



Trabajo final de grado



Licenciatura en Geología

Potencial de energía geotérmica de media
temperatura en el sector noroeste de la
Cuenca Norte (Uruguay)

Micaela Ferreiro

Tutora: Dra. Ethel Morales

Montevideo, 2021

Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecerle a Ethel, por brindarme la oportunidad de trabajar en un tema emocionante, por transmitirme su pasión y vocación por la geología. Además, agradecerle por su simpleza, empatía y por acortar las distancias entre estudiantes y docente. Por todas las enseñanzas que me dejó tanto en lo académico como en lo personal y por mostrarme que cada uno tiene su proceso y sus tiempos. Por la dedicación que le brinda día a día a cada uno de sus estudiantes. Sin dudas me siento una privilegiada por haber podido conocerla y trabajar de cerca con ella.

A Marcos, quien es un pilar fundamental en mi vida, siempre dispuesto a ayudarme y apoyarme en cada proyecto que anhelo hacer. Por sus palabras, apoyo y dedicación en este proceso y por el gran equipo que formamos.

A mamá y papá por siempre incentivar me a estudiar, por apoyarme en todo lo que quiero hacer y darme para adelante sin importar que pase, demostrando siempre orgullo hacia mí. Este trabajo va dedicado a ellos.

A mi abuela por ser mi compañera de vida y viajes, me enseñó muchas cosas, me mostró el mundo y cumplió todos mis deseos.

A mis amigas por siempre estar del otro lado con sus palabras de aliento, y sentirse felices por los logros que iba adquiriendo. Cami, Lu, Rebe, Silvi.

A Mariela quien no solo fue mi profe, sino que me mostró una veta docente la cual nunca me hubiese imaginado y con la cual me siento súper agradecida de haber encontrado. Me permitió encontrar mi primera experiencia laboral, junto con la cual aprendí mucho.

Gracias a ANCAP por haberme brindado los datos y a David Epelboim quien me brindó su ayuda con el software Kingdom.

Por último, gracias a la UDELAR que hizo posible mi sueño de haber estudiado Geología, una carrera hermosa y apasionante la cual fue mi deseo desde muy pequeña. A todos aquellos que de alguna manera han formado parte. ¡¡Muchas gracias!!

Resumen

La Cuenca Norte (Uruguay) alberga el único sistema geotermal comprobado hasta el momento en el país, el cual se corresponde con un sistema de baja temperatura ($< 90\text{ }^{\circ}\text{C}$), representado por un acuífero profundo ubicado en un área con un gradiente geotérmico normal. En los últimos años, el sector noroeste de la cuenca ha sido motivo de diversos estudios debido a la posibilidad de albergar mayores espesores de cuenca que los constatados a través de perforaciones. Estos espesores podrían preservar registros sedimentarios precarboníferos con posibilidad de contener sistemas geotérmicos de media temperatura ($> 90\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $< 150\text{ }^{\circ}\text{C}$). En este trabajo se realizó un análisis de cuenca integrando datos geofísicos (fundamentalmente sísmica y magnetotélúrica) y geológicos (pozos) con el objetivo de delimitar y caracterizar las áreas de mayor espesor de cuenca, con potencial preservación de registros precarboníferos, en el sector oeste del departamento de Salto. De ese modo, se realizó un mapeo del tope del basamento, el cual registra la mayor profundidad en el sector, con valores comprendidos entre 3.500 y 3.800 m. Asimismo, se subdividió el relleno de la cuenca en tres grandes secuencias denominadas de base a tope: precarbonífera, permo-carbonífera y juró-cretácica. El análisis estructural del área de estudio muestra un espesamiento del relleno de cuenca en dirección Oeste, lo cual es coherente con lo propuesto por otros autores. Asimismo, se caracterizó un corredor estructural de dirección NNE-SSW, limitado al Este y al Oeste por fallas de igual dirección (Corredor Salto-Belén). El mismo presenta un ancho de 22 Km y una extensión de, al menos, 80 Km. Este corredor registra los mayores espesores de los depósitos precarboníferos, los cuales se restringen a bajos estructurales. Finalmente, se delimitaron tres prospectos geotérmicos (denominados Suroeste, Centro y Norte) asociados a los depocentros profundos, considerándose aquellos en los cuales el espesor de los depósitos precarboníferos en promedio superan los 600 m. El calor almacenado en los prospectos Suroeste, Centro y Norte, según el método volumétrico, es de $6,20 \times 10^{16}$ kJ, $5,50 \times 10^{16}$ kJ y $2,95 \times 10^{16}$ kJ, respectivamente, resultando en un total de $14,65 \times 10^{16}$ kJ.

Índice de contenido

1.	INTRODUCCIÓN.....	10
1.1.	Objetivos	12
1.1.1	Objetivo general.....	12
1.1.2.	Objetivos específicos	12
1.2.	Localización del área de estudio	12
1.3.	Contexto geológico	16
1.3.1.	Cuencas Paraná y Chacoparanaense	16
1.3.1.1.	Geología estructural	17
1.3.1.2.	Estratigrafía	20
1.3.2.	Cuenca Norte.....	22
1.3.2.1.	Estratigrafía	23
1.3.2.2	Evolución tectono-estratigráfica	28
1.3.2.3.	Potencial geotérmico.....	31
2.	GEOTERMIA.....	36
2.1.	Conceptos fundamentales	36
3.	MATERIALES Y MÉTODOS	43
3.1.	Base de datos	43

3.2.	Metodología.....	46
3.2.1.	Análisis de Cuenca.....	47
3.2.1.1.	Interpretación sísmica.....	47
3.2.1.2.	Método magnetotelúrico (MT)	49
3.2.2.	Método volumétrico	51
4.	RESULTADOS	53
4.1.	Interpretación sísmica.....	53
4.1.1.	Basamento cristalino.....	53
4.1.2.	Secuencia precarbonífera	56
4.1.3.	Secuencia permo-carbonífera.....	57
4.1.4.	Secuencia juro-cretácica	60
4.1.4.1.	Secuencia juro-cretácica – intervalo sedimentario	60
4.1.4.2.	Secuencia juro-cretácica – intervalo volcánico	62
4.2.	Interpretación magnetotelúrica.....	63
4.3.	Geología estructural.....	67
4.3.1.	Estructuras NW – SE.....	68
4.3.2.	Estructuras NNE – SSW	69
4.3.3.	Estructuras secundarias NNW – SSE	73
4.4.	Potencial geotérmico	74

4.4.1.	Prospecto Suroeste	76
4.4.2.	Prospecto Centro	77
4.4.3.	Prospecto Norte	79
5.	DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	81
6.	BIBLIOGRAFÍA.....	86
7.	ANEXOS	97
7.1.	Transectas Magnetotelúricas sin interpretar.....	97

Índice de figuras

Figura 1: Ubicación del área de estudio. En el recuadro inferior derecho se muestra el mapa de Uruguay, indicando en celeste el departamento de Salto y la ubicación del área de estudio en color negro.	14
Figura 2: Mapa geomorfológico del Uruguay (Alvarez & De Souza, 2010, modificado de Panario, 1988).15	
Figura 3: Estructuración del <i>rift</i> central en la Cuenca Paraná (Milani, 2004).	17
Figura 4: Arreglo estructural de la Cuenca Paraná indicando las principales direcciones NE, NW, E-W (Marmisolle, 2015, modificado de Zalán <i>et al.</i> , 1990).	18
Figura 5: Mapa estructural del sector austral de la Cuenca Chacoparanaense indicando en gris el CPT (Veroslavsky <i>et al.</i> , 2021).	19
Figura 6: Distribución de las supersecuencias en la Cuenca Paraná (Milani, 2004).	20
Figura 7: Columna litoestratigráfica de la Cuenca Norte (Marmisolle, 2015). (???) indican la posible extensión de las unidades estratigráficas hacia el Oeste.	24
Figura 8: Arreglo estructural del sector noroeste de la Cuenca Norte (de Santa Ana <i>et al.</i> , 2006b).	29
Figura 9: Mapa estructural del CST (Marmisolle, 2015).	31
Figure 10: Sección geológica de la Cuenca Norte indicando la continuidad en la distribución espacial de la secuencia juro-cretácica (de Santa Ana <i>et al.</i> , 2004).	32
Figura 11: Gradiente geotérmico en Cuenca Norte (Morales <i>et al.</i> , 2020).	33
Figura 12: Distribución del recurso geotermal en Uruguay. Se indican con puntos azules los datos obtenidos mediante mediciones y en cruces los datos estimados (Vieira & Hamza, 2014).	34
Figura 13: Corte geológico esquemático de una cuenca sedimentaria intracratónica mostrando diferentes <i>plays</i> geotérmicos en función de la profundidad y temperatura asumiendo un gradiente geotérmico de 32 °C/Km (Moeck, 2014).	38

Figura 14: Esquema de clasificaciones de los sistemas geotérmicos en función de la temperatura, según diferentes autores (Williams <i>et al.</i> , 2011).	39
Figura 15: Diagrama que muestra la utilización de los fluidos geotérmicos a diferentes temperaturas (Dickson & Fanelli, 2003, modificado de Lindal, 1973).....	40
Figura 16: Diagrama McKelvey representando la confiabilidad del contexto geológico y la viabilidad económica de recursos y reservas geotermales (Williams <i>et al.</i> , 2011, modificado de Muffler & Cataldi, 1978).	42
Figura 17: Base de datos utilizada.	43
Figura 18: Patrones de configuración de facies sísmicas (Severiano Ribeiro, 2001, modificado de Mitchum <i>et al.</i> , 1977).	49
Figura 19: Rango de conductividad eléctrica de los materiales (Varas, 2014).	50
Figura 20: Mapa de contorno estructural en TWT (s) del tope del basamento cristalino.....	54
Figura 21: Mapa de contorno estructural en TWT (s) (3D) del tope del basamento cristalino con vista desde el SW. En línea negra vertical se muestran las perforaciones Belén y Salto al Norte y al Sur, respectivamente; en línea punteada negra las fallas NNE-SSW (1) y (2) al Oeste y al Este, respectivamente.	55
Figura 22: Línea sísmica UR84-29A. Sismofacies de la secuencia precarbonífera (en blanco), en azul reflectores con terminaciones en <i>onlap</i> ; al W se indica la ubicación del pozo Belén en línea continua azul; TB: Tope del Basamento, TF.FM: Tope de la Formación Frayle Muerto.	56
Figura 23: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia precarbonífera.....	57
Figura 24: Interpretación en línea sísmica UR84-29A de dirección WNW-ESE. En violeta los atributos sísmicos exhibidos por la Fm. Frayle Muerto hacia la base y en amarillo los atributos sísmicos exhibidos por la Fm. Buena Vista hacia el tope. En línea continua azul, ubicación del pozo Belén con topes formacionales de base a tope: TB: Tope basamento; TF.FM: tope Formación Frayle Muerto; TFBV: tope Formación Buena Vista.	58

Figura 25: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia permo-carbonífera.	59
Figura 26: Línea sísmica UR84-29A de dirección WNW-ESE indicando sismofacies del intervalo sedimentario de la secuencia juró-cretácica (en celeste) y basaltos cretácicos hacia el tope (en verde). En línea continua azul, ubicación del pozo Belén indicando los topes formacionales, de base a tope: TF.FM: Tope Formación Frayle Muerto; TF.BV: Tope Formación Buena Vista; TF.T: Tope Formación Tacuarembó.	60
Figura 27: Mapa de isópacas en TWT (s) del intervalo sedimentario de la secuencia juró-cretácica.	62
Figura 28: Línea sísmica UR84-062 de dirección N-S, indicando sismofacies de sedimentos juró-cretácicos hacia la base (en azul) y basaltos cretácicos hacia el tope (en verde).....	63
Figura 29: Interpretación de la transecta MT Sur. En el sector inferior derecho se muestra la ubicación de la transecta en color celeste.	64
Figura 30: Interpretación de la transecta MT Norte. En el sector inferior derecho se muestra la ubicación de la transecta en color celeste.	66
Figura 31: Mapa estructural del área de estudio. En trazo negro continuo se indican las fallas Arapey (al N) y Daymán (al S); en trazo negro de menor grosor la falla Itapebí (NW-SE) y fallas NS; en trazo gris continuo se indican las fallas NNE (1) y (2).	68
Figura 32: Reinterpretación de la transecta MT Salto - Belén. En trazo continuo negro grueso se muestran las principales fallas. En el sector inferior derecho se muestra la ubicación de la transecta en color celeste. Modificado de Marmisolle (2015).	69
Figura 33: Línea sísmica UR84-29A donde se observan en línea continua negra las fallas identificadas. Con un mayor grosor se identifican las fallas NNE (1) y (2). Se muestra con un círculo punteado blanco, la deformación asociada a la falla NNE (2). Se indica la falla N-S al Este del pozo Belén (en línea continua azul). En el sector inferior derecho se muestra la ubicación de la línea sísmica en color rojo.	70
Figura 34: Reinterpretación de la transecta MT Constitución. En trazo continuo negro grueso se observa la falla NNE (1). En el sector inferior derecho se muestra la ubicación de la transecta en color celeste. Modificado de Marmisolle (2015).	71

Figura 35: Transecta MT Sur. En trazo continuo negro se muestran las fallas NNE (1) y (2). En el sector inferior derecho se muestra la ubicación de la transecta en color celeste.	72
Figura 36: Interpretación de la línea sísmica 6. En línea negra continua se muestran las fallas principales y en trazado más grueso la falla NNE (2). En el sector inferior derecho se muestra la ubicación de la línea sísmica en color rojo.	73
Figura 37: Interpretación de la línea sísmica UR84-07. Se muestra en línea continua negra las principales fallas identificadas y en trazo negro grueso la falla NNW-SSE. En el sector inferior derecho se muestra la ubicación de la línea sísmica en color rojo.	74
Figura 38: Mapa estructural del área de estudio. Se indican en color rosa los depocentros precarboníferos identificados. En azul se indican los cortes geológicos realizados para cada prospecto.....	75
Figura 39: Corte geológico simplificado (A-A´ en la figura 38) del prospecto Suroeste.	76
Figura 40: Corte geológico simplificado (B-B´ en la figura 38) del prospecto Centro.....	78
Figura 41: Corte geológico simplificado (C-C´ en la figura 38) del prospecto Norte.	79
Figura 42: Mapa estructural indicando la intersección (en violeta) del Corredor Salto – Tambores (en rojo) y del corredor NNE-SSW (en azul.) Con (?) se indica la posible continuidad del corredor NNE hacia el Norte y Sur del área de estudio.	82

1. INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas el mundo ha tomado un rumbo diferente en cuanto a la utilización de fuentes energéticas tradicionales, poniendo énfasis en la instauración de fuentes alternativas, diferentes a los hidrocarburos (Bertani, 2009). Entre estas fuentes alternativas destaca la energía geotérmica, la cual es una fuente primaria y renovable, proveniente del calor almacenado en rocas de la corteza terrestre (Cataldi, 1999).

