magnetotelúrica

Se analizaron dos secciones magnetotelúricas (MT), ubicadas en el extremo Oeste del área de estudio. Dichas secciones se realizaron en el marco de un proyecto de investigación auspiciado por la Agencia Nacional de Investigación e Innovación (ANII) y la empresa Ingesur S.A., proyecto que contó con la participación de la Gerencia de Exploración y Producción de ANCAP. La ubicación de las secciones se puede ver en la figura 5.34.



Figura 5.34 – Ubicación de las secciones magnetotelúricas (MT). Sección MT Salto – Belén: traza color celeste (80 Km). Sección MT Villa Constitución – Ruta N°3: Traza color fucsia (15 Km).

Los datos magnetotelúricos, que totalizaron 95 Km, fueron de utilidad para conocer la profundidad de la cuenca y distinguir dentro del relleno el espesor de sedimentos y de basaltos. Asimismo, fue posible esbozar las grandes fallas. Las resistividades asignadas a las diferentes rocas fueron calibradas con datos de los pozos exploratorios.

La interpretación del modelado de la sección MT Salto – Belén (figura 5.35) sugirió una profundidad del basamento cristalino, para ese sector, mayor a 3.500 m esbozándose un control W-NW para los depocentros. Respecto a los basaltos, se estimaron espesores de 1.000 m cercanos al pozo Salto y de 750 m próximos al pozo Belén. Los datos de las propiedades físicas que surgen de los pozos exploratorios sugieren que la megasecuencia permocarbonífera está representada por resistividades bajas de aproximadamente 35 Ohm.m. Teniendo en cuenta dicho criterio, se puede observar que esta megasecuencia aumenta su potencia entre las fallas Itapebí y Arapey. Asimismo, se reconoció, hacia el tope, en la columna sedimentaria resistividades medias que se asignaron a la presencia de filones capa.

Por otro lado, se observó un conjunto de resistividades entre 35 y 129 Ohm.m previo al contacto con el basamento más profundo. Estos valores de resistividad se asociaron a la presencia de un paquete rocoso con atributos físicos diferentes, lo que permitió suponer rocas sedimentarias más antiguas. Rocas, al menos, precarboníferas.

Con similar criterio al anterior, se analizó la sección MT de dirección E-W, desde Villa Constitución a la Ruta N°3 (figura 5.36). La misma muestra una clara profundización del basamento cristalino en sentido Oeste, alcanzando profundidades mayores a los 3.500 m. Dicho descenso está controlado por fallas perpendiculares a la sección MT. En

98

esta sección también se identificó la base de los basaltos y rocas con



resistividades intermedias que se asignaron a rocas precarboníferas.



Figura 5.35 – Sección MT Salto – Belén. **Arriba**: Modelado MT sin interpretar y croquis de ubicación de los sondeos. **Abajo**: Misma sección MT interpretada

Maestría en Geociencias – Pedeciba 5. Resultados





Figura 5.36 – Sección MT Constitución – Ruta N°3. **Arriba:** Modelado MT sin interpretar con croquis de ubicación, al Norte de la falla Itapebí. **Abajo:** Misma sección MT interpretada. Hacia el W, próximo al Río Uruguay las profundidades de basamento sugeridas por la MT son superiores a los 3.500 m.

Geología de subsuelo

En el análisis geológico de subsuelo se tuvo en consideración la información de los pozos históricos realizados por ANCAP y DINAMIGE, así como los más recientes en el marco de estudios exploratorios.

Se utilizaron los pozos Salsipuedes, Quebracho, Guichón y Salto (Decada de 1950) y Belén (1985). También fue analizado el pozo Clara y los recientes pozos de Achar E1, Cardozo Chico, Cerro Padilla, Cañada del Charrúa E1 y Quintana E1.

A partir de los datos de subsuelo se realizaron secciones estratigráficas que se identifican en la figura (figura 5.37). En la sección geológica 1, de dirección N-S, se utilizó la información de los pozos Quebracho, Salto y Belén. La sección geológica 2, con rumbo NE, se elaboró con la información de los pozos Guichón, Cerro Padilla, Cañada del Charrúa E2 y Quintana E1. La sección geológica 3, de dirección E-W, se elaboró con la información de los pozos Salsipuedes, Cardozo Chico, Achar E1 y Clara.



Figura 5.37 – Mapa de ubicación de las secciones geológicas y de los pozos utilizados.

Para la construcción de las tres secciones se integraron los datos de pozo, la gravimetría, la magnetotelúrica y la información sísmica cuando estuvo disponible. Además, se consideraron las fallas identificadas previamente en el análisis de superficie y subsuelo.

Cabe recordar que la presencia del devónico en los pozos Salsipuedes, Cardozo Chico, Achar 1 y Cuchilla de Zamora fueron recientemente reportados en informes técnicos y publicaciones científicas. Asimismo, en la revisión efectuada en los tramos finales del pozo Guichón donde se desarrollan areniscas blancas y finas con cemento carbonatico y estratificación cruzada y areniscas y areniscas conglomerádicas próximo al contacto con el basamento fueron reinterpretadas como correspondiendo a la Formación Cerrezuelo (Tramo entre 890 y 925 m – Pozo Guichón). Esto a su vez es consistente con el cambio de los registros de resistividad y SP en contraste con las litologías suprayacente (Ver figura 3.39).



Figura 5.39– Registro del pozo Guichón (Resistividad y SP) acompañado de la traducción de la descripción litológica original realizada por DeGolyer & MacNaughton Inc. Ambos documentos muestran que el pase entre las formaciones San Gregorio (Permocarbonífero) y Cerrezuelo (Devónico) está claramente a los 890 m. Fuente: Informe final del pozo Guichón - ANCAP

La sección geológica 1 (figura 5.40) mostró una profundidad de basamento cristalino sensiblemente mayor (3.600 m) a la profundidad de basamento de las secciones geológicas 2 y 3. Dicha información surgió del análisis sísmico y magnetotelúrico.



Figura 5.41 – Sección geológica 1 N-S / Quebracho – Belén. Se destaca el CST con rumbo NW y las fallas NW: Arapey, Itapebí y Daymán. De acuerdo con el análisis de datos geofísicos (MT y sísmica) se asumió un relleno precarbonífero en los depocentros profundos.

Marmisolle, J. 2015



Figura 5.42 – Sección geológica con rumbo NE/Guichón – Quintana E1.



Figura 5.43- Sección geológica E-W/Salsipuedes - Clara. Se destaca la preservación de rocas devónicas en depocentros.