La energía geotérmica tiene dos formas principales de utilización, por un lado, los usos directos (calefacción residencial, balneología, agricultura, etc.) y, por otro lado, la generación de energía eléctrica. El primero de ellos es el más antiguo y extendido uso de la misma, mientras que su concepción como una alternativa innovadora en términos de generación de energía eléctrica se inició en el año 1913, observándose en las últimas décadas una tendencia creciente y sostenida en su uso (Bertani, 2005; Lund *et al.*, 2005). Es así que a nivel mundial se ha pasado de una capacidad instalada de 200 MWe en 1950, a una capacidad de 14.369 MWe en 2015 (Bertani, 2015). En efecto la energía geotérmica se constituye cada vez más como una alternativa sostenible y asequible a los hidrocarburos (Harsh & Sukant, 2007; Towler, 2014; Fisher, 2019).

Uruguay no escapa a esta realidad y desde el año 2005 ha apostado por la implementación de nuevas fuentes energéticas con el objetivo de reducir al mínimo la utilización de combustibles fósiles. Estas políticas tienen como objetivo alcanzar, en el año 2030, una matriz energética 100% renovable. Actualmente, el 98% de la matriz eléctrica uruguaya se compone por fuentes renovables, generando la mayor cantidad de energía eléctrica a partir de energía eólica e hidroeléctrica, y sólo un 2% proveniente de combustibles fósiles (BEN, 2017). De esta forma, Uruguay se ha posicionado como el cuarto país en la generación de energía eléctrica a partir de fuentes renovables en el mundo y el primer país en América Latina (DNE, 2019).

En el país, el uso de la energía geotérmica data desde hace más de 50 años, asociado con la explotación de un sistema de baja temperatura (< 90 °C) perteneciente al Sistema Acuífero Guaraní (SAG). Asimismo, diversos autores han propuesto la posibilidad de encontrar sistemas

geotérmicos de media temperatura ($> 90\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $< 150\text{ }^{\circ}\text{C}$) en depocentros profundos del sector noroeste de la Cuenca Norte, aún no perforados (Cernuschi, 2014; Morales *et al.*, 2021; Veroslavsky *et al.*, 2021). La caracterización de esos depocentros, fundamentalmente con objetivos de exploración de hidrocarburos y mediante técnicas geológicas y geofísicas, tuvo su auge en la última década. Es así que varios autores han propuesto que el basamento de los mismos podría ubicarse entre 3.500 y 4.000 m de profundidad (Oleaga *et al.*, 2005; Schuepbach & Petrel Energy, 2014; Marmisolle, 2015; Morales *et al.*, 2021; Veroslavsky *et al.*, 2021). El área de mayor interés queda comprendida entre las fallas Arapey y Daymán, las cuales conforman una estructura geológica denominada Corredor Salto - Tambores (CST), definida por Marmisolle (2015).

En ese sentido, este trabajo pone el foco de estudio en la caracterización de los depocentros profundos, en un área comprendida entre la ciudad de Salto y la localidad de Belén (donde se desarrolla el CST) a lo largo del río Uruguay, con el fin de realizar una estimación del potencial geotérmico de media temperatura, mediante la integración de datos geofísicos y geológicos.

En síntesis, el propósito primordial del presente trabajo es aportar al conocimiento sobre el potencial de energía geotérmica del país, incentivando la implementación de políticas energéticas que estimulen la exploración de estos sistemas para un posible uso futuro.

1.1. Objetivos

1.1.1 Objetivo general

Estimación del potencial de energía geotérmica de media temperatura en depocentros profundos del sector noroeste de la Cuenca Norte.

1.1.2. Objetivos específicos

- Interpretar e integrar datos geofísicos (sísmicos y magnetotelúricos) y geológicos (pozos) con el fin de caracterizar depocentros profundos.
- Realizar una caracterización estructural del área de estudio.
- Delimitar y cuantificar prospectos geotérmicos en los depocentros profundos.
- Estimar el potencial de energía geotérmica de media temperatura para los prospectos identificados.

1.2. Localización del área de estudio

El área de estudio se ubica al Oeste del departamento de Salto (Uruguay), a lo largo del Río Uruguay, desde la ciudad de Salto hasta la localidad de Belén, situada a 500 Km del departamento de Montevideo. La misma queda comprendida entre el Río Uruguay (al Oeste) y los vértices definidos por las siguientes coordenadas en el sistema UTM, zona 21 J (Tabla 1; Fig. 1):

Vértices	X	Y
Punto A	424606.49	6592519.00
Punto B	453327.87	6585938.40
Punto C	431567.97	6510290.71
Punto D	398876.49	6520446.03

Tabla 1: Coordenadas de los vértices del área de estudio en el sistema UTM.

Su principal vía de acceso, desde el departamento de Montevideo, es la ruta nacional N°1 por la cual se deben recorrer aproximadamente 65 Km hasta tomar la ruta nacional N°3. El acceso directo al área se ve facilitado por caminos secundarios. La ciudad con mayor densidad poblacional y extensión geográfica en el área de estudio es la ciudad de Salto, la cual se ubica en el extremo suroeste de la misma.

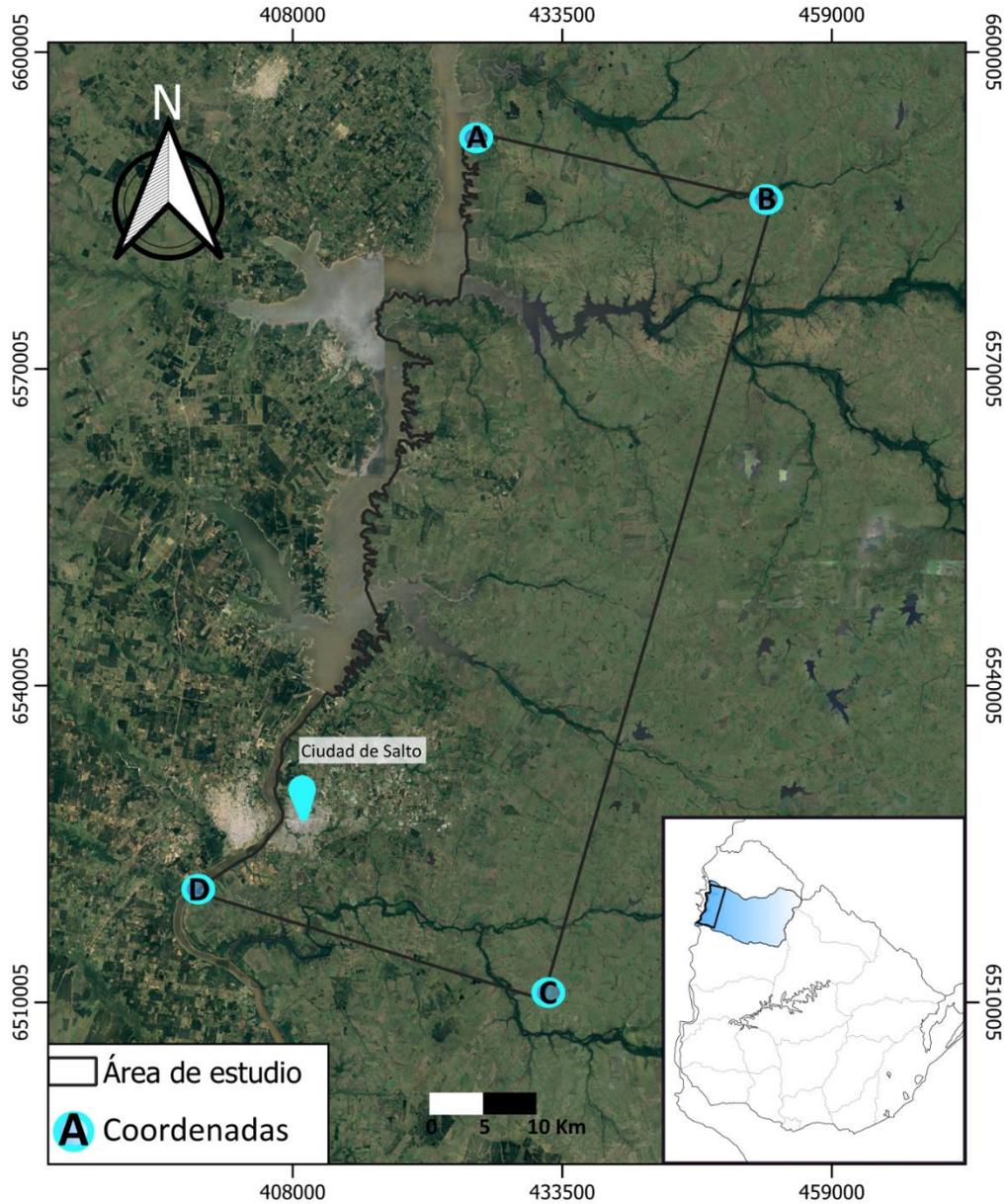


Figura 1: Ubicación del área de estudio. En el recuadro inferior derecho se muestra el mapa de Uruguay, indicando en celeste el departamento de Salto y la ubicación del área de estudio en color negro.

Según los criterios expuestos por Chebataroff (1969) y Panario (1988), el área de estudio se encuentra en el sector geomorfológico denominado Cuesta Basáltica hacia el Este y Cuenca Sedimentaria del Litoral Oeste hacia el Oeste (Fig. 2). La Cuesta Basáltica presenta una extensión de 40.000 Km² correspondiéndose a una superficie en general aplanada, aunque en sectores

donde la roca presenta mayor resistencia al intemperismo se desarrollan sierras, colinas y lomadas. La misma presenta una estructura en cuesta con frente hacia el Este (Panario, 1988). Según Chebataroff (1969), este sector exhibe elevaciones de no más de 145 m de altitud, aunque existen escasas excepciones de hasta 300 m (e.g. estación ferroviaria de Tambores con 273 m y Región del Lunarejo con 300 m). El buzamiento de esta estructura hacia el Oeste genera que las direcciones principales de los cursos de agua sean E-W.

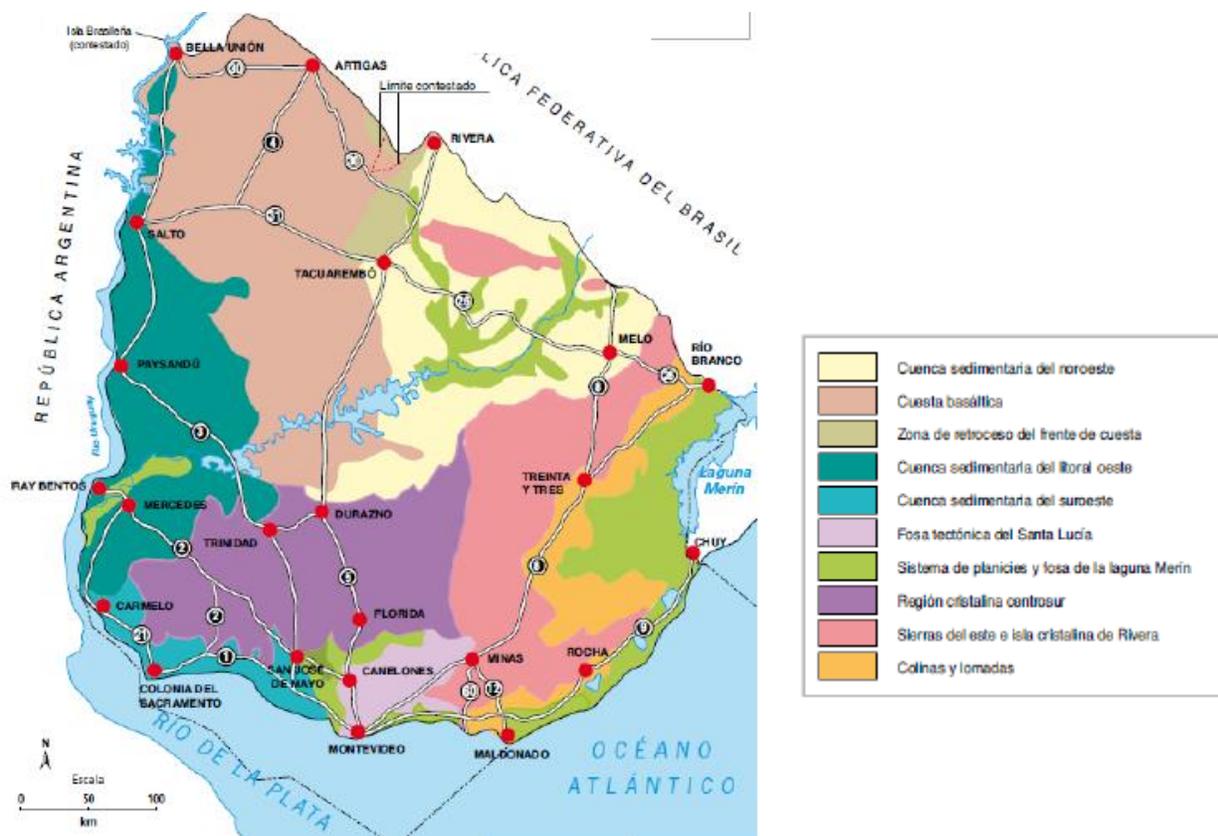


Figura 2: Mapa geomorfológico del Uruguay (Alvarez & De Souza, 2010, modificado de Panario, 1988).

Por otro lado, el sector geomorfológico denominado Cuenca Sedimentaria del Litoral Oeste exhibe pequeños relieves asociados a retrocesos de escarpas, resultando en pequeñas elevaciones de areniscas o caliches calcáreos. En lugares donde el desarrollo de estas superficies

es de considerable extensión, se forman interfluvios de lomadas; y cuando su desarrollo es menor, resultan en colinas tabulares (Panario, 1988).

Los suelos presentes en este sector se encuentran ampliamente desarrollados, lo cual propicia un uso principalmente agrícola y ganadero debido a su alta fertilidad (Panario, 1988).

1.3. [Contexto geológico](#)

1.3.1. [Cuencas Paraná y Chacoparanaense](#)

Las cuencas intracratónicas Paraná y Chacoparanaense albergan un registro sedimentario de más de 400 millones de años depositados desde el Ordovícico hasta el Cretácico Superior. En la actualidad, este gran ámbito de sedimentación presenta una extensión de 1,5 millones de Km² y ocupa parcialmente los territorios de Argentina, Brasil, Uruguay y Paraguay (Milani, 1997). Según Milani *et al.* (2007), sus bordes son de tipo erosivo, al Este causados por la erosión asociada a la apertura del Océano Atlántico y al Oeste causados por la sobrecarga del cinturón Andino.

Al día de hoy, la evolución de esta cuenca y su origen es aún controvertido. Según Klein (1995), las cuencas intracratónicas se desarrollan en el interior de un continente alejadas de los márgenes de placas. El desarrollo de estas cuencas se basa en la conjunción de procesos como distensión de la placa continental, subsidencia térmica y acomodaciones isostáticas.

Los primeros trabajos acerca de los orígenes de las cuencas Paraná y Chacoparanaense corresponden a Fúlfaro *et al.* (1982), quienes proponen una génesis ligada a la existencia de un conjunto de fosas aulacogénicas, con dirección general NW-SE, en las cuales se habría iniciado la sedimentación. Por su parte, Cordani *et al.* (1984) y Marqués (1993) proponen una génesis a partir de un *rift* predevónico (el cual denominan “*rift* central”) (Fig. 3). Este *rift* presenta la misma dirección de lo que hoy en día es el drenaje del río Paraná. Por otro lado, Zalán *et al.* (1990) proponen un origen asociado al enfriamiento litosférico de la corteza, la cual habría sufrido un

debilidad que permitieron movimientos verticales y horizontales de estos bloques. Dos direcciones principales de lineamientos son identificadas (NE y NW), siendo los de dirección NE los más notorios y los de dirección NW los menos notorios (Zalán *et al.*, 1987). Según Zalán *et al.* (1990), las estructuras que dominaron en la cuenca (NE, NW y subordinadamente E-W) prevalecieron durante toda su evolución (Fig. 4).

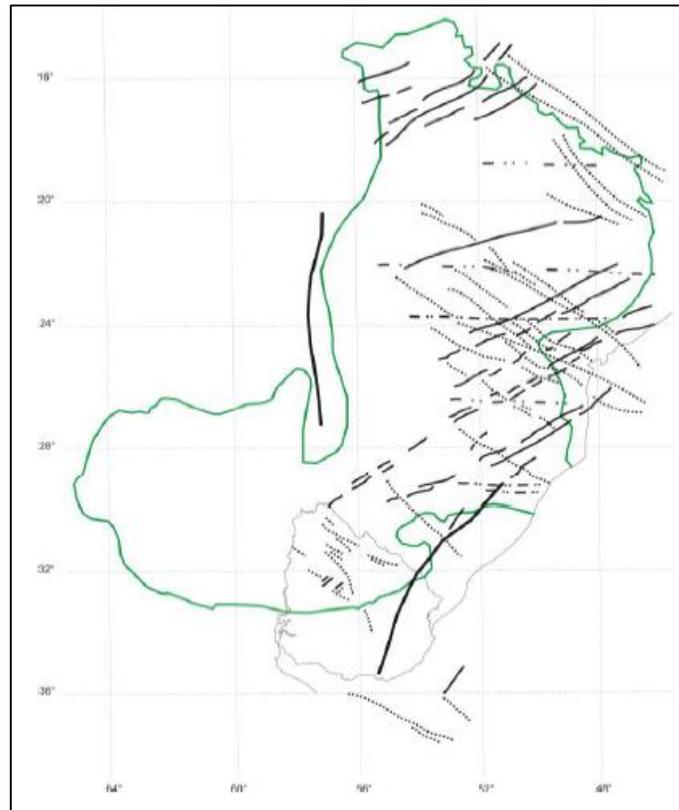


Figura 4: Arreglo estructural de la Cuenca Paraná indicando las principales direcciones NE, NW, E-W (Marmisolle, 2015, modificado de Zalán *et al.*, 1990).

Trabajos recientes proponen la reactivación de estructuras preexistentes de dirección NNE-SSW en el basamento cristalino, las cuales tuvieron un rol significativo en la depositación de las secuencias sedimentarias durante el Paleozoico Tardío (Veroslavsky *et al.*, 2021). De esta forma, esta configuración estructural determina un importante depocentro el cual conectó las cuencas

Paraná y Chacoparanense de orientación general NNE-SSW (Fig. 5) denominado por los autores como Corredor Central Paranaense (CPT por sus siglas en inglés Central Paranaense Trough).

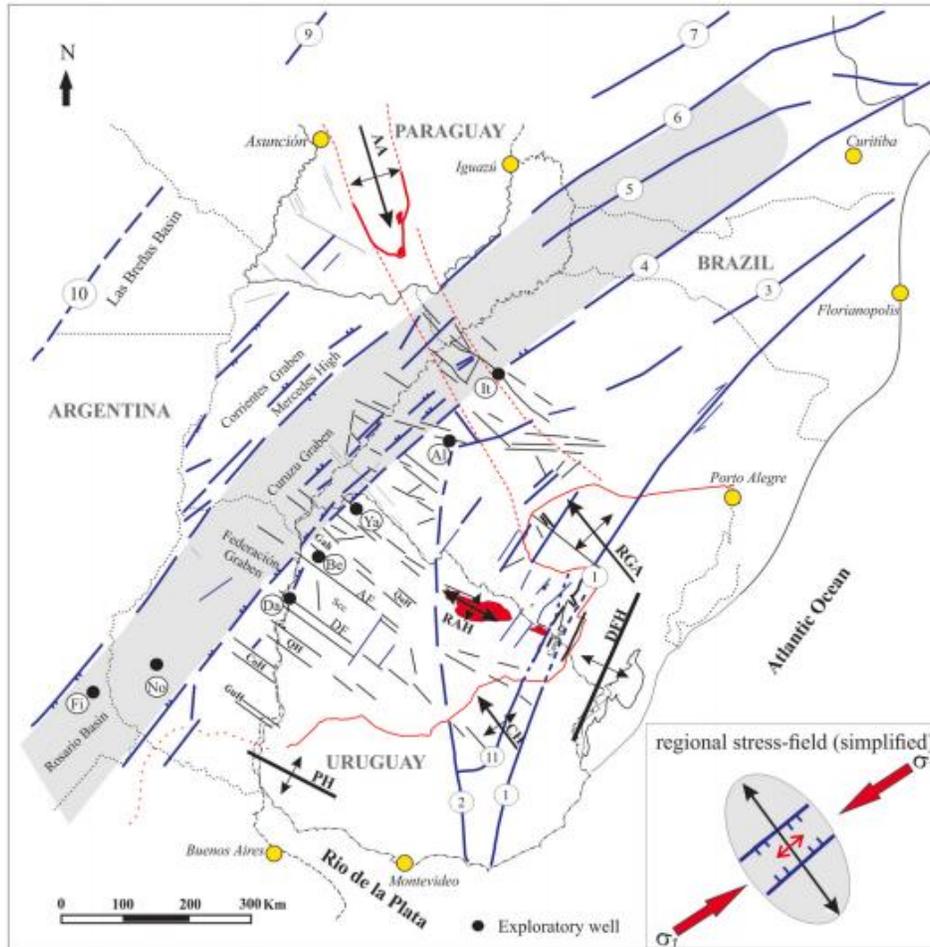


Figura 5: Mapa estructural del sector austral de la Cuenca Chacoparanaense indicando en gris el CPT. AA: Arco Asunción; RGA: Arco Río Grande; DFH: Alto Dom Feliciano; CH: Alto Clara; RAH: PH: Alto del Plata; AF: Falla Arapey; DF: Falla Daymán; QH: Alto Queguay; It: Al: Almirón; Ya: Yacaré; Be: Belén; Da: Daymán; No: Nogoyá; Fi: Firmat (Veroslavsky *et al.*, 2021).

1.3.1.2. Estratigrafía

Desde un punto de vista estratigráfico, Milani (1997) diferencia seis supersecuencias en el relleno de la Cuenca Paraná, a las que denominó: Río Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III y Bauru (Fig. 6). Estas supersecuencias comprenden depósitos de entre 450 Ma y 65 Ma, separados por discordancias regionales paleozoicas, relacionadas a la Orogenia Tardiherciniana, y mesozoicas relacionadas a la fragmentación de Gondwana Occidental y posterior apertura del Océano Atlántico (de Santa Ana & Veroslavsky, 2004; Veroslavsky *et al.*, 2006b).

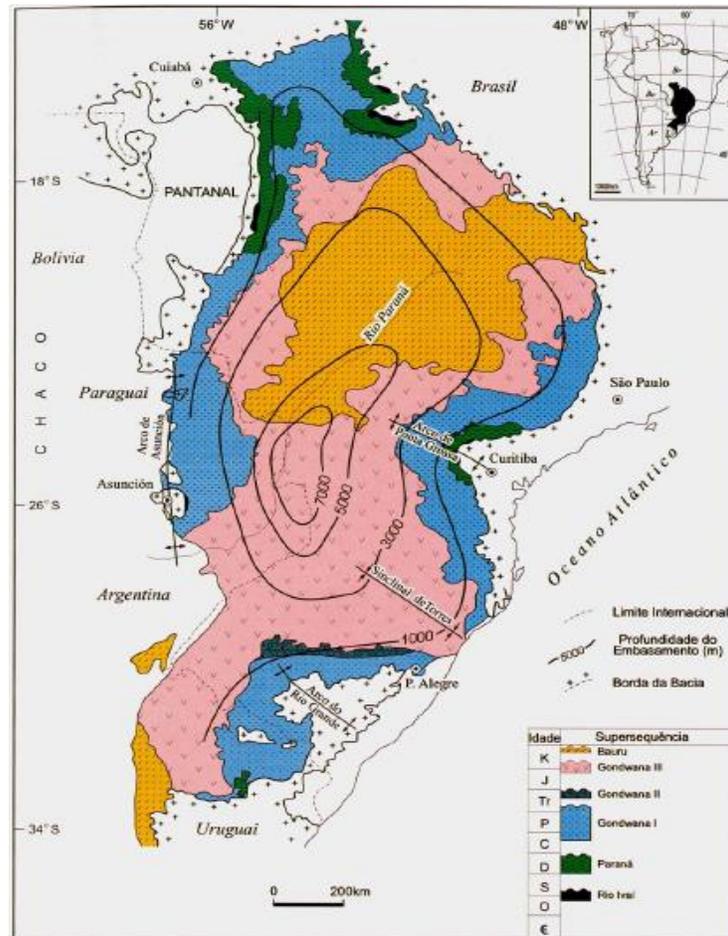


Figura 6: Distribución de las supersecuencias en la Cuenca Paraná (Milani, 2004).

La supersecuencia Río Ivaí de edad ordovícico-silúrico, se apoya discordantemente sobre el basamento de la cuenca. La misma se conforma de base a tope por conglomerados y areniscas, diamictitas, lutitas fosilíferas y siltitos. La sedimentación de esta supersecuencia es mayoritariamente marina, teniendo una asociación de facies relacionada a un ciclo transgresivo-regresivo. Cabe destacar que las lutitas muestran condiciones de máxima inundación durante este período de sedimentación (Milani, 1998).

La supersecuencia Paraná, conformada por las formaciones Furnas y Ponta Grossa de edad devónica, se apoya en forma discordante sobre la supersecuencia Río Ivaí o directamente sobre el basamento cristalino. Este período se caracterizó por presentar depósitos más extensos que los correspondientes al Ordovícico-Silúrico, estando asociados a un segundo ciclo transgresivo-regresivo del Océano Panthalassa, con potencias que aumentan de Este a Oeste. En Brasil se han registrado potencias de 850 m mientras que en territorio argentino las potencias superan los miles de metros de espesor. En Uruguay, alcanza como máximo 300 m de espesor (de Santa Ana *et al.*, 2006b).

Según Milani (1998), por encima del paquete devónico se observa una superficie de discordancia asociada a un hiato en el registro sedimentario de unos 55 Ma, generada como consecuencia de la glaciación gondwánica.

La sedimentación en la cuenca fue retomada a finales del Moscoviano con la depositación de la supersecuencia Gondwana I, de edad Carbonífero-Pérmico, la cual se inicia en condiciones periglaciares. La sedimentación de esta supersecuencia se encuentra asociada a una desglaciación, donde se produjo un retrabajamiento del sustrato dando como resultado la depositación de diamictitas macizas o estratificadas. Por encima se depositó un paquete arenoso asociado a una sedimentación turbidítica constituyendo el mayor volumen sedimentario. La desglaciación fue producto de la migración del paleocontinente Gondwana hacia latitudes menores, por lo cual se establecieron conexiones con el Océano Panthalassa. Es en este momento que se da la instalación de un amplio mar epicontinental cubriendo las regiones occidentales de Gondwana (de Santa Ana *et al.*, 2006b). Esta secuencia comprende un paquete

sedimentario de 2.500 m de espesor en Brasil y 1.500 m en Uruguay. Cabe destacar que la depositación de esta secuencia se ve enmarcada en un proceso de transgresión.

Hacia finales del Pérmico, las áreas cratónicas se vieron afectadas por una tectónica compresiva activa en el margen occidental de Gondwana (de Santa Ana *et al.*, 2006b). Como consecuencia, se produjo un levantamiento de áreas fuentes lo cual generó la depositación de sedimentos continentales que llevaron a la colmatación del área.

Por otra parte, según Milani *et al.* (2007), la supersecuencia triásica Gondwana II comprende la depositación de un paquete de gran potencia, mayormente arenoso, con importante contenido fosilífero. Dentro de este paquete arenoso, se intercalan *red beds* (paquetes pelíticos fosilíferos) con contenido de fósiles de vertebrados.

Siguiendo con Milani *et al.* (2007), la supersecuencia Gondwana III comprende registros de edad Jurásico-Eocretácico correspondientes a una secuencia volcano-sedimentaria. Se compone principalmente por depósitos arenosos de origen fluvio-eólico y derrames basálticos de naturaleza toleítica.

Por último, la supersecuencia Bauru de edad Cretácico Superior, comprende depósitos post-basálticos, los cuales corresponden a una unidad siliciclástica fundamentalmente arenosa, depositada en condiciones semiáridas a desérticas (Milani *et al.*, 2007).

1.3.2. Cuenca Norte

La Cuenca Norte se corresponde con la porción uruguaya de la Cuenca Paraná. Presenta una extensión de unos 90.000 Km² y ocupa la región centro-norte de nuestro país, siendo sus actuales límites de tipo erosivos y/o estructurales. Presenta un relleno de tipo intracratónico, de naturaleza policíclica (Fig. 7), en el que hasta el momento no se han identificado depósitos de edad Silúrica ni Ordovícica (de Santa Ana *et al.*, 2006a).