5.3 Modelo geológico conceptual

La construcción del modelo geológico conceptual tuvo en consideración el análisis morfoestructural, y los datos e información de subsuelo aportada por la geología (perforaciones y afloramientos) y por los aportes de la geofísica (sísmica, gravimetría, magnetotelúrica)

El CST es una estructura geológica compleja, de orientación general NW, la que puede ser caracterizada desde el punto de vista geomorfológico, estructural y litoestratigráfico, en dos grandes zonas: oriental y occidental. La figura 5.44, muestra la configuración estratigráfica y estructural del CST a lo largo de sus 177 km en la dirección NW.



Figura 5.44 – Esquema de un corte longitudinal del CST. Se muestra el comportamiento de las fallas NE y N-S responsables del descenso del basamento en sentido WSW y la preservación de unidades eopaleozoicas.
Desde la región central (estructura N-S, Arroyo Valentín Grande) hacia el extremo occidental el CST se ensancha alcanzando 75 km de ancho sobre la margen del Río Uruguay y el basamento se profundiza, notoriamente. Un conjunto de fallas normales y lístricas NE y N-S rotan los bloques de basamento en sentido WSW. Esta región, occidental, muestra una compartimentación más compleja del CST, con la disposición de altos y bajos estructurales, algunos de los cuales constituyen depocentros que superan los 3.500 m de espesor sedimentario. Este depocentro coincide con una anomalía gravimétrica positiva, controlada por las fallas Itapebí y Arapey, y la cual ha sido interpretada previamente como un alto de basamento, lo cual no se verifica en este estudio (interpretación MT y sísmica).

En la región central, el pozo Cerro Padilla confirmó la preservación de todas las unidades permocarboníferas de la Cuenca Norte (desde la Formación Buena Vista hasta la Formación San Gregorio, y el pozo no alcanzó basamento). En particular, la presencia de las formaciones Fraile Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar y Yaguarí en ese sector de cuenca es algo no conocido para la Cuenca Norte (ver isopacas en de Santa Ana *et al.,* 2006). En particular, a la presencia en este sector del CST de las formaciones Mangrullo, Paso Aguiar y Yaguarí se le suma en este trabajo la revisión litológica del tramo final del pozo Guichón, y la interpretación sísmica y magnetotelúrica que indicarían la continuidad de rocas devónicas dentro del CST, al menos hasta el sector central (alrededores el Pozo Cerro Padilla). Cabe señalar que Bossi (2006) señaló diferencias en la composición química de los basaltos eocretácicos a ambos lados de un lineamiento N-NW (coincidente con la falla del Arroyo Valentín Grande) lo cual llevó al autor a sugerir dos formaciones de basaltos diferentes.

En la zona Oriental el CST es algo más angosto (45 km de ancho), el basamento cristalino se ubica en profundidades de hasta 800 m y la columna estratigráfica está representada, de base a tope, por rocas devónicas (pozos Salsipuedes, Achar E1 y Cardozo Chico), rocas paleozoicas tardío (formaciones Yaguarí y Buena Vista) y basaltos mesozoicos.

La figura 5.45 exhibe un esquema sobre el comportamiento del basamento a lo largo de los pozos Salto – Belén, así como la abrupta profundización del basamento asociado a un trend de fallas N-S paralelo al Rio Uruguay y que en territorio argentino lograría alcanzar profundidades cercanas a 5.000 m.

Los buzamientos de las fallas Daymán e Itapebí hacia el Norte, así como el buzamiento al Sur de la falla Arapey fueron definidos a partir del análisis sísmico.



Figura 5.45 – Modelo geológico conceptual en el extremo Oeste del CST. Se esquematizan las principales fallas NW (Arapey, Daymán e Itapebí) que constituyen el CST. Asimismo se señala la importante falla de dirección N-S, paralela al Rio Uruguay, responsable del descenso del basamento cristalino (> 4000 m) en territorio argentino.

La información geológica disponible del subsuelo sugiere fuertes contrastes en la naturaleza de basamento asociado al desarrollo del subsuelo del CST. En ese sentido, el basamento cristalino parecería mostrar alternancia de bloques granito-gnéisicos con fajas metamórficas como lo señaló Masquelin (2006) para el Dominio Occidental. Por ejemplo, si se observan las litologías presentes en el final del pozo Salto corresponden a rocas metamórficas de protolito sedimentario (filitas) mientras que el basamento que alcanza el pozo Belén es de composición granítica (granito de grano grueso, cuarzo feldespático). Reforzando la idea anterior, y como fue mencionado en el análisis gravimétrico, las diferencias del basamento a ambos lados de la falla Arapey son notorias. Además de las diferencias en las anomalías gravimétricas, se suman las evidencias geológicas de pozo y de superficie como por ejemplo la disposición de los basaltos, aspecto que ya fuera mencionado en análisis previos.

6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este capítulo se abordan aquellos temas considerados controversiales o que merecen una discusión particular sobre los resultados geológicos alcanzados en el área de estudio así como se presentan las conclusiones del trabajo.

El Corredor estructural Salto – Tambores (CST), de dirección NW, que posee 177 Km de extensión y un ancho promedio de 60 Km, delimitado por las fallas Arapey y Daymán muestra el desarrollo de depocentros sedimentarios que superarían los 3.500 m de potencia. A esta primera conclusión se llega a través de diferentes métodos geofísicos de análisis de subsuelo alcanzados en este trabajo lo que, de una forma general, confirma algunas propuestas sostenidas en algunos antecedentes.

En relación a la utilización y comparación de los diferentes métodos geofísicos analizados en el análisis de cuenca se constata, en especial, que el análisis e interpretación sísmico realizado a partir del reprocesamiento efectuado a partir de las líneas sísmicas levantadas en la década de 1980, resultaron consistentes y coherentes con los resultados alcanzados a través de las secciones magnetotelúricas realizadas en el curso de este trabajo así como cuando comparados con aquellas secciones MT levantadas en el marco del P-SAG en la región del área Piloto Salto - Concordia.

Por otra parte, la configuración estructural del CST posee una buena correspondencia entre aquellos datos levantados en superficie (morfoestructurales y geológicos) y los datos e información que surgen del análisis del subsuelo. Estos aspectos fueron presentados y analizados, en detalle, en el capítulo anterior pero vale resaltar que los mismos permitieron definir el buzamiento de las fallas principales que controlan el desarrollo del CST así como aquellas que se desarrollan en su interior. La falla Arapey muestra un buzamiento al Sur, mientras que las fallas Daymán e Itapebí buzan ambas hacia el Norte.