Los mayores espesores perforados en la Cuenca Norte se corresponden con los pozos Yacaré y Belén con una profundidad total de 2.330 m, seguidos por el pozo Salto de 2.180 m (de Santa Ana *et al.*, 2006b). Sin embargo, en el sector noroeste de la Cuenca Norte, un conjunto de estudios geológicos y geofísicos (principalmente sísmicos y magnetotelúricos) ha caracterizado la presencia de depocentros profundos, aún no perforados, en los cuales se estima una profundidad del basamento de al menos 3.500 m (Oleaga *et al.*, 2005; Schuepbach & Petrel Energy, 2014; Marmisolle, 2015; Veroslavsky *et al.* 2021; Morales *et al.*, 2021). El relleno de estos depocentros estaría constituido por litologías precarboníferas, correspondientes al Devónico u Ordovícico-Silúrico (Marmisolle, 2015; Veroslavsky *et al.* 2021; Morales *et al.*, 2021).

1.3.2.1. [Estratigrafía](#)

Según de Santa Ana (2004), el relleno de la Cuenca Norte está integrado por 4 secuencias separadas por discordancias regionales. Las mismas se denominan de base a tope: devónica, conformada por el Grupo Durazno, aflorante al Sur de la cuenca; permo-carbonífera, conformada por las formaciones San Gregorio, Cerro Pelado, Tres Islas, Frayle Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar, Yaguarí y Buena Vista, aflorante en el Este de la cuenca; jurásica-cretácica, conformada por las formaciones Gaspar, Itacumbú, Tacuarembó, Cuaró y Arapey, aflorante en la porción central y noroeste de la cuenca; y neocretácica conformada por las formaciones Guichón, Mercedes y Asencio, aflorante en el sector suroeste de la cuenca (Fig. 7).

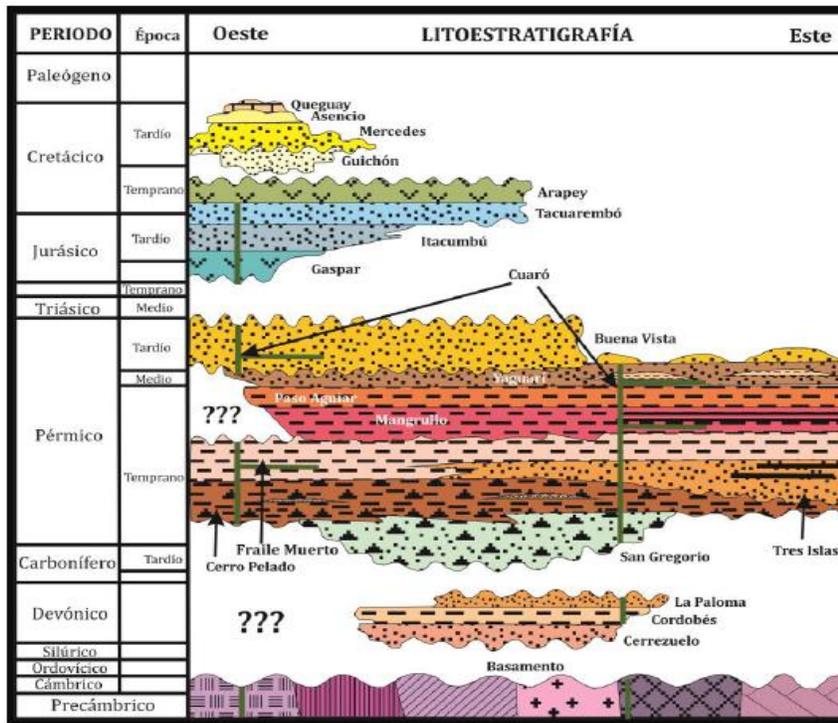


Figura 7: Columna litoestratigráfica de la Cuenca Norte (Marmisolle, 2015). (???) indican la posible extensión de las unidades estratigráficas hacia el Oeste.

El Grupo Durazno, definido por Bossi (1966), está conformado de base a tope por las formaciones Cerrezuelo, Cordobés y La Paloma, las cuales se depositaron en un régimen transgresivo-regresivo, constituyendo un ciclo casi completo de ascenso y descenso del nivel de base, en el que están ausentes los depósitos continentales superiores (Veroslavsky *et al.*, 2006a). Los registros devónicos constatados en nuestro territorio aparecen aislados de los depocentros más importantes de la época producto de los importantes procesos tectónicos y erosivos que afectaron a Gondwana Occidental durante el Devónico Tardío y el Carbonífero. Si bien estos registros afloran únicamente al Sur de la Cuenca Norte, en el departamento de Durazno, su presencia ha sido constatada al Norte del Río Negro, en subsuelo, en los pozos Cardozo Chico E1 y Achar E1 (departamento de Tacuarembó) por Daners (2015). Adicionalmente, Mira *et al.* (2015) propone la continuidad de los depósitos devónicos en depocentros profundos de la provincia de Entre Ríos (Argentina).

Según de Santa Ana *et al.* (2006a), la secuencia permo-carbonífera está constituida por las formaciones: San Gregorio, Cerro Pelado, Tres Islas, Frayle Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar, Yaguarí y Buena Vista, las cuales son agrupadas en el denominado Grupo Cerro Largo (Goso, 1995; Goso *et al.*, 1996). Se trata de registros de origen glaciares, glacio-marinos, marinos, deltaicos y fluvio-eólicos que afloran en el sector centro-sur y este de la Cuenca Norte. Por otro lado, de Santa Ana *et al.* (2006b) distingue cuatro ciclos de tercer orden para esta megasecuencia, según el concepto de “ciclo sedimentario” definido por Haq *et al.* (1988). Los mismos se describen a continuación:

- Ciclo glaciogénico (Carbonífero Tardío-Pérmico Temprano Bajo):

Conformado por las formaciones San Gregorio y Cerro Pelado depositadas hacia fines del Carbonífero, bajo condiciones de glaciación. La Formación San Gregorio se deposita directamente sobre el basamento o sedimentos devónicos, y es cubierta concordantemente por la Formación Cerro Pelado, la cual constituye una cuña clástica fina. Ambas formaciones incrementan su espesor hacia el Noroeste. A su vez, este ciclo es dividido en el subciclo glacial-glacio fluvio lacustre y el subciclo glaciomarino.

- Ciclo marino-deltaico (Pérmico Temprano):

Este ciclo está constituido por las formaciones Tres Islas y Frayle Muerto, las cuales se exponen en el accidente geográfico “Cuchilla de Melo” de dirección principal E-W. Se diferencian tres asociaciones de facies: asociación de facies aluvio-deltaico; asociación de facies deltaicas y asociación de facies de plataforma.

- Ciclo marino-transicional (Pérmico Temprano a Medio):

Incluye las formaciones Mangrullo, Paso Aguiar y Yaguarí, las cuales fueron depositadas bajo fuertes controles estructurales N-S y NW. A su vez, este ciclo se encuentra subdividido en dos asociaciones de facies: subciclo marino restrictivo-*lagoon* (Sistema Cañada del Barón) y subciclo plataformal a transicional (Sistema Cuchilla de Matamoros-Mangrullo).

- Ciclo fluvio-eólico (Pérmico Tardío):

Integrado por la Formación Buena Vista, la cual se desarrolla en el noroeste de la cuenca, superando los 600 m de espesor. Este ciclo se divide en dos subciclos de acuerdo a las asociaciones de facies presentes: asociación de facies aluvio-fluviales y asociación de facies eólicas.

Los registros de edad Jurásica y Eocretácica de la Cuenca Norte constituyen un conjunto de estratos que se originaron por procesos tectónicos extensivos, con importante magmatismo y sedimentación, limitados en techo y base por discordancias erosivas. Esa extensión cortical se asocia al megaevento tectónico que desmembró Gondwana Sudoccidental.

Según de Santa Ana (2004), el Mesozoico en la Cuenca Norte se ve representado por una sucesión volcano-sedimentaria compuesta de base a tope por las formaciones Gaspar, Itacumbú, Tacuarembó, Cuaró y Arapey (secuencia juro-cretácica); y las formaciones Guichón, Mercedes y Asencio (secuencia neocretácica).

La Formación Gaspar de edad Jurásica, consiste en una superposición de coladas basálticas las cuales se apoyan en discordancia sobre la Formación Buena Vista. La misma se encuentra restringida al sector noroccidental de la Cuenca Norte y se extiende hacia el sector oeste en la Cuenca Chacoparanaense (de Santa Ana & Veroslavsky, 2004).

La Formación Itacumbú de edad Jurásico Tardío, se conforma fundamentalmente por areniscas sublíticas. Se apoya discordantemente sobre la Formación Buena Vista y sobre la Formación Gaspar. Hacia el tope muestra relaciones concordantes con la Formación Tacuarembó. Se interpreta un ambiente de sedimentación de tipo fluvial ligado a un cuerpo lacustre, asociado a los espacios de acomodación generados por la distensión jurásica, la cual permitió una actuación de procesos tractivos y suspensivos subácueos que controlaron la sedimentación (de Santa Ana & Veroslavsky, 2004).

Por encima se depositó la Formación Tacuarembó de edad Jurásico Tardío - Cretácico Temprano, la cual se corresponde con una sucesión siliciclástica compuesta mayormente por areniscas. Se divide en dos miembros, uno inferior y uno superior. La misma se apoya sobre la Formación Buena Vista mediante una discordancia erosiva y sobre la Formación Itacumbú de forma concordante.

Algunos autores, tales como Ferrando *et al.* (1987), denominan al miembro superior de la Formación Tacuarembó como Formación Rivera. El criterio de separación de este miembro como una unidad estratigráfica con rango de formación radica, según los autores, en que la misma alberga al SAG, el cual constituye un recurso hídrico de gran relevancia para Uruguay y la región.

La Formación Cuaró del Jurásico - Cretácico Temprano incluye el conjunto de filones capa de naturaleza basáltica perteneciente al magmatismo coetáneo con la Formación Arapey desarrollado en la Cuenca Norte (de Santa Ana & Veroslavsky, 2004).

La Formación Arapey definida por Bossi (1966), se apoya directamente sobre la Formación Tacuarembó presentando en algunas ocasiones una intercalación con las areniscas pertenecientes a la misma (de Santa Ana & Veroslavsky, 2004). Los derrames basálticos ocupan una extensión de 40.000 Km² cubriendo el sector norte y noroeste del país, superando los 1.000 m de espesor en el departamento de Salto (Muzio, 2004).

Por último, la secuencia neocretácica, definida como Grupo Paysandú (Bossi, 1966; Goso, 1996), comprende las formaciones Guichón, Mercedes y Asencio, asociadas a ambientes fluviales y deltaicos, evidenciando importantes procesos post-depositacionales. Las relaciones de contacto del Grupo Paysandú son de tipo discordantes con los basaltos de Arapey hacia la base y al tope con depósitos cenozoicos. La Formación Guichón se conforma por depósitos asociados a una sedimentación clástica continental. Se apoya discordantemente sobre los basaltos de la Formación Arapey y sobre ella se apoyan las formaciones Mercedes y Asencio correspondientes a depósitos conglomerádicos y arenosos (Goso, 1999).

1.3.2.2 [Evolución tectono-estratigráfica](#)

El relleno de la Cuenca Norte se vio controlado por discontinuidades preexistentes en el basamento cristalino (Fúlfaro *et al.*, 1982; Cordani *et al.*, 1984; de Santa Ana, 2004) y acompaña regionalmente la misma evolución que las cuencas Paraná y Chacoparanaense. Asimismo, los altos estructurales del basamento influenciaron en la depositación de las diferentes secuencias depositacionales (Ferrando & Andreis, 1986; Goso & de Santa Ana, 1986; de Santa Ana, 1989; Ucha & de Santa Ana, 1994; de Santa Ana & Veroslavsky, 2002; de Santa Ana, 2004; de Santa Ana *et al.* 2006b).

Ucha & de Santa Ana (1994) y de Santa Ana *et al.* (2006b) definen dos eventos tectónicos principales (Fig. 8). El primero afecta principalmente la base de la secuencia permo-carbonífera producto de la Orogenia Tardiherciniana. Este evento es notorio en las formaciones pertenecientes al ciclo marino-deltaico, particularmente a la Formación Tres Islas, la cual fue depositada en un ambiente tectónicamente activo en donde se modificaron importantes aspectos estructurales de la Cuenca Norte. Producto de esta situación, se generaron levantamientos de áreas cratónicas, así como nuevas zonas de debilidad. Este escenario posibilitó la implementación de nuevos límites depositacionales permitiendo una apertura a nuevos flujos asociados a la progradación de sistemas deltaicos de Este a Oeste. El arreglo estructural en este período muestra una fuerte prevalencia de estructuras direccionadas NW (Fig. 8).

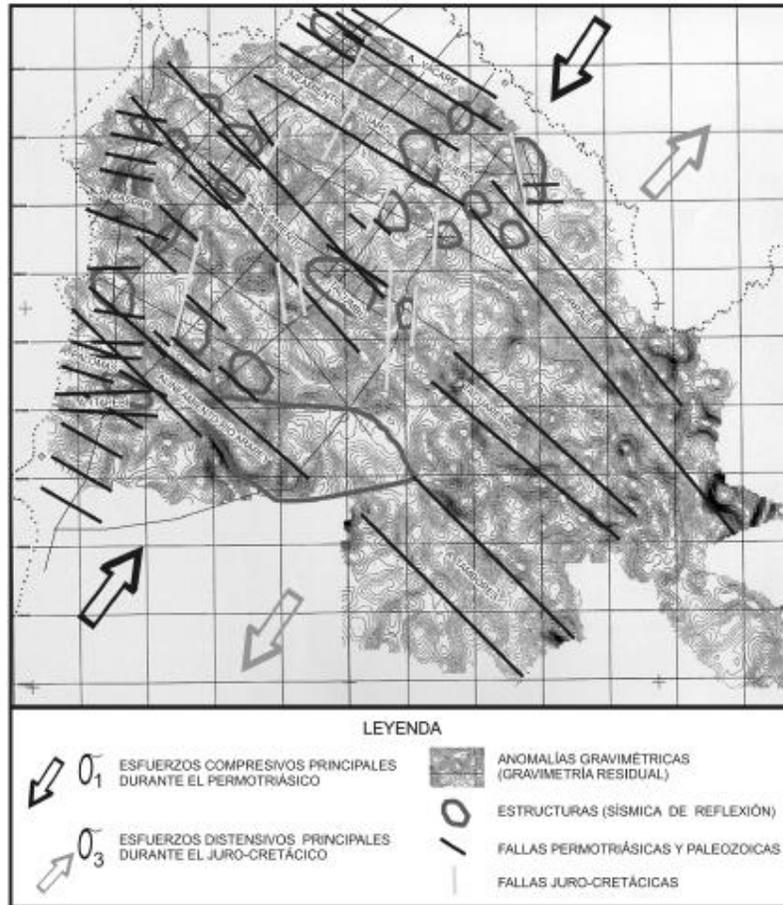


Figura 8: Arreglo estructural del sector noroeste de la Cuenca Norte (de Santa Ana *et al.*, 2006b).