Muy probablemente, y como ya fuera sugerido en el modelo geológico conceptual, estas fallas tengan un control asociado a la estructuración del basamento precámbrico. La continuidad de estas fallas en territorio argentino es evidente por la continuidad de los lineamientos estudiados, aspecto que había sido recogido en algunas síntesis regionales de la región Mesopotámica (ver Chebli *et al.* 1989).

Las expresivas fallas con dirección casi N-S a NNE que exhibe el CST paralelas al curso actual del río Uruguay también son reconocidas en ambas márgenes con rasgos morfoestructurales evidentes, y coincidentes con esquemas ya propuestos por varios autores (Gómez Rifas, 1995; Chebli *et al.,* 1989). Vale la pena recordar que Goñi & Hoffstetter (1964) consideraban la importancia regional del trend de fallas N-S paralelas al Río Uruguay.

En este trabajo se concluye que, a partir de la información sísmica y magnetotelúrica disponible para el análisis del sector occidental del CST, existen depocentros profundos controlados por fallas normales y lístricas: unos por controles NW (depocentro Itapebí) y otros por un trend de fallas N-S a

NNE, que se desarrolla paralelo al río Uruguay, responsable de un importante descenso de basamento cristalino hacia el territorio argentino (figura 6.1).



Figura 6.1 – Arriba: Interpretación MT donde se identificó la falla N-S responsable del descenso > a 3.500 m del basamento. **Abajo**: traza de la falla N-S en superficie (linea azul) y ubicación aproximada de la sección MT mostrada arriba (línea roja).

Este fuerte descenso de basamento asociado al trend de fallas N-S fue identificado en los perfiles magnetotelúricos y sísmicos, donde el basamento superaría los 3.500 m de profundidad (según datos magnetotelúricos) e incluso próximos a los 3.700 m (según la interpretación sísmica). En ese sentido, cabe recordar que profundidades de basamento superiores a 5.000 m fueron establecidas a través de sondeos magnetotelúricos inmediatamente al Norte de la ciudad de Concordia así como profundidades superiores a 3.500 m al Norte de Salto (Oleaga, 2002).

La existencia de profundidades de basamento superior a los 3.500 – 4.000 m en la región de Salto y alrededores, como ya fuera señalado, había sido considerado por los informes del proyecto P - SAG a través de datos magnetotelúricos pero más recientemente, Rosa *et al.* (2015) mostraron profundidades comparables a lo largo de algunas transectas realizadas en la provincia de Entre Ríos, las que se inician casi sobre el Río Uruguay. Resulta también de interés señalar que Mira *et al.* (2015), a partir de la integración de datos magnetotelúricos y gravimétricos, mostraron la existencia de un corredor estructural de dirección general NNE, conformado por altos y bajos estructurales, donde algunos depocentros en el extremo sur de la Provincia de Corrientes alcanzarían potencias cercanas a los 4.000 m.

En este trabajo, además de contar con líneas sísmicas reprocesadas para un nuevo análisis, se contó con los datos crudos aportados por un nuevo relevamiento magnetotelúrico que, de forma general, coincidía en su ubicación con los estudios previos realizados por otros autores. Es importante señalar aquí que la sísmica reprocesada, método considerado más robusto para el

116

análisis de subsuelo cuando comparado con MT, reafirman los datos que surgen de la interpretación magnetotelúrica.

La existencia de depocentros sedimentarios con esa profundidades revelan aspectos que hasta antes eran desconocidos para esta región específica de la Cuenca Norte, donde los registros rocosos alumbrados por los pozos exploratorios existentes no superaban los 2.500 m (pozos Salto y Belén). De cualquier forma, es cierto que para algunos sectores, como por ejemplo el extremo Noroeste del departamento de Artigas, Ucha & de Santa Ana (1994) habían estimado profundidades superiores de 3.500 m a partir de la sísmica disponible.

Las profundidades de cuenca obtenidas para el extremo occidental del CST (> 3.700 m) suponen dos formas de análisis para su explicación. Uno, que el relleno de esos depocentros podría estar dado por el espesamiento de las unidades geológicas conocidas en la columna estratigráfica de la Cuenca Norte o, el segundo, por la existencia de rocas sedimentarias más antiguas al permocarbonífero preservadas en esos depocentros.

A manera de discusión es necesario analizar que el espesamiento de unidades permocarboníferas y devónicas conocidas para en la Cuenca Norte parece no tener un sustento sólido. Por un lado, se verifica que existe un progresivo adelgazamiento o acuñamiento de las unidades sedimentarias que conforman la megasecuencia permocarbonífera hacia el Suroeste, lo que se verifica tanto para las unidades basales depositadas bajo la influencia glaciar (formaciones San Gregorio y Cerro Pelado) así como las unidades marinas (formaciones Fraile Muerto, Mangrullo y Paso Aguiar). En particular, es muy evidente el acuñamiento que registra la secuencia marina pérmica de Norte a Sur, constatado en el máximo espesor que muestra la Formación Palermo en el pozo Alegrete (Estado de Rio Grande do Sul, Br) hasta los valores sustancialmente menores que registran los pozos del Noroeste de la Cuenca Norte, en territorio uruguayo. De la misma forma, no es de esperar un espesamiento para las unidades devónicas que pueda explicar un sustancial incremento a los 300 m de potencia que se reconocen en el subsuelo (ejemplo, pozo La Paloma del IGU). Por otro lado, los espesores de las unidades sedimentarias y volcánicas mesozoicas en ese sector donde se exhiben esos depocentros más profundos se conocen en varios pozos que los recortan.

La otra posibilidad para explicar la naturaleza geológica del relleno de esos depocentros es que existan unidades rocosas precarboníferas preservadas. En ese sentido, vale la pena resaltar que registros eopaleozoicos forman parte del registro conocido para el subsuelo de las cuencas Chacoparanense (Chebli *et al.*, 1999) y Paraná (Zalan *et al.*, 1990), aspecto que fue expuesto en el marco geológico regional. Asimismo, se reconocen una fuerte estructuración de orientación general NNE que albergan depósitos sedimentarios cambro-ordovícicos.

La posibilidad de preservación de relictos sedimentarios más antiguos al permocarbonífero para explicar la naturaleza del relleno de los depocentros identificados en el sector occidental del CST parece la hipótesis más plausible y que se sostiene en este trabajo. Esto abre, por un lado, la posibilidad de preservación de rocas devónicas en esos depocentros, relictos que podrían tener continuidad a lo largo del CST (desde pozos exploratorios de Achar E1, Cardozo Chico y Salsipuedes). Vale la pena mencionar que la presencia de

Marmisolle, J. 2015

Devónico asociado a un corredor marino a lo largo de la Mesopotamia es sostenida por diversos autores para el Devónico (ver Di Pasquo & Noetinger, 2008).

Sin embargo, las potencias de esos depocentros requerirían aún de la existencia de otras unidades rocosas más antiguas para explicarlo. En ese sentido, aquí se sostiene que en los sectores más profundos del CST, en su extremo Oeste y próximo al Río Uruguay, podrían preservarse aún ciclos sedimentarios eopaleozoicos (ordovícico – silúrico) o aún registros sedimentarios vendiano-cámbricos como los que existen en Las Breñas (Ar), o los que forman parte de los registros sedimentarios que con dirección NNE están presentes en Uruguay (ejemplo, formaciones Barriga Negra, Playa Hermosa, etc.) o inclusive la sedimentación correlata que se desarrolla a lo largo de la Cuenca de Camaqua en el Sur de Rio Grande do Sul, Br (6igura 6.2).



Figura 6.2 – Depocentros clásticos cámbricos, ordovícicos y silúricos. Notar la orientación preferencial N-NE. BN (Barriga Negra), CC (*Calha Central*), CQ (Camaqua), FC (Fosa de Corrientes); LB (Las Breñas), SF (Fosa de Santa Fe), PE (Punta del Este), Modificado de Tankard *et al.* (1995).

Otro aspecto a ser discutido es la información gravimétrica que aparece asociado particularmente al depocentro de Itapebí. En esta región, la gravimetría muestra una anomalía positiva bien contrastante asociada al centro de la estructura (controlada por las fallas Itapebí y Arapey). Este comportamiento podría, en principio, sugerir la presencia de un alto de basamento para explicar esos valores positivos pero cuando se contrasta con los datos de la sísmica y MT en esos sectores, estos últimos muestran claramente que en ese sector se alcanzan los mayores espesores de cuenca (figura 6.3).



Figura 6.3 – **Arriba:** Interpretación estructural sobre el mapa de anomalía Bouguer (ANCAP) donde claramente se identifica una anomalía positiva al Norte de la falla Itapebí. **Abajo**: Interpretación de la línea arbitraria 1 (Norte – Sur) donde al Norte de la falla Itapebí se identificó un depocentro de más de 3.700 m de profundidad donde la gravimetría señala una anomalía positiva. Posiblemente la gravimetría responda a cambios en la composición litológica de la corteza a ambos lados de la falla Arapey.

En ese sentido, recientes modelados gravimétricos (Rodríguez *et al.* 2015a) indicaron que la anomalía Bouguer, para algunos sectores de cuenca, no muestran una lectura directa con la supuesta presencia de altos y bajos del basamento cristalino, como fue tradicionalmente interpretado por autores anteriores. Estos nuevos modelados demostraron además que el espesor de

basaltos no modifica sustancialmente el comportamiento de la gravimetría ya que la incidencia de la naturaleza geológica del basamento es muy significativa en comparación a la de los basaltos. Este aspecto es conocido en varios sectores de la Cuenca de Paraná, en territorio brasileño, como por ejemplo el análisis que realizan Mariani *et al.*, (2013).

Una explicación a esta situación que exhibe el subsuelo supone que las anomalías gravimétricas respondan a cambios contrastantes en la naturaleza geológica del basamento. Rodríguez *et al.* (2015a) postularon que las anomalías positivas, en donde se reconocieron bajos estructurales por otros método, podrían ser la respuesta gravimétrica de grandes cuerpos intrusivos más densos en la corteza granítica, aspecto que se comparte en el presente trabajo. Inclusive, esos autores propusieron que dicha anomalía podría responder al contraste que produciría el desarrollo de un basamento metamórfico adyacente a los de naturaleza granítica, o ambas combinaciones como así lo revelan las filitas del pozo Salto y el granito equigranular del pozo Belén, pozos ubicados al Sur y Norte de la falla Arapey respectivamente.

Otro rasgo geofísico que merece ser discutido es el cambio notable de la configuración y valores de las anomalías Bouguer al Norte y Sur de la falla Arapey. En ese sentido Rodríguez *et al.* (2015b) postularon que la falla Arapey constituiría una paleosutura que pone en contacto cortezas de diferente naturaleza (espesor y composición, ver figura 6.4). Rosa *et al.* (2015) propusieron cambios importantes para los espesores corticales de la cuenca Chacoparanense donde señalaron que la corteza cortical tiene un espesor promedio de 35 km, afinándose hacia el Norte donde alcanza los 28 a 30 Km de espesor.



Figura 6.4 – Modelado de la profundidad del Moho en Kilómetros Modificado de Rodriguez *et al.* (2015b). Se destaca el espesamiento de corteza continental al Norte de la falla Arapey (38.5 Km de espesor de corteza continental).

Reforzando la idea de diferencias geológicas, a ambos lados de la falla Arapey, cabe mencionar, lo sugerido por de Santa Ana (2004) y Bossi (2006) respecto a la ocurrencia de filones capa y diques casi que exclusivamente al Norte de la falla Arapey, mientras que al Sur de la misma se desarrollan los mayores espesores de coladas de basaltos alcanzando los 1000 m de potencia.

Finalmente, se sintetizan las conclusiones alcanzadas en este estudio.

El CST constituye una estructura que, con dirección general NW, 177 km de largo y dividida en un sector occidental y oriental, controló la preservación de unidades sedimentarias paleozoicas.

Los rasgos morfológicos, estructurales y relleno de cuenca del CST en la región occidental y oriental muestra diferencias contrastantes. La región oriental es la porción más angosta del corredor (45 km de ancho) y morfológicamente, exhibe el desarrollo de cuchillas con laderas pronunciadas y elevaciones que superan los 270 m. En este sector del CST, la profundización progresiva del basamento en dirección NW ocurre a través de la propagación de fallas grandes normales y lístricas (NE) que prácticamente ocurren continuas desde los bordes NW que limitan el CST (Arapey – Daymán). En buena parte de la región oriental del CST, la presencia del Devónico está confirmada por datos de pozos hasta, por lo menos, la región central.

En la región occidental el CST se desarrolla sobre la zona de planicie, con elevaciones menores a 140 m, pendientes poco pronunciadas (2°) y en subsuelo es donde se desarrollan los mayores espesores. En esta región, el CST alcanza los 75 km de ancho y desde la región central al extremo Oeste el basamento desciende superando los 3.500 – 3.700 m producto de las fallas normales y lístricas, en planta con rasgos curvados, que rotan los bloques de basamento con rumbo WSW. El CST en la región de la ciudad de Salto y áreas próximas preserva secciones rocosas más profundas en depocentros controlados por las principales fallas NW y N-S.