El segundo evento evidencia una fase de deformación actuante desde el Pérmico Temprano alto al Triásico Temprano, período en donde actuaron esfuerzos compresivos de intraplaca que generaron flexuras producto de la Orogenia Finiherciniana. Esta tectónica compresiva, generó en la Cuenca Norte el levantamiento de áreas que antes actuaban como arcos en la Cuenca Paraná. La Isla Cristalina de Rivera forma parte de la estructura conocida como Arco de Asunción-Río Grande la cual pasó a ser un área positiva a causa de la tectónica compresiva actuante en este período. A su vez, asociada a estos esfuerzos en el sector centro-occidental de la cuenca, se generó una discordancia en donde se puede observar a la Formación Buena Vista apoyada directamente sobre la Formación San Gregorio (de Santa Ana *et al.*, 2006b).

Ucha & de Santa Ana (1994) concluyen que el arreglo estructural de la Cuenca Norte es producto de las orogenias paleozoicas (Eoherciniana, Herciniana Tardía y Finiherciniana) y de la apertura del Océano Atlántico durante el Mesozoico.

De Santa Ana (1989) sugiere direcciones estructurales principales para el Triásico, Jurásico y Cretácico. Para el Permo-Triásico define un control estructural de dirección NW y E-W condicionado por la existencia de altos estructurales del basamento (Vichadero, Itapebí, Queguay y Colonia) los cuales presentan la misma dirección. Para el Triásico Superior-Jurásico, las direcciones principales son NE y NW al igual que las acumulaciones sedimentarias continentales cretácicas. Por último, el magmatismo Cretácico asociado a una tectónica extensional de tipo *rift* presenta direcciones NW y N-S. Asimismo, Bossi *et al.* (1974) proponen un basculamiento de estos basaltos hacia el Oeste de la Cuenca Norte.

Dentro del área de estudio, las principales estructuras se corresponden con las fallas Arapey y Daymán, de dirección principal NW-SE, las cuales controlan la dirección de drenaje de los ríos homónimos (Gómez Rifas, 1995). Marmisolle (2015) define la estructura geológica denominada Corredor Salto – Tambores (CST), la cual se enmarca entre los ríos Arapey y Daymán, de dirección NW-SE. El CST comprende un largo de 177 Km y un ancho de 60 Km (Fig. 9). A su vez, se pueden observar dos conjuntos de fallas de dirección NE y N-S las cuales exhiben un comportamiento distinto al Este y Oeste de la falla que controla el cauce del Arroyo Valentín, dividiendo al CST en dos secciones con diferentes comportamientos geomorfológicos. La sección occidental presenta una topografía suave mientras que la oriental presenta pendientes pronunciadas. Además, destacan un conjunto de fracturas de dirección N-S en el borde oeste del departamento de Salto (Marmisolle, 2015).

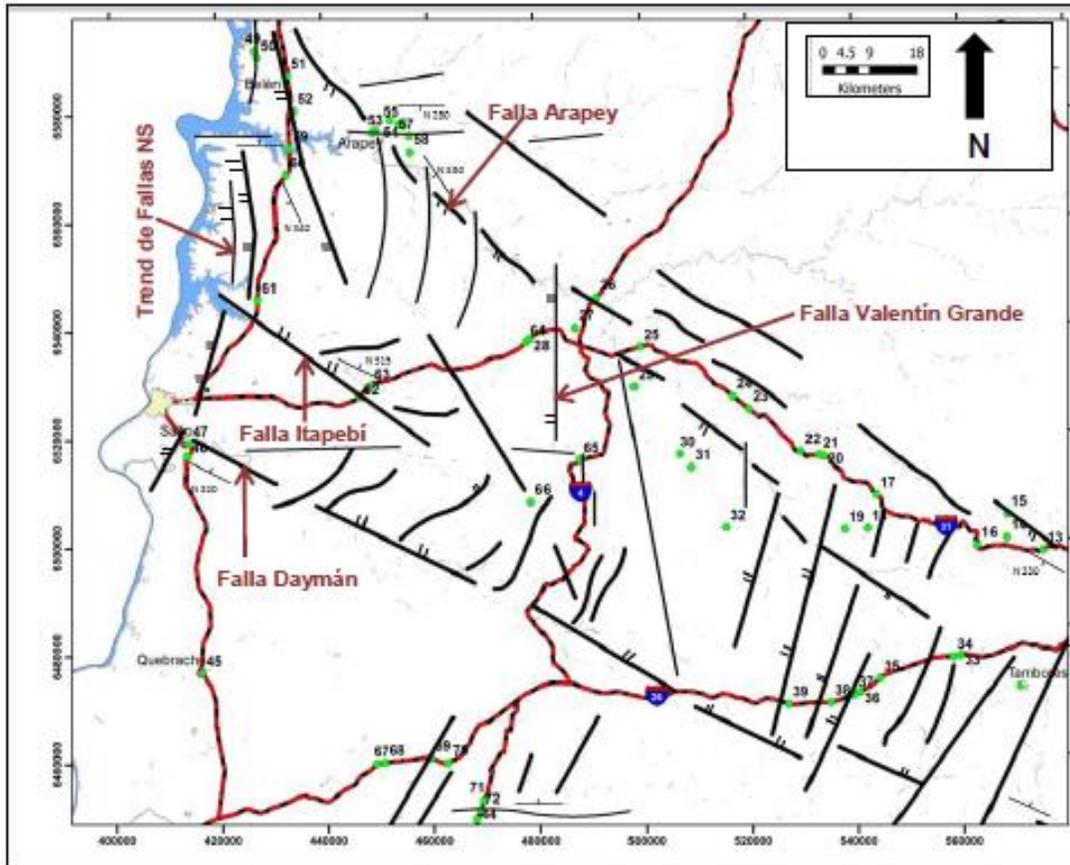


Figura 9: Mapa estructural del CST (Marmisolle, 2015).

1.3.2.3. Potencial geotérmico

El interés en la exploración de recursos geotérmicos en la Cuenca Norte surge involuntariamente en el año 1941 cuando el Instituto de Geología y Perforaciones del Uruguay (IGPU) realiza la perforación Arapey en el departamento de Salto y obtiene como resultado la emanación de aguas termales provenientes del SAG.

A partir de la década del 1960 y hasta la década de 1980, la Cuenca Norte fue objeto de importantes trabajos de prospección y exploración de hidrocarburos, habiéndose realizado varias campañas de perforaciones, en el marco de las cuales los pozos Daymán, Guichón y Quebracho también resultaron en la emanación de aguas termales (de Santa Ana *et al.*, 2006b).

Este sistema geotermal se desarrolla en el sector noroeste de la Cuenca Norte y se corresponde con un sistema típico representado por un acuífero profundo, en un área con un gradiente geotérmico normal. El SAG se constituye por un conjunto de rocas sedimentarias siliciclásticas mesozoicas, limitado estratigráficamente en su base por una discordancia regional permo-eotriásica, y al tope por los derrames basálticos de la Formación Arapey en Uruguay y la Formación Serra Geral en Brasil, de edades aproximadas entre 145 - 130 Ma (Lebac, 2008) (Fig. 10). De esta forma, se excluyen del SAG a la Formación Arapey (basaltos y areniscas) así como a las unidades sedimentarias paleozoicas infrayacentes, como la Formación Buena Vista, con la cual existe una franca comunicación hidráulica en algunos sectores de la cuenca (Lebac, 2008). Los basaltos que recubren a este sistema acuífero superan, en determinados sectores, los 1.000 m de espesor, otorgándole al mismo condiciones de termalismo y surgencia. Las aguas provenientes del SAG presentan una temperatura de entre 34 y 48 °C, representando un sistema geotérmico de baja temperatura (Montaño, 2004).

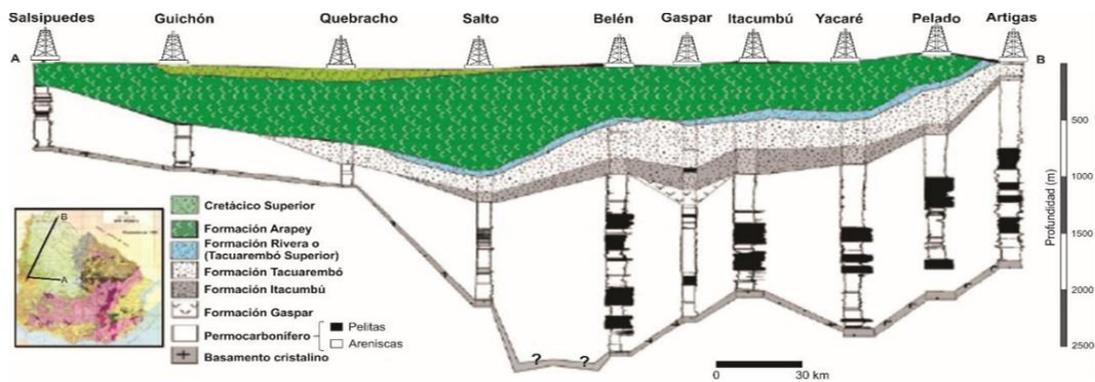


Figure 10: Sección geológica de la Cuenca Norte indicando la continuidad en la distribución espacial de la secuencia juro-cretácica (de Santa Ana *et al.*, 2004).

El régimen térmico de la Cuenca Norte ha sido definido en función de estudios del SAG, determinándose una heterogeneidad del gradiente geotérmico y estableciendo una media de 27°C/Km (Oleaga, 2002; Gomes, 2009; Gastmans *et al.*, 2012; Gomes & Gomes, 2018; Morales *et*

al., 2020; Pedro & Morales, 2020; de León, 2021). Los valores más elevados cercanos a los 30° C/Km se encuentran en el sector noroeste de la cuenca (Fig. 11). Morales *et al.* (2020) proponen que estos valores del gradiente geotérmico en esa zona pueden deberse a la existencia de una zona geotermal profunda, la cual se extiende a su vez en territorio argentino (Pesce, 2001).

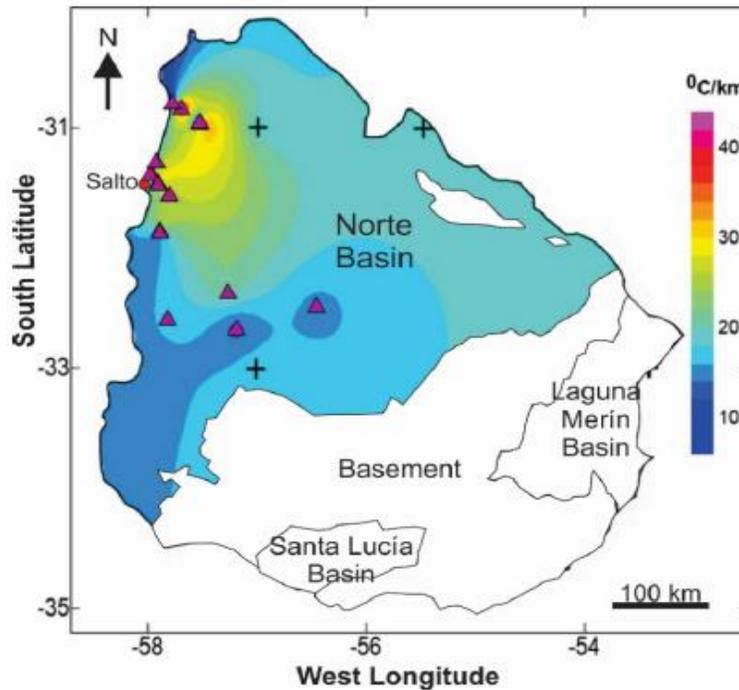


Figura 11: Gradiente geotérmico en Cuenca Norte (Morales *et al.*, 2020).

Uno de los primeros y casi de los únicos acercamientos a la estimación del potencial geotérmico en el Uruguay fue llevado a cabo por Vieira & Hamza (2014), en el marco de un estudio realizado para toda América Latina. Particularmente, para el Uruguay, los autores realizaron un estudio geotérmico basado en datos observacionales (mediciones de temperatura en pozos) y valores estimados para siete localidades en función del flujo de calor global. El resultado obtenido, se corresponde con un calor almacenado de 225 GJ, mientras que la porción recuperable de esta energía se estima de 27 GJ (Fig. 12). Esa cantidad de energía almacenada fue clasificada por los autores como recursos de baja entalpía.

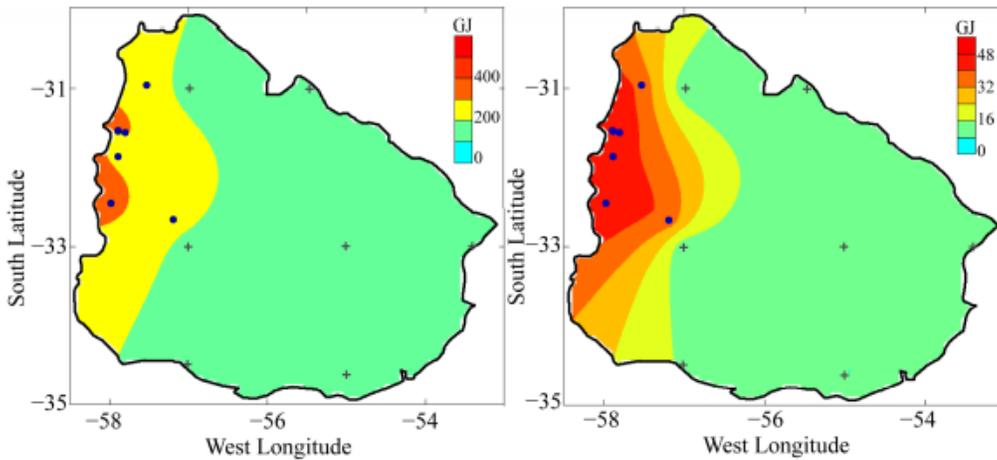


Figura 12: Distribución del recurso geotermal en Uruguay. Se indican con puntos azules los datos obtenidos mediante mediciones y en cruces los datos estimados (Vieira & Hamza, 2014).

La primera mención en relación a los potenciales sistemas geotérmicos de media temperatura en el sector noroeste de la Cuenca Norte fue realizada por Cernuschi (2014). El autor estima la temperatura del agua de los reservorios profundos en función de la profundidad a la que se encuentran cada una de las secuencias sedimentarias presentes en la Cuenca Norte. Para las aguas pertenecientes al SAG estima temperaturas de aproximadamente 45 °C, mientras que para las pertenecientes a acuíferos paleozoicos (Carbonífero-Pérmico), ubicados a más de 2.300 m de profundidad, estima temperaturas superiores a los 75°C. Asimismo, menciona que esas temperaturas son aptas para la generación de energía eléctrica mediante el uso de plantas binarias.

Posteriormente y como ya fuera mencionado, varios autores han trabajado en la identificación y caracterización de depocentros profundos en el sector noroeste de la Cuenca Norte, en los cuales el basamento se ubicaría al menos a 3.500 m de profundidad. De esta forma, se han acercado a dilucidar, mediante la integración de información geológica y datos geofísicos, que la naturaleza del relleno de estos depocentros podría corresponderse con litologías precarboníferas (Shuepbach & Petrel Energy, 2014; Marmisolle, 2015; Veroslavsky *et al.*, 2021;

Morales *et al.*, 2021). Los autores proponen que los depocentros se ven fuertemente controlados por fallas de dirección NW-SE y N-S, las cuales generaron una profundización de la cuenca hacia el Oeste conjuntamente con un mayor desarrollo de cada secuencia. De confirmarse esta situación, las aguas contenidas en las unidades reservorios presentes en los depocentros profundos superarían los 95 °C.

La única estimación del potencial geotérmico de media temperatura para los depocentros profundos del sector noroeste de la Cuenca Norte se corresponde con el trabajo de Morales *et al.* (2021). Estos autores consideran para el área comprendida en el CST y hasta una distancia de 10 km desde el Río Uruguay, un espesor uniforme de 500 m de registros precarboníferos preservados en los depocentros profundos, estimando un calor almacenado de 9.3×10^{16} kJ.

2. GEOTERMIA

2.1. Conceptos fundamentales

Al día de hoy aún no se ha estandarizado a nivel internacional una terminología específica cuando se trata de la clasificación de un recurso geotérmico. Por lo tanto, se definen en este capítulo ciertos términos claves para la comprensión de este trabajo.

La energía geotérmica se define como la energía generada en el interior de la Tierra y acumulada en forma de calor en la corteza terrestre (IEA, 2020). Uno de los aspectos que se torna fundamental a la hora de clasificar un recurso geotérmico (reservorio explotable o potencialmente explotable) es la comprensión del proceso de formación y evolución del mismo. Para ello, es clave la caracterización de un sistema geotérmico, definido como “cualquier configuración geológica capaz de albergar energía geotérmica la cual puede ser extraída mediante la circulación y transporte de un fluido hacia un determinado punto de uso” (Williams *et al.*, 2011).

Un sistema geotérmico se compone por al menos cuatro elementos básicos:

- 1- Presencia de un fluido (inyectado o propio del sistema).
- 2- Fuente natural de calor.
- 3- Reservorio natural o artificial con disponibilidad de espacios intersticiales para la circulación del fluido (porosidad de una formación, fracturas naturales o inducidas, etc.).
- 4- Capa sello.

Dentro de un sistema geotérmico, la presencia de un acuífero (roca reservorio permeable + fluido) es clave para la extracción y transferencia del calor almacenado (Dickson & Fanelli, 2003). Sin embargo, no todas las litologías son aptas para la conformación de un reservorio de calidad. Tal es el caso de los acuitardos conformados por litologías limoarenosas, capaces de albergar un fluido y transferir el mismo, aunque en menor medida que un acuífero; o los acuícludos

conformados por litologías arcillosas capaces de albergar un fluido sin permitir su transferencia. Por último, las litologías menos apropiadas para la contención y transferencia de un fluido son las rocas ígneas y metamórficas. Estas son generalmente de carácter impermeable constituyendo lo que se conoce como un acuífugo (Collazo & Montaña, 2012). Sin embargo, estas últimas litologías pueden constituir los sistemas denominados HDR (*Hot Dry Rocks*) en los cuales ni el agua, ni las fracturas están naturalmente presentes en el sistema, sino que son introducidos a través de procesos de fracturación hidráulica (Dickson & Fanelli, 2003).

En cuanto a la clasificación de sistemas geotérmicos, estos pueden ser catalogados según el régimen tectónico dominante, temperatura y/o la profundidad a la que se encuentran ubicados (Muffler & Cataldi, 1978; Moeck, 2014). La primera clasificación se basa en la gran influencia del control tectónico sobre el régimen termal y flujo de calor de una región; así como el régimen hidrogeológico, la dinámica de fluidos, la química de fluidos, la geología estructural y la secuencia litológica. De esta forma se condiciona la modalidad de transferencia del calor, presentando la misma un carácter conductivo o convectivo.

Los sistemas geotérmicos de tipo convectivo se encuentran ubicados en zonas de intensa actividad tectónica y/o volcánica mientras que los sistemas de tipo conductivo se ubican en zonas de escasa a nula actividad tectónica. Según Moeck (2014), estos últimos pueden desarrollarse en cuencas sedimentarias de tipo *foreland* o intracratónicas, como es el caso de la Cuenca Norte, favorecidas por su larga historia de depositación. El tipo de roca, la configuración estructural y la diagénesis son los factores principales que controlan la porosidad, siendo este último parámetro clave en la capacidad de almacenamiento de los fluidos geotérmicos (Moeck & Beardsmore, 2014) (Fig. 13). De esta forma, estos sistemas son categorizados según la profundidad, y por ende la temperatura, para diferentes usos potenciales y se encuentran habitualmente asociados a acuíferos ubicados a más de 2.000 m de profundidad (*plays* A y B en la figura 13) o a los sistemas denominados HDR (*play* C en la figura 13).

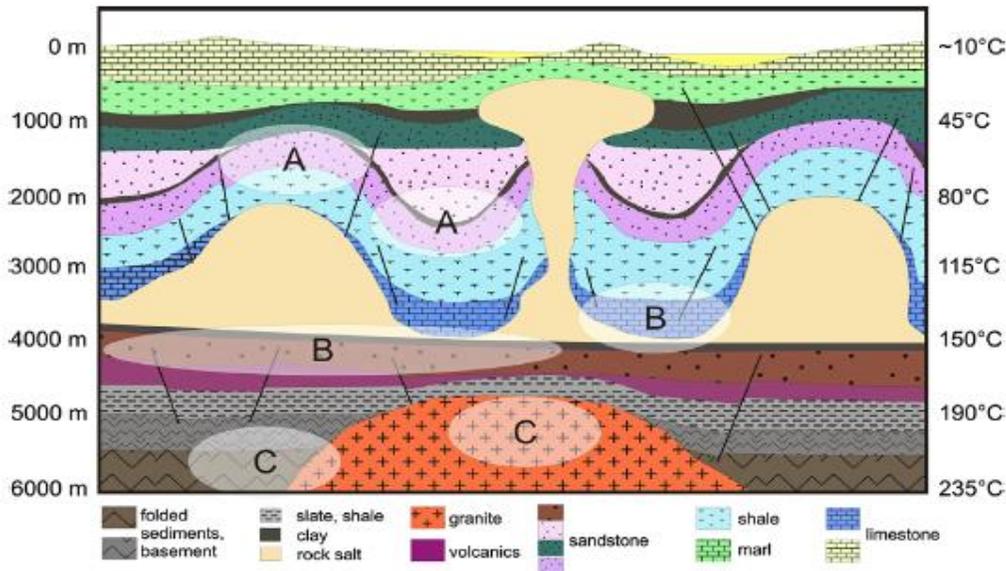


Figura 13: Corte geológico esquemático de una cuenca sedimentaria intracratónica mostrando diferentes *plays* geotérmicos en función de la profundidad y temperatura asumiendo un gradiente geotérmico de 32 °C/Km. A: *plays* geotérmicos ubicados a menos de 3 Km de profundidad, aptos para la calefacción residencial; B: *plays* geotérmicos profundos, ubicados entre 3 y 4 Km de profundidad, aptos para calefacción residencial y generación de energía eléctrica; C: *plays* geotérmicos muy profundos ubicados a más de 4 Km de profundidad aptos para la generación de energía eléctrica y posibles sistemas HDR (Moeck, 2014).

Las cuencas intracratónicas poseen una amplia variedad de litologías (depósitos fluviales, siliciclásticos, carbonatos marinos y evaporitas) lo cual enriquece la posibilidad de albergar acuíferos profundos. Es importante tener en cuenta la alta tasa de subsidencia que caracteriza a estos ambientes de sedimentación, ya que esta influye directamente sobre los valores de porosidad y permeabilidad de una unidad, resultando muchas veces en un proceso de cementación de la misma. Sin embargo, la presencia de una importante fracturación podría favorecer el aumento de estas propiedades físicas mejorando la calidad de la roca reservorio.

Asimismo, la segunda clasificación en cuanto a la calidad de un recurso geotérmico se realiza de acuerdo a sus características intrínsecas. El primer elemento y uno de los más importantes, es la temperatura a la que se encuentran (Figs. 14 y 15). Según diferentes autores, existen diferentes clasificaciones (Fig. 14), aunque de forma general, se diferencian tres clases de recursos con variabilidad de aplicaciones (Fig. 15). La clasificación más utilizada es

probablemente la de Muffler & Cataldi (1978), quienes clasifican los recursos geotérmicos en tres clases:

- 1- Recursos de baja temperatura (menores a 90 °C): estos pueden ser utilizados para aplicaciones directas (calefacción, balneoterapia, agricultura, etc.).
- 2- Recursos de media temperatura (90 a 150 °C): aptos para la generación de energía eléctrica mediante el uso de plantas eléctricas de ciclo binario.
- 3- Recursos de alta temperatura (mayores a 150 °C): aptos para la generación de energía eléctrica mediante plantas eléctricas convencionales.

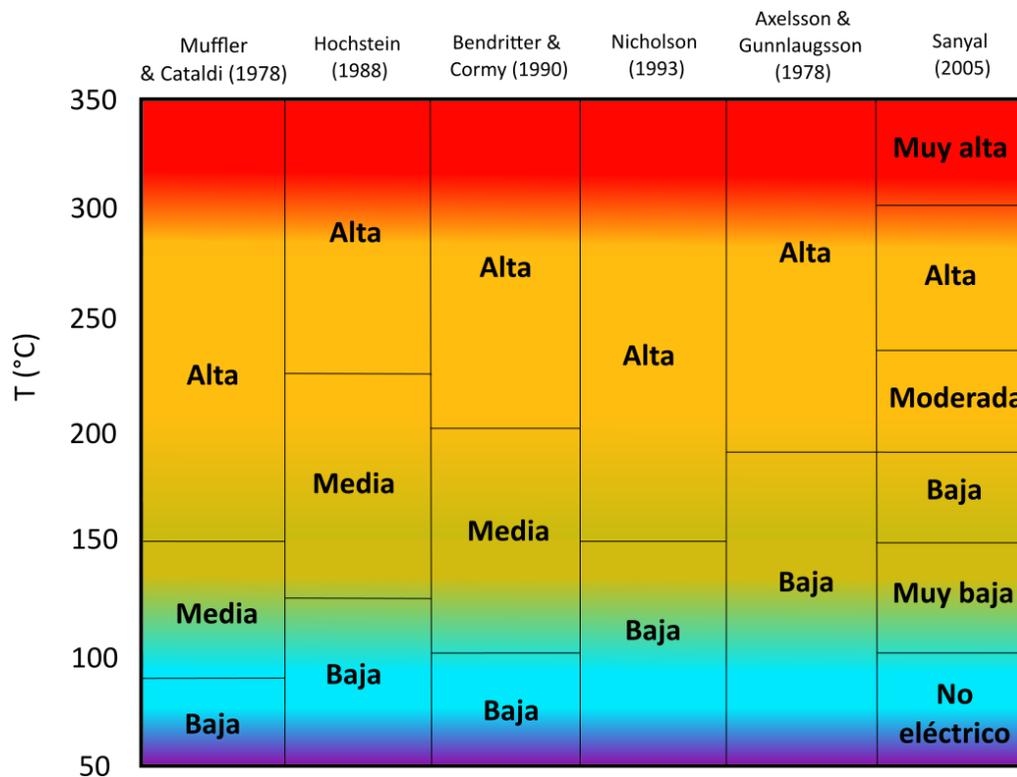


Figura 14: Esquema de clasificaciones de los sistemas geotérmicos en función de la temperatura según diferentes autores (modificado de Williams *et al.*, 2011).



Figura 15: Diagrama que muestra la utilización de los fluidos geotérmicos a diferentes temperaturas (Dickson & Fanelli, 2003, modificado de Lindal, 1973).

Para una estimación confiable de los recursos geotérmicos disponibles en un área determinada es necesario definir el concepto de *play* y prospecto geotérmico. De esta forma, Moeck (2014) propone que los esquemas de clasificación de recursos geotérmicos sean análogos a los de la jerga petrolera. Así como un *play* petrolero se define por la configuración geológica/estructural, su roca reservorio, generadora y sello; de forma análoga, un *play type* geotérmico se define por “la fuente de calor, los controles geológicos en la vía de migración de calor, la capacidad de almacenamiento de calor/fluido y el potencial de recuperación económica del calor” (Moeck, 2014). Por consiguiente, se define un *play* geotérmico, como un modelo compuesto por múltiples factores geológicos (*e.g.* roca reservorio, roca sello y fuente de calor) los cuales podrían generar un recurso geotermal recuperable (en términos económicos) en una ubicación específica dentro de una determinada configuración estructural en una región (Moeck & Beardsmore, 2014). Adicionalmente, un prospecto geotérmico conforma la unidad de menor jerarquía dentro de un *play* geotérmico.

Cabe destacar que Moeck (2014) propone la existencia de tres tipos de *plays* geotérmicos en cuencas intracratónicas según diferentes rangos de profundidad y temperatura. De esta forma, distingue entre *plays* ubicados a menos de 3.000 m de profundidad (*play* tipo A), aptos para aplicaciones directas de energía; *plays* ubicados entre 3.000 y 4.000 m de profundidad (*play* tipo B), útiles para calefacción y transformación a energía eléctrica; y *plays* ubicados a profundidades mayores a 4.000 m (*play* tipo C) favorables para la generación de energía eléctrica generalmente asociados a sistemas de tipo HDR (Fig. 13).