Esos depocentros rocosos profundos, definidos a través de datos e información de subsuelo y superficie, preservarían depósitos de rocas eopaleozoicas equivalentes a los registros conocidos en el territorio brasileño y argentino y aún, no pudiéndose descartar que puedan incluir relictos de cuencas vendianas – cámbricas, como se reconocen en el ámbito regional.

La existencia de sectores de cuenca con mayores espesores a los conocidos abre nuevos campos de estudio sobre la evolución de la Cuenca Norte, particularmente durante el Paleozoico, así como posibilita la generación

de nuevas guías exploratorias de hidrocarburos y la geotermia.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Allen, P. A. & Allen J. R. (2005): Basin Analysis. Principles and Applications. Second edition. Blackwell Scientific Publication, Oxford, pp 549.
- Alvarez, W. & De Souza-Rocha, R. (2010): Ficha Temática 5. Material complementario Geografía. Serie Nuevamente. Ed. Santillana, pp. 3-4
- Andreis, R. & Ferrando, L. (1991): Facies y paleocorrientes de la Formación Cerrezuelo en su estrato tipo: nuevos datos para la evolución de la Cuenca devónica en el Uruguay. Revista Técnica YPFB, 12(1), pp: 149-152.
- Astini, R. A. (1996): Las fases diastróficas del Paleozoico Medio en la precordillera del oeste argentino – evidencias estratigráficas. *In*: Congreso Geológico Argentino y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 13/3, Buenos Aires. Actas. Asociación Geológica Argentina / Instituto Argentino del Petróleo y Gas, v.1, pp. 351 – 368.
- **Bossi, J. (1966)**: Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 411 pp.
- **Bossi, J. (2006):** Magmatismo hipabisal básico gondwánico: un nuevo aporte al reconocimiento de terrenos tectónicos estratigráficos en Uruguay. Revista SUG, N°13, pp: 34- 48.
- **Bossi, J. & Heide, E. 1970):** Carta geológica del Uruguay. Escala 1/100.000. Nº4 segmento-Rio Arapey, Sector XVIII Dpto. de publicaciones Universidad de la República, Montevideo. Uruguay.
- Bossi, J. & Umpierrez, M. (1975): Magmatismo Mesozoico de Uruguay y Rio Grande del Sur: Sus recursos minerales asociados y potenciales. In: Congreso Ibero-Americano de geología económica. Buenos Aires, Actas, II: pp. 119 -140.
- Bossi, J. & Navarro, R. (1991): Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 966 pp.
- Bossi, J. & Navarro, R. (1997): Nuevo ensayo de evolución paleogeográfica del Uruguay durante el Mesozoico. Guía para prospección de diamantes. Abstract Il Simposio Brasilero de Geología do Diamante. Cuiabá, Mato Grosso, Brasil.
- Bossi, J. & Schipilov, A. (1998): Rocas ígneas básicas del Uruguay. Vol. I Facultad de Agronomía. Montevideo. Uruguay.
- Bossi, J. & Ferrando, L. (2001). Carta Geológica del Uruguay, Escala 1/500.000. Versión 2.0 Digital. Ed. Facultad de Agronomía.
- Bossi, J.; de Oliveira, T. M. & Heide, E. (1969): Carta Geológica del Uruguay a escala 1/100.000, sectores XIX y XX; Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, bol N°1, Montevideo.
- Bossi, J.; Navarro, R. & Schipilov, A. (2004): Rocas ígneas básicas del Uruguay. Vol.3, Recursos Minerales. Universidad de la República, Facultad de Agronomía, Departamento de Suelos y Aguas, pp. 103.
- Bossi, J.; Carballo, E.; Ledesma, J. & Navarro, R. (1974): Resumen de los conocimientos actuales sobre los basaltos de la Fm. Arapey, XXVIII Congreso Brasilero de Geologia. Vol. 1; 51-60. Porto Alegre, Brasil.
- Bossi, J.; Ortiz, A.; Caggiano, R. & Olveira, C. (2011): Manual didáctico de geología para estudiantes de agronomía. UDELAR. Montevideo, pp: 158
- Catuneanu, O. (2002). Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits and pitfalls. Journal of African Earth Science. V 35, Issue 1, PP: 1 -43.
- Catuneanu, O.; Abreu, V.; Bhattacharya, J.P.; Blum, M.D. & Dalrymple, R. W. (2009). Towards the standardization of sequence stratigraphy. Earth and Atmosphere Science 92. Pp: 1-33
- Chebataroff, J. (1969): Relieve y Costas. Nuestras tierra 3. Editorial Nuestra Tierra, Montevideo, Uruguay.
- Chebli, G.; Mozetic, M. E.; Rossello, E. A. & Buhler, M. (1999): Cuencas

sedimentarias de la llanura Chaco-paranaense. Geología Regional Argentina. Secretaría de Minería de la Nación, Buenos Aires, Cap. 20, pp: 627-644.