Asimismo, Magoon & Dow (1994) proponen como definición para el concepto de *play* petrolero al conjunto de prospectos caracterizados por los parámetros geológicos antes mencionados. Por lo tanto, un prospecto geotérmico se definirá en el presente trabajo como aquellos sectores de cuenca donde el basamento se ubique a más de 2.000 m de profundidad, con preservación de unidades precarboníferas (potencial roca reservorio) y la presencia de la secuencia permo-carbonífera (potencial roca sello). Por consiguiente, los fluidos contenidos en las unidades del reservorio comprenderían temperaturas mayores a 76 °C, considerando un gradiente geotérmico medio de 27 C°/Km.

De esta forma, se definen volúmenes de interés que podrían albergar concentraciones de calor con posibilidad de ser explorados y eventualmente explotados. Según Muffler & Cataldi (1978), los recursos geotérmicos se subdividen según su grado de certeza geológica y su viabilidad económica estando esto último, asociado fundamentalmente a la profundidad a la que se encuentra el recurso. Dentro de esta clasificación se identifican los siguientes tipos (Williams *et al.*, 2011) (Fig. 16):

- Recurso geotérmico base: comprende toda energía térmica contenida debajo de un área, en un volumen específico, y medida en función de la temperatura local media anual.
- Recurso geotérmico base accesible: es la fracción del recurso geotérmico base ubicado a profundidades económicamente viables de ser perforados a futuro y que este calor pueda ser recuperado económica y legalmente.

- Reserva geotérmica: es la porción del recurso geotérmico base accesible identificado (mediante una perforación) que puede ser recuperado económica y legalmente mediante la tecnología disponible al día de hoy.

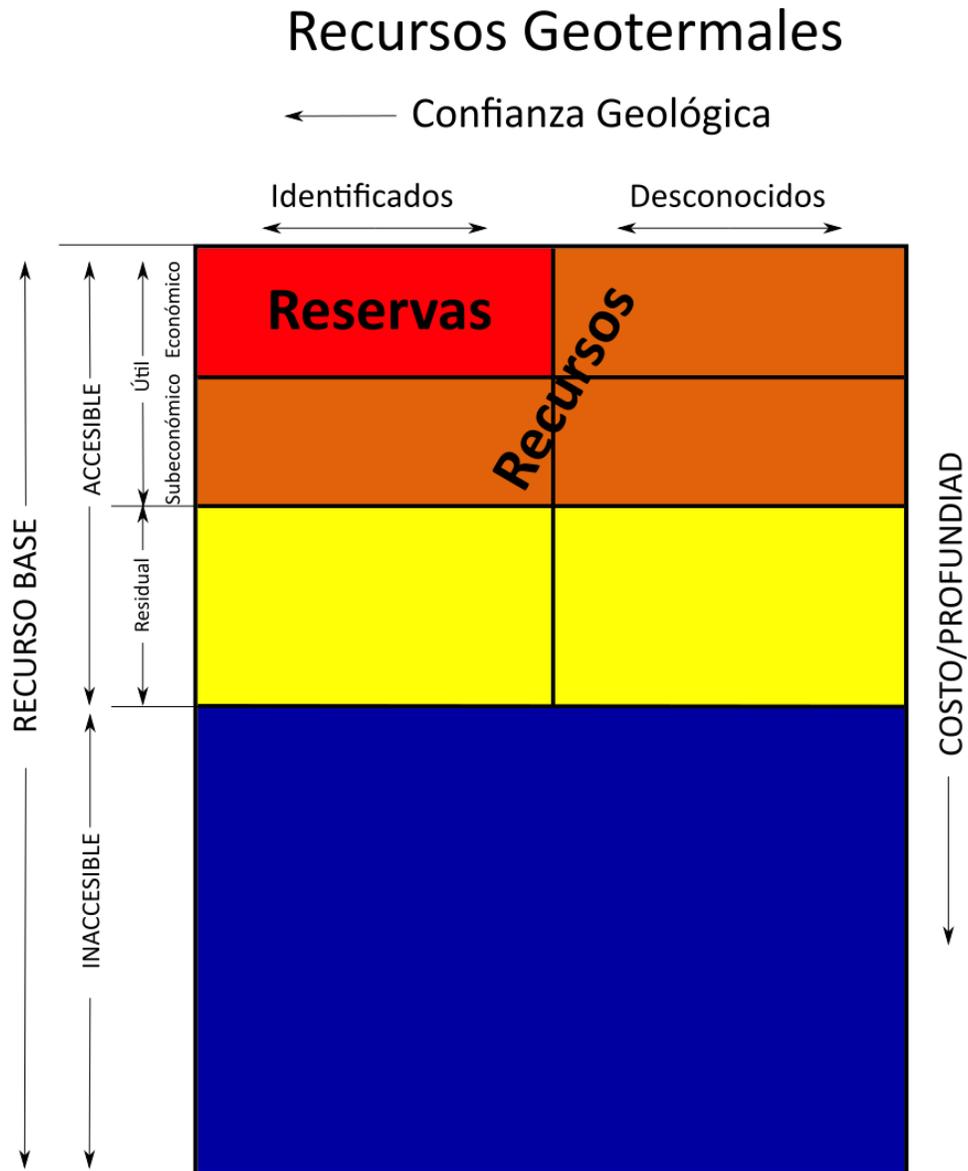


Figura 16: Diagrama McKelvey representando la confiabilidad del contexto geológico y la viabilidad económica de recursos y reservas geotermales. (modificado de Williams *et al.*, 2011 y Muffler & Cataldi, 1978).

3. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. Base de datos

Para la realización del presente trabajo se utilizó diversa información de tipo geofísica, fundamentalmente sísmica 2D y magnetotelúrica (Fig. 17), datos de pozos, así como antecedentes bibliográficos.

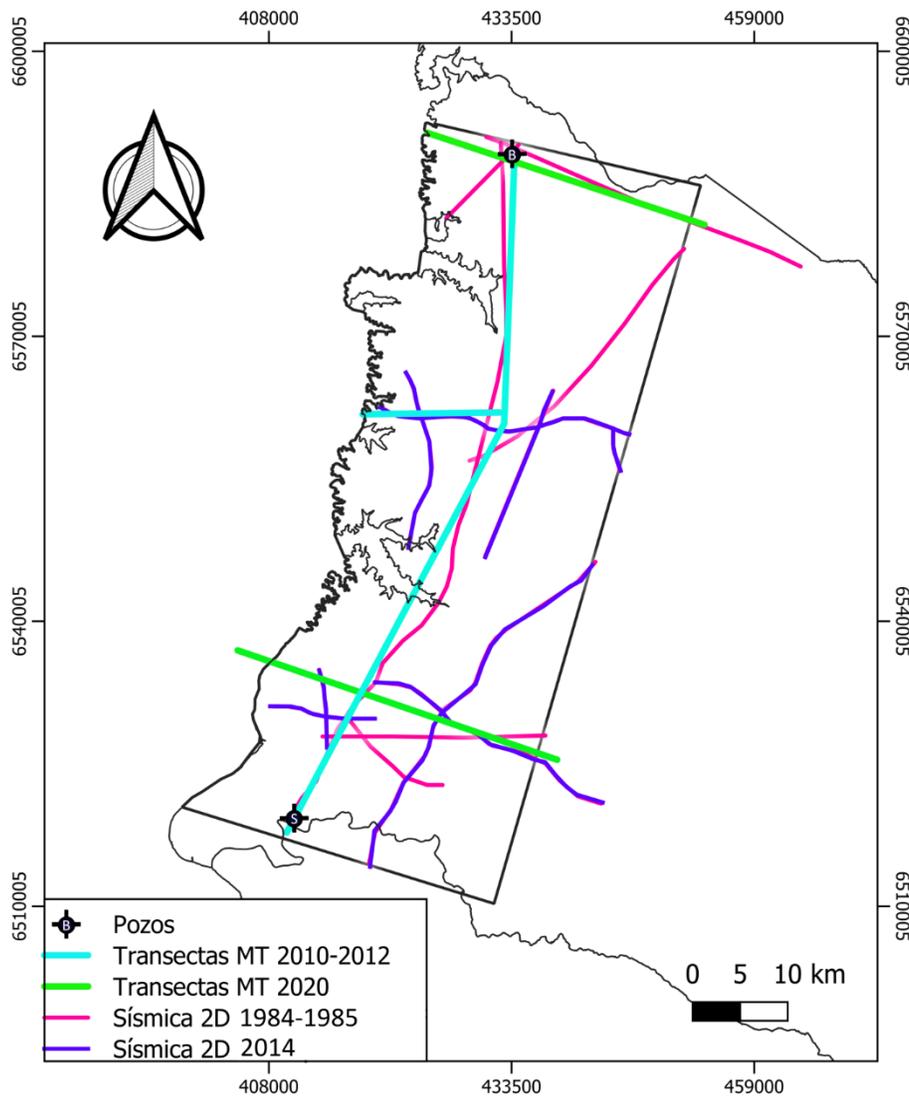


Figura 17: Base de datos utilizada.

Datos geofísicos:

Datos sísmicos:

Los datos utilizados en el presente trabajo comprenden 300 km lineales de sísmica 2D, adquiridos en los años 1984-1985 y 2014, suministrados por la Administración Nacional de Combustibles, Alcohol y Portland (ANCAP) (Fig. 17). Para el acceso a estos datos se firmó un acuerdo de confidencialidad que impide presentar la información proporcionada “limpia”, siendo solamente posible presentar la información interpretada.

La adquisición de datos sísmicos en Cuenca Norte se desprende de previas campañas exploratorias de hidrocarburos, iniciadas en la década del 1950. En los años 1984 y 1985, ANCAP lleva adelante la primera campaña sísmica en la Cuenca Norte, en la cual la empresa WESTERN realizó la adquisición de un total de 33 líneas sísmicas 2D, totalizando 1.650 Km. Las mismas presentan un intervalo de grupo de entre 35 a 80 m, una cobertura (número de *shotpoints* en un mismo lugar) de entre 24 y 48 y un registro de longitud de entre 7 y 15 s. El total de las líneas sísmicas fue reprocesado por la empresa petrolera argentina (YPF) en el año 2014, en el marco de un contrato de exploración de hidrocarburos en áreas de la Cuenca Norte, siendo estas las utilizadas en el presente trabajo.

Las líneas sísmicas del año 2014 fueron adquiridas por la empresa PanAmerican, en el marco de un contrato de exploración de hidrocarburos de la empresa Shuepbach Energy en la Cuenca Norte. En total se adquirieron 12 líneas, totalizando 414 km lineares. Las mismas presentan un intervalo de grupo de entre 25 a 50 m, una cobertura de entre 80 y 160 y un registro de longitud de 4 s (recuperado de ANCAP, 2021a).

Datos Magnetotelúricos:

De igual forma, se contó con 172 km de datos MT, correspondientes a 4 transectas magnetotelúricas (Fig. 17). Dos transectas MT fueron proporcionadas por ANCAP y adquiridas en los años 2010-2012 por la empresa Ingesur SRL, en el marco del proyecto ANII-ANCAP

denominado “Prospección del subsuelo basada en métodos geofísicos en sectores continentales de potencial existencia de hidrocarburos”, responsables Alejandro Oleaga y Héctor de Santa Ana. La transecta MT Salto-Belén (compuesta por 12 sondeos) presenta 80 Km de longitud con dirección N-S, ubicada entre los pozos Salto y Belén, mientras que la transecta MT Constitución (compuesta por 8 sondeos) de 15 Km de longitud de dirección E-W, se ubica entre la localidad de Villa Constitución y la ruta nacional N°3 (recuperado de ANCAP,2021b).

Las restantes 2 transectas MT de orientación NW, fueron realizadas en el año 2020 por la empresa Ingesur SRL, en el marco del proyecto “Evaluación del potencial de energía geotérmica en el área piloto “Salto” (Cuenca Norte - Uruguay)” a cargo de la Dra. Ethel Morales. La información que se detalla a continuación fue obtenida del informe del proyecto CSIC antes mencionado, siendo presentadas las transectas sin interpretar en el ANEXO 1. Esta campaña consistió de la realización de nueve sondeos realizados entre el 12 y el 19 de febrero de 2020, los cuales fueron complementados con 12 sondeos previos propiedad de Ingesur SRL. Como resultado de la misma, se obtuvo la transecta Sur (compuesta por 13 sondeos), ubicada 8 Km al Norte de la ciudad de Salto, con una longitud de 45 Km y la transecta Norte ubicada muy próxima al pozo Belén y hasta el río Uruguay, de 32 km de longitud y compuesta por 8 sondeos.

Los sondeos fueron realizados con un equipo de prospección Metronix, compuesto por una unidad central modelo Adu07e, tres sensores magnéticos MFS-06, cinco sensores eléctricos y un GPS. El rango de frecuencias de medición está comprendido entre 10,000 Hz y 0,00025 Hz. Los sondeos fueron adquiridos con referencia remota, mediante la adquisición simultánea de 2 equipos, separados al menos 10 km, lo que permite discriminar el ruido en el sondeo y obtener resultados de mayor calidad (Ingesur SRL, 2020).

La instalación de los equipos en campo, se compone por 4 electrodos instalados 20 a 50 m del equipo central, donde cada uno de ellos se encuentra orientado hacia un punto cardinal. Los mismos son enterrados a una profundidad de 30 cm y conectados al equipo central. Esta instalación permite realizar mediciones de campo eléctrico y magnético para todo rango de frecuencias a las que son sensibles los sensores. Cabe destacar que para cada sondeo el tiempo

de medición fue de 968 minutos (16 horas y 8 minutos), comenzando todos a las 18:00 hs (Ingesur SRL, 2020).

Datos de pozos:

- Información estratigráfica de los pozos exploratorios Belén y Salto.
- *Logs* de velocidad continua ajustada de las perforaciones Belén y Pelado proporcionados por ANCAP, digitalizados en el *software Kingdom*.

Para el análisis de los datos mencionados se utilizó el *software “The Kingdom Suite” (IHS, Markit - Actualización 2020.1)* y QGIS 3.4 (Madeira). El primero permitió realizar el análisis sísmico y de interpretación de horizontes, así como la confección de mapas de contorno estructural del tope del basamento y de isópacas de las secuencias definidas. Los mapas de contorno estructural permiten conocer la distribución en profundidad de la superficie analizada, mientras que los de isópacas muestran el desarrollo de los espesores de un paquete definido entre dos superficies. El *software* QGIS 3.4 (Madeira) se utilizó para el posicionamiento de los datos y la confección de diversos mapas de índole geográfico.

3.2. Metodología

La realización del presente trabajo se basó en dos grandes unidades metodológicas. En primera instancia se realizó un análisis de cuenca para el área de estudio, con el fin de definir el área y espesor de los depocentros profundos y delimitar prospectos geotérmicos. En segunda instancia, se realizó el cálculo del potencial geotérmico de los mismos mediante el método volumétrico propuesto por Muffler & Cataldi (1978).