- Chebli, G., Tofalo O. & Turazzini G. (1989): Mesopotamia. En: Chebli G. y L. Spalletti Eds. Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica Nº 6. Instituto Superior De Correlación Geológica, pp: 79 – 100.
- **Cernuschi, F. (2015)**: Energía geotérmica: Potenciales aplicaciones para la diversificación de la matriz energética de Uruguay. Revista SUG, N° 19, 01 14, pp: 14.
- **Cobbold, P. R.; Massabie, A. C. & Rossello, E. A. (1986):** Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes Foldbelt. Argentina Hercynica, Paris, v.2, pp: 135 148.
- Cordani, U. G.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A.; Porto, R.; Filho, A.T. & Da Cunha, F.M.B. (1984): Estudo preliminar da integração do precambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Revista Ciência e Tecnología do Petróleo, Petrobras–CENPES, pp: 15 - 70
- Daners, G.; Le Herissé, A.; Veroslavsky, G. & Aubet, N. (2012): Nuevos datos palinológicos en la región central de la cuenca norte: aportes sobre la extensión del Devónico en el subsuelo Uruguayo. XV Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología II Simposio Argentino de Mesopalinología. Corrientes, Argentina
- Daners, G. & Guerstein, G. R. (2013): Quistes de dinoflagelados del Maastrichtiense - Daniense temprano de latitudes medias del Atlántico Sudoccidental y sus implicaciones paleobiogeográficas. XIV Simpósio Brasileiro de paleobotânica e palinologia, Rio de Janeiro.
- **de Santa Ana, H. (1989)**: Consideraciones tectónicas y deposicionales de la Cuenca Norte uruguaya. Boletín Técnico de ARPEL, 18(4), pp: 319-339.
- **de Santa Ana, H. (2004):** Análise tectono-estratigráfica das seqüências permotriassica e jurocretácea Bacia Chacoparanense uruguaia ("Cuenca Norte"). Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências y Ciências Exatas, Rio Claro, pp: 274.
- de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. (2002): Evidencias de tectónica cenozoica en la región norte de Uruguay. Il Jornadas Uruguayas del Cenozoico (Montevideo), actas, pp:1-5.
- de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. (2003): La tectosecuencia volcanosedimentaria de la Cuenca Norte de Uruguay. Edad Jurásico – Cretácico Temprano. Pp. 51-74 in Veroslavsky, G.; Ubilla, M. & Martínez, S. (eds.), Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales – Mesozoico. DIRAC – Facultad de Ciencias, pp: 51-74.
- de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. (2004): La tectosecuencia volcanosedimentaria de la Cuenca Norte de Uruguay. Edad Jurásico Cretácico Temprano. In Veroslavsky, G.; Ubilla, M. & Martínez, S. (eds.), Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales – Mesozoico. 2ª Edición. DIRAC – Facultad de Ciencias, pp: 53-75.
- de Santa Ana, H.; Goso, C. & Daners, G. (2006): Cuenca Norte: estratigrafía del Carbonífero–Pérmico - Capítulo V. *In* Veroslavsky, G., Ubilla, M., Martinez, S. (eds.), Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Naturales. DIRAC, Facultad de Ciencias. Montevideo, pp: 147-206.
- de Santa Ana, H.; Veroslavsky, G.; Fúlfaro, V. & Rossello, E. (2006b). Cuenca Norte: Evolución tectónica y sedimentaria del Carbonífero-Pérmico. In Veroslavsky, G.; Ubilla, M. & Martínez, S (eds.), Cuencas Sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales - Paleozoico. IRAC Facultad de Ciencias, Montevideo, pp. 209-256.
- de Santa Ana, H.; Rossello, E.; Fulfaro V. J. & Veroslavsky, G. (2001): Evidencias de deformación compresiva permotriásica en la Cuenca Norte (Uruguay). XI Congreso Latinoamericano de Geología – Congreso Uruguayo de Geología, Marmisolle, J. 2015

CD-Rom, Montevideo.

- de Santa Ana, H.; Veroslavsky, G.; Fúlfaro, V. J. & Fernández-Garrasino, C. A. (2008): Síntesis sobre la geología regional del Sistema Acuífero Guaraní -Informe Técnico PSAG. Projeto para a Proteção Ambiental e Desenvolvimento Sustentável do Sistema Aquífero Guarani (inédito), Montevideo, pp:155.
- Di Pasquo, M.M. & Noetringer, S. 2008. First record of Early Devonian (Lochkovian) flora from the Santa Rosa Formation Alarache, Southern Bolivia. Geologica Acta, Vol. 6, N° 2, June 2008, 191 210. Doi: 10.1344/105.000000251. www.geologica-acta.com.
- Etchebehere, M. L. C.; Saad, A. R. & Fulfaro, V. J. (2007): Análise de bacia aplicada à prospecção de água subterrânea no planalto acidental paulista, SP. Geociências, São Paulo: UNESP, v.26, n.3, pp: 229 – 247.
- Favetto, A., Curcio, A. & Pomposiello, C. (2011). Magnetotellurics applied to study of the Guaraní aquifer in Entre Ríos Province, N-E Argentina. Journal of South American Earth Science 32 (2011) 49 – 57.
- Felicísimo, A. M. (1994): Modelos Digitales del Terreno. Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales. Pendalfa Ediciones, 222 p., Oviedo.
- Ferrando, L. & Andreis, R. R. (1986): Nueva estratigrafía en el Gondwana de Uruguay. I Congreso Latinoamericano de Hidrocarburos – Arpel, Actas V1, Buenos Aires, pp: 295-322.
- França, A. B.; Milani, E. J.; Schneide,r R. L.; López-Paulsen, O.; López, J. M,; Suárez-Soruco, R.; De Santa Ana, H.; Weins, F.; Ferreiro, O.; Rossello, E. A.; Bianucci, E. H.; Aramayo-Flores, R. F.; Vistalli, M. C.; Fernández-Seveso, F. A.; Fuenzalida, R. P. & Muñoz, N. (1995): Phanerozoic correlation in Southern South America, *In* Tankard, A. J.; Suárez-Soruco, R.; Welsink, H. J. (eds): Petroleum basins of South America, American Association of Petroleum Geologists (Tulsa), Memoir 62, pp: 129-161
- Franke, D.; Neben, S.; Ladage, S.; Schreckenberger, B. & Hinz, K. (2007). Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin of Argentina/Uruguay South Atlantic Marine Geology n° 244, pp: 46-67.
- Fúlfaro, V. J. (1995): Geology of Eastern of Paraguay. *In* Piccirillo, E. M. & Gomes, C. B. (eds). Alkaline Magmatism Paraguay. Review.
- Fúlfaro, V.J.; Saad, A.R.; Santos M.V. & Viana RB (1982): Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 12(4), pp: 590-610.
- Fúlfaro, V.J.; Saad, A.R.; Perinotto, J.A.J.; Etchebehere, M.L.C. & Veroslavsky, G. (1997): Paraná Basin: Mineral Resources Potential in Brazil, Uruguay and Paraguay. Internal Geological Review, vol.30 (8), pp: 703-722.
- **Goñi, J.C. & Hoffstetter, R. (1964):** Uruguay. Lexique Stratigraphique International 5: Amérique Latine, 9a, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.
- **Gómez-Rifas, C. (1995)**: A Zona de Cisalhamento sinistral de Sierra Ballena no Uruguai. Tese de doutorado, IG–USP, São Paulo, pp: 1-243, 5 mapas.
- Goso, H. & De Santa Ana, H. (1986): Evolución tectónica y sedimentaria de la Cuenca Norte uruguaya. Modelo preliminar. LX RANE, Presente y futuro de la exploración de hidrocarburos en las cuencas latinoamericanas, ARPEL, 30, Lima.
- Hallinan, S. E.; Mantovanu, M. S. M.; Shukowsky, W. & Bragion, Jr. I. (1993): Estrutura do Escudo Sul Brasileiro: uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 23, n. 3.
- Hausman, A. & Fernandez, A. (1967): Hidrogeología de los basaltos del noroeste de Uruguay. Facultad de Agronomía. Montevideo, Uruguay.
- http://www.agesic.gub.uy/innovaportal/file/2311/1/modelo_de_direcciones_geogr aficas_del_uruguay_ed01_00.pdf
- http://www.rondauruguay.gub.uy/

http://www.schuepbachenergy.com.uy/es/informacion-tecnica

Marmisolle, J. 2015

- Klein, G. D. (1995): Intracratonic basins. *In*: Busby, C.J. & Ingersol, R. V. (eds) Tectonics of sedimentary Basins. Blackwell Science. Oxford, pp: 459 – 477.
- Loczy, L. (1966): Evolução paleogeográfica e geotectônica da bacia gonduanica do Paraná e do seu embasamento. Bol. Div. Geol. Miner., Rio de Janeiro, pp: 234 271, 2 maps.
- López-Gamundi, O. R. (1997): Glacial-postglacial transition in the Late Paleozoic basins of southern South America. *In* Martini, I.P. (ed), Late Glacial and Postglacial Environmental Changes – Quaternary, Carboniferous – Permian, and Proterozoic. Oxford University Press, New York, pp: 147 -168
- López Gamundí, O. R. & Rossello, E.A. (1993): Devonian Carboniferous unconformity in Argentina and its relation to Eo-Hercynian orogeny in southern South America. Geologische Rundschau, Berlim, v.82, pp. 136-147.
- López Gamundí, O. R.; Espejo, I. S.; Conaghan, P. J.; Powell, C. Mc. A. & Veevers, J.J. (1994): Southern South America. *In* Permian-Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland. Veevers, J. J.; Powell, C. Mc A. (eds..). Geological Society of America, Memoir 184, pp: 281-329.
- Mariani, P.; Braitenberg, C. & Ussami, N. (2013): Explaining the thick crust in Paraná basin, Brazil, with satellite GOCE gravity observation. Journal of South American Earth Sciences 45, pp: 209-223.
- Marques, A.; Zanotto, O. A.; França, A. B.; Astolfi, M. A. M. & Paula, O. B. (1993): Compartimentação tectônica da Bacia do Paraná. Curitiba, PETROBRAS / NEXPAR, relatório interno, pp: 87.
- Masquelin, E. (2006): El Escudo Úruguayo. *In*: Veroslavsky, G.; Ubilla, M. & Martínez, S. (eds.), Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales. Paleozoico. DIRAC, Montevideo, pp: 37-106.
- Milani, E. J. (1992): Intraplate tectonics and the evolution of the Paraná Basin. *In:* De Witt, M.J. & Ransome, L.G. (eds). Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa, Rotterdam, Balkerna, pp: 109 116.
- Milani, E. J. (1997): Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana Sul-Ocidental. Teses de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, pp: 255.
- Milani, E. J; Assine, M. L.; Soares, P. C. & Daemon, R. F. (1996): A Sequência Ordovícico-Siluriana da Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da PETROBRAS, Rio de Janeiro, v.8, n2/4, pp: 257-273.
- Milani, E. J. & Ramos, V.A. (1998): Orogenias paleozoicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 28(4). Pp: 473-484.
- Milani, E. J. (2004): Comentarios sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. Capitulo XVI, Petróleo Brasilero, PETROBRAS, Rio de Janeiro, pp: 15.
- Mira, A.; Veroslavsky, G.; Rossello, E.; Vives, L. & Rodriguez, L. (2015): Subsurface geological modeling of Corrientes province (NE Argentina) and its relationships with the Guaraní Aquifer System function, Journal of South American Earth Sciences, doi:10.1016/j.jsames.2015.05.007.
- Mitchum, R.M. Jr., P.R. Vail & S. Thompson III, S. (1977): Seismic stratigraphy and Global changes of sea level, part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists. (Ed) Charles E. Payton. Memoir 26, pp: 53-97.
- Morales, E. (2013): Evolução tectônica e estratigráfica das bacias da margem continental do Uruguai. Tese de Doutorado, Rio Claro, pp: 166.
- Northfleet, A. A.; Medeiros, R. A. & Mühlmann, H. (1969): Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. Bol. Téc. Petrobras, Rio de Janeiro, 12(3), pp: *Marmisolle, J. 2015* 129

291-346.

- **Oleaga, A. (2002)**: Contribución a la hidrogeología del acuífero Guaraní en el sector Uruguay. Un enfoque integral. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, pp: 119.
- Oleaga, A.; Corbo, F.; de los Santos, J.; Silveira, L.; Larenze, G.; Zamanillo, E. & Arzate, J. (2005): Investigación geofísica de la estructura geológica de la cuenca Chaco-Paranense, en un área centrada en las ciudades de Salto (Uruguay) y Concordia (Argentina). Fondo de Universidades. P – SAG. GEF, SG/OEA, Montevideo, Uruguay.
- Panario, D. (1988): Geomorfología del Uruguay. Facultad de Humanidades y Ciencias, Universidad de la República. Montevideo, Uruguay.
- Paton, D.; Di Primio, R.; Kuhlmann, G.; Van Der Spuy, D. & Horsfield, B. (2007): Insights into the Petroleum System Evolution of the southern Orange Basin, South Africa. South African Journal of Geology, v. 110, pp: 261-274.
- Petri, S, & Fulfaro, VJ. (1988): Geologia do Brasil. Edusp, São Paulo, pp: 631.
- Preciozzi, F.; Spoturno, J. & Heinzen, W. (1979): Carta Geo-Estructural del Uruguay a escala 1:2.000.000. Instituto Geológico. Montevideo.
- Preciozzi, F.; Spoturno, J.; Heinzen, W. & Rossi, P. (1985): Memoria Explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a la escala 1:500.000. DINAMIGE, Montevideo, pp: 90.
- Raggio, F.; Gerster, R. & Welsink, H. (2011): Cuencas del Salado y Punta del Este. In VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio Cuencas Argentinas: visión actual. Mar del Plata. Argentina. CD-ROM.
- Ramos, V. A. (1990): Field guide to geology of the central Andes (31° 33° SL). Buenos Aires: Universidad de Buenos Aires – Central Andes Field Seminar, pp: 68.
- Rodríguez, P.; Marmisolle, J.; Soto, M.; Gristo, P.; Benvenuto, A.; de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. 2015a. Preliminary results of new gravity surveys onshore Uruguay, with a 2D modelling case study from Norte Basin. SEG Meeting, New Orleans.
- Rodríguez, P.; Veroslavsky, G.; Soto, M.; Marmisolle, J.; Gristo, P.; de Santa Ana, H. & Benvenuto, A. 2015b. New integrated Bouguer gravity anomaly map onshore Uruguay: preliminary implications for the recognition of crustal domains. SEG Meeting, New Orleans.
- Ramos, V. A. (1993): Interpretación tectónica. In V.A. Ramos (ed.). Geologia y Recursos Naturales de Mendoza. Relato XII" Congreso Geológico Argentino y 11" Congreso de Exploración de Hidrocarburos, I (19), Buenos Aires, pp: 257-266.
- Rosa, M.L.; Collaço, B.; Assumpção, M.; Sabbione, N. & Sanchez, G. (2015). Thin crust beneath the Chaco Paraná Basin by surface –wave tomography, Journal of South American Earth Science (2015), doi:10.1016/j.jsames.2015.11.010.
- Rossello, E. & Mozetic, M. (1999): Caracterización estructural y significado geotectónico de los depocentros cretácicos continentales del centro–oeste argentino. 5º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil - Boletim. UNESP vol. 1, pp: 107-113. Serra Negra, Brasil.
- Rossello, E.; De Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. (2000): El Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura Atlántica. Revista Brasileira de Geociências 30 (4), pp: 749-756.
- Rossello, E. A.; Veroslavsky, G.; Masquelin, E. & De Santa Ana. (2007): El corredor tectónico Juro- Cretácico Santa Lucía – Aiguá - Merín (SaLAM), Uruguay: evidencias cinemáticas transcurrentes dextrales y controles estructurales preexistentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62(1), pp: 92-104.
- Sloss, L. L. (1963): Sequences in the cratonic interior of North America. Geological Society of America Bulletin, Vol. 74, pp: 93-114

Marmisolle, J. 2015

- Soares, C.P. (1991): Tectônica Sinsedimentar Cíclica na Bacia do Paraná Controles-. Tese para concurso ao cargo de professor titular. Universidade Federal do Paraná. Curitiba, BR, pp: 148.
- Soto, M.; Morales, E.; Veroslavsky, G.; De Santa Ana, H.; Ucha, N. & Rodríguez, P. (2011): The continental margin of Uruguay: Crustal architecture and segmentation. Marine and Petroleum Geology.
- Tankard, A.J.; Uliana, M.A.; Welsink, H.J.; Ramos, V.A.; Turic, M.; Franca, A.B.; Milani, E.J.; De Brito-Neves, B.B.; Eyles, N.; Skarmeta, J.; Santa Ana, H.; Wiens, F.; Ciribian, M.; Lopez, P.O.; Germs, G.J.B.; De Tuit, M.J.; Machacha, T. & Miller, R. Mc. G. (1995): Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic. In Tankard, A. J.; Suárez Sruco, R. & Welsink, H. J. (eds.): Petroleum basins of South America. American Association of Petroleum Geologist, Bull. 62, Tulsa, pp:5-52.
- Turner, S.; Regelous, M.; Kelley, S.; Hawkesworth, C. & Mantovani, M. (1994): Magmatism and Continental break up in the South Atlantic: high precision Ar/Ar geochronology. Earth and Planetary Science Letters, Amsterdam, v. 121, pp: 333-348.
- Ucha, N.; De Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. (2004): La Cuenca Punta del Este: geología y potencial hidrocarburífero. In Veroslavsky, G.; Ubilla, M. & Martínez, S. (eds.), Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales - Mesozoico. 2ª Edición. DIRAC - Facultad de Ciencias, pp: 173-192.
- Ucha, N. & De Santa Ana, H. (1990): Evaluación del potencial hidrocarburífero del sector noroccidental de la Cuenca Norte uruguaya. División Investigación y Desarrollo. ANCAP. Montevideo pp: 140.
- Ucha, N. & De Santa Ana, H. (1994): Exploration, perspectives and hidrocarbon potential of the Uruguayan sedimentary basins. ANCAP (inédito), Montevideo, pp: 98.
- Uliana, M.; Biddle, K. T. & Cerdan, J. (1989): Mesozoic extension and the Formation of Argentina Sedimentary Basins. In Tankard, A. J. & Balkwill, H. R. (eds) Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins, American Association of Petroleum Geologist, Memoir 46, Tulusa, pp: 599 – 614.
- Vail, P. R.; Mitchum, R. M. Jr. & Thompson, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part two: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation. American Association of Petroleum Geologist Memoir 26, pp: 83-98.
- Veneziani, P. (1987): Análise de movimentos da tectónica rúptil e rúptil-dúctil através da interpretação de produtos de sensores remotos na região do Espinhaço meridional (MG): Uma correlação com processos evolutivos. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, pp: 186.
- Veroslavsky, G. (1994): Análise faciológica e estratigráfica do Devoniano da borda sul da bacia do Paraná, Uruguai. Dissertação de Mestrado, IGCE-Universidade Estadual Paulista, São Paulo, pp: 208.
- Veroslavsky, G.; Daners, G. & De Santa Ana, H. (2003): Rocas sedimentarias pérmicas en la plataforma continental uruguaya: el prerift de la Cuenca Punta del Este. Geogaceta, 34, pp: 203 - 206. España.
- Veroslavsky, G.; Fulfaro, V.; & de Santa Ana, H. (2006): Capítulo III: El Devónico en Uruguay: Estratigrafía, correlación geológica y recursos minerales In Veroslavsky, G.; Ubilla, M. & Martínez, S. (eds.), Cuencas Sedimentarias de Uruguay. Paleozoico. DIRAC. Facultad de Ciencias.
- Veroslavsky, G.; Rossello, E.A.; Muzio, R. & De Santa Ana (2007): Tectónica y magmatismo de la Cuenca Laguna Merín: relictos de una protodorsal oceánica jurocretácica. In: V Congreso Uruguayo de Geología. Montevideo. Resúmenes. Marmisolle, J. 2015 131

CD-ROM.

- Winn, R.D. & Steinmetz, J.C. (1998): Upper Paleozoic strata of the Chaco Paraná Basin, Argentina, and the great Gondwana glaciation. Journal of South American Earth Science, 11, pp: 153-168.
- Zalán, P. V. (1991): Influence of Pre-Andean orogeny on the Paleozoic intracratonic basins of South America. Bogotá: IV Simpósio Bolivariano: Exploración petrolera en las cuencas sub-andinas, Memorias, v. 1, trab. 7.
- Zalan, P. V.; Wolff, S.; Astolfi, M. M.; Vieira, I. S.; Conceição, J. C.; Appi, V. T.; Neto; E. V.; Cerqueira, J. & Marques, A. (1990): The Paraná Basin, Brazil, In Leighton, M. W.; Kolata, D. R.; Oltz, D. F. & Eidel, J. J. (eds): Interior cratonic basins. American Association of Petroleum Geologist. Memoir, 51, pp: 681-708.