3.2.1. [Análisis de Cuenca](#)

El análisis de cuenca es una metodología un tanto vanguardista que consiste en el estudio del relleno sedimentario de una determinada región de cuenca, mediante la interpretación e integración de datos geofísicos y de pozos, sumado a un conocimiento geológico del área, a fin de realizar una interpretación del relleno sedimentario y del control estructural de la misma (Catuneanu, 2002).

Esta metodología surge de la necesidad de explorar determinada región con foco en la búsqueda de recursos minerales y energéticos tales como hidrocarburos, carbón y geotérmicos (Allen & Allen, 1990). De esta manera, el análisis debe realizarse teniendo en cuenta el contexto geodinámico en el que se enmarca el área de estudio, con el fin de reconstruir la historia y evolución de la misma. Asimismo, esta metodología brinda la posibilidad de extrapolar información de zonas conocidas a zonas aún no exploradas o con poca información (Catuneanu, 2006).

3.2.1.1. [Interpretación sísmica](#)

Las secciones sísmicas son de gran utilidad en el análisis de cuencas sedimentarias ya que posibilitan el entendimiento y estudio del relleno sedimentario de las mismas, permitiendo “visualizar” el subsuelo y siendo una herramienta de utilidad en la prospección de recursos minerales y energéticos (Allen & Allen, 1990).

Una de las herramientas más utilizada para el análisis de cuenca es la estratigrafía de secuencias. Esta disciplina consiste en el estudio de la formación y sucesión espacio-temporal de las secuencias depositacionales (Holz, 2012). Según Mitchum *et al.* (1977), una secuencia depositacional se entiende como una sucesión de estratos relacionados genéticamente limitados por discordancias y superficies de conformidad correlativa. El presente trabajo se restringe únicamente a la separación de secuencias mediante discordancias por tratarse de una cuenca

intracratónica. El criterio utilizado para la determinación de superficies estratigráficas se centra en la identificación de terminaciones estratales tales como truncamientos y *onlaps*. Según Catuneanu (2002), las mismas se definen como:

- Truncamiento: terminación estratal contra una superficie erosiva suprayacente
- *Onlap*: terminación estratal de bajo ángulo contra una superficie estratigráfica de mayor pendiente.

Continuando con el análisis estratigráfico es necesario definir el concepto de facies sísmica o sismofacies. Según Brown Jr. & Fisher (1980), se define como el conjunto de reflectores sísmicos característicos cuyos parámetros se diferencian de las facies adyacentes, constituyendo una unidad tridimensional determinada. Los principales parámetros a destacar en el presente estudio para la identificación del conjunto de reflectores sísmicos y su significado geológico se definen según Mitchum *et al.* (1977) como:

- Configuración interna: permite conocer los distintos patrones de apilamiento y su proceso depositacional y/o erosivo asociado dentro de los cuales destacan: paralela/subparalela, divergente, progradante, caóticos, *hummocky*, lenticular etc. (Fig. 18).
- Continuidad: permite la inferencia de la continuidad y homogeneidad del intervalo estratigráfico.
- Amplitud: la variabilidad de amplitud permite la inferencia de cambios o alternancias litológicas.
- Frecuencia: se relaciona con el espesor de los estratos y/o presencia de fluidos.

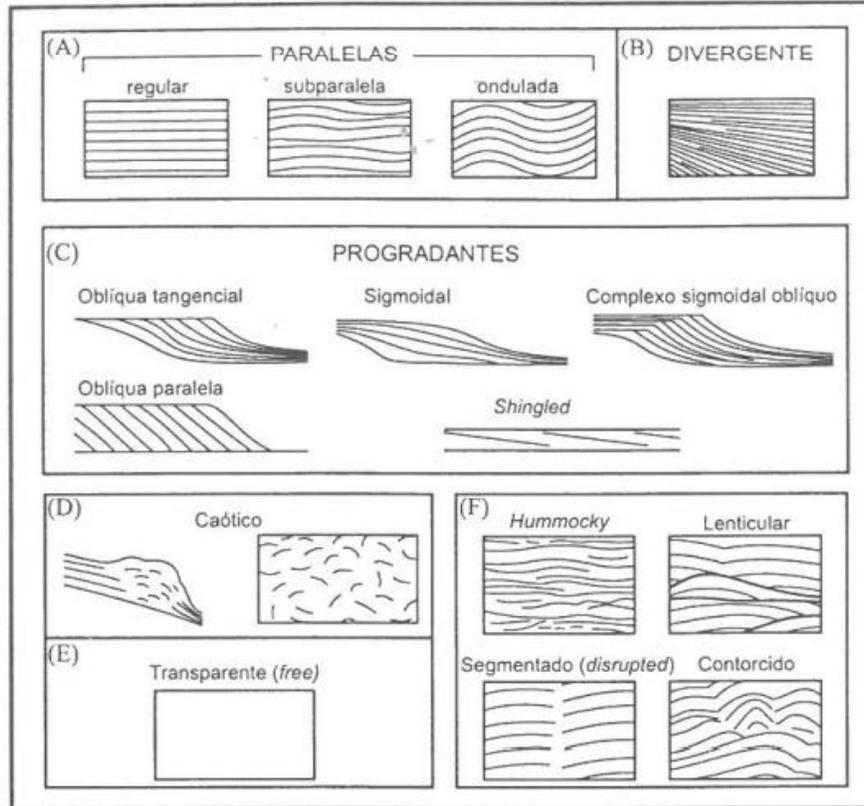


Figura 18: Patrones de configuración de facies sísmicas (Severiano Ribeiro, 2001, modificado de Mitchum *et al.*, 1977).

3.2.1.2. [Método magnetotelúrico \(MT\)](#)

El método magnetotelúrico (MT) es de gran utilidad en el análisis de cuenca siendo utilizado para la lectura de perfiles de contraste de resistividad de las diferentes unidades que conforman el relleno de una cuenca, así como de las estructuras geológicas (Allen & Allen, 1990). Este método mide las variaciones de campos eléctricos y magnéticos en el subsuelo y su utilización permite la construcción de secciones en donde se diferencian capas corticales con diferentes propiedades físicas (porosidad, permeabilidad, presión, temperatura, presencia y salinidad de fluidos, entre otras). Debido a la multiplicidad de factores que pueden provocar una disminución de la resistividad, es clave un conocimiento geológico del área lo más preciso posible con el fin

de obtener un modelo lo más ajustado a la realidad. Según Pous & Marcuello (2003), los factores a tener en cuenta son:

- Presencia de fluidos producto del aumento de la porosidad.
- Aumento de la profundidad (provocando un incremento en la concentración de sales y generando que el fluido actúe como electrolito en el medio).

Para la interpretación de las secciones MT se utilizan determinados valores estándares para los materiales presentes en la corteza terrestre (Fig. 19), contemplando posibles variaciones locales. De un modo general, se puede observar que las rocas ígneas y metamórficas presentan resistividades del orden de $10^3 - 10^6 \Omega \cdot m$, mientras que las rocas sedimentarias exhiben valores del orden de $10^{-1} - 10^{-6} \Omega \cdot m$, producto de una mayor porosidad y probabilidad de presencia de fluidos intersticiales (Varas, 2014).

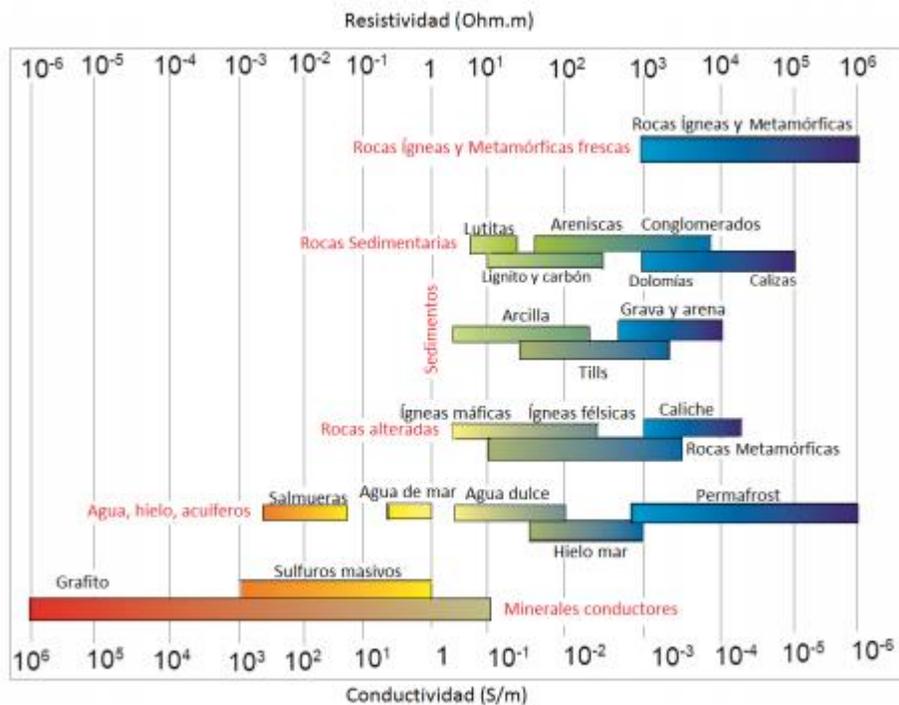


Figura 19: Rango de conductividad eléctrica de los materiales (Varas, 2014).

Según Rojas (2014), el método MT es apropiado para la caracterización geofísica de sistemas geotérmicos ya que es posible la identificación de aspectos claves tales como roca sello, fuente generadora de calor, así como el reservorio propiamente dicho. Esto es posible gracias a los contrastes de resistividad expuestos por estas litologías.

3.2.2. Método volumétrico

El análisis de cuenca con fines geotérmicos constituye un campo académico reciente y novedoso, donde los métodos aplicados aún no han sido estandarizados. Sin embargo, el método más utilizado para la cuantificación de los recursos geotérmicos, a nivel mundial, es el método volumétrico propuesto por Muffler & Cataldi (1978). Este método basa su principio en el cálculo de la energía contenida en un determinado volumen de roca. Para su aplicación es necesario realizar una división en la vertical de las diferentes unidades que conforman el subsuelo, a modo de determinar su volumen. Cabe destacar que en el área de estudio se realizó una división en la vertical de las secuencias juró-cretácica y permo-carbonífera según la definición de de Santa Ana (2004) y de la secuencia precarbonífera, en el sentido de Marmisolle (2015), focalizando el estudio en esta última.

El método volumétrico propuesto por Muffler & Cataldi (1978) utilizado para la estimación de la energía geotérmica contenida en el reservorio (qr) o del recurso base accesible está dado por la siguiente fórmula:

$$qr = \rho c . a . d . (t - t_{ref})$$

Donde:

- ρc = calor específico volumétrico de la roca más agua
- a = área del reservorio (m^2)
- d = espesor del reservorio (m)
- t = temperatura media del reservorio ($^{\circ}C$)

- t_{ref} = temperatura de referencia (temperatura media anual local en superficie ($^{\circ}C$))

La disponibilidad de perforaciones y datos geofísicos muchas veces provienen de la exploración de hidrocarburos, conformando una importante base de datos para el reconocimiento geológico del área y aplicables a la búsqueda de yacimientos geotérmicos. Sin embargo, debe tenerse presente que el conocimiento de la temperatura del subsuelo es un parámetro imprescindible para el análisis (Moeck, 2014).

En este trabajo, el calor específico volumétrico (definido como la cantidad de energía necesaria para elevar la temperatura en un grado, de una unidad de volumen de roca y de cualquier fluido intersticial contenido en su interior) se asume como correspondiente a $2.500 \text{ kJ/m}^3 \text{ }^{\circ}C$ el cual es un dato proveniente de la bibliografía, típico de unidades sedimentarias ubicadas a más de 2.000 m de profundidad, con una porosidad de aproximadamente 10% (Beardsmore & Cull, 2001; Gomes, 2009; Morales *et al.*, 2021). El área y espesor del reservorio es determinado a partir de la interpretación de los datos geológicos y geofísicos. La temperatura media del reservorio es calculada en función de la profundidad a partir del gradiente geotérmico medio estimado para el área de estudio por Morales *et al.* (2020), correspondiente a $27 \text{ }^{\circ}C/Km$. Finalmente, la temperatura de referencia se corresponde con $21,9 \text{ }^{\circ}C$, la cual fue tomada de Pedro (2021).

4. RESULTADOS

4.1. Interpretación sísmica

En la interpretación sísmica realizada en este trabajo se mapearon los horizontes: tope del basamento, tope de la secuencia precarbonífera, tope de la secuencia permo-carbonífera y tope de la secuencia juró-cretácica, la cual se dividió en el intervalo inferior sedimentario y el intervalo superior volcánico.

El principal amarre en la interpretación de las secciones sísmicas está dado por los datos estratigráficos de los pozos Belén y Salto, ubicados en los extremos norte y sur del área de estudio, respectivamente. Asimismo, se tuvieron en cuenta los antecedentes específicos del área de estudio, particularmente el trabajo de Marmisolle (2015).

A continuación, se describen las características de las unidades delimitadas.

4.1.1. Basamento cristalino

El tope del basamento fue mapeado separando facies sísmicas con configuración interna caótica por debajo, de facies sísmicas con configuración interna subparalela por encima (Fig. 22). El mismo se ubica a una profundidad de 2.180 m en el pozo Salto y de 2.330 m en el pozo Belén. Entre ambas perforaciones, en el denominado Corredor Salto - Tambores, el basamento se ubica a una profundidad estimada comprendida entre 3.000 y 3.800 m, calculada a partir de velocidades sísmicas entre 3.300 y 4.300 m/s, asumidas para cada unidad identificada en este trabajo.

En la figura 20 se presenta el mapa de contorno estructural del basamento, en el que pueden observarse dos importantes estructuras paralelas de dirección general NNE-SSW. Hacia el Este se aprecia un menor espaciado de las curvas de isovalores, indicando pendientes abruptas que

separan altos y bajos estructurales. Estas estructuras limitan un depocentro alargado de dirección NNE-SSW, que muestra su mayor expresión en las regiones central y suroeste del área de estudio, en las cuales el basamento se ubica a la mayor profundidad estimada (aproximadamente 3.800 m). En los extremos Norte y Sur destacan las fallas Arapey y Daymán respectivamente, mientras que en carácter secundario se observan estructuras de dirección NNW y N-S. Asimismo, tanto en la posición de los pozos Salto y Belén como en el sector sureste del área se identificaron altos estructurales del basamento (Figs. 20, 21 y 22).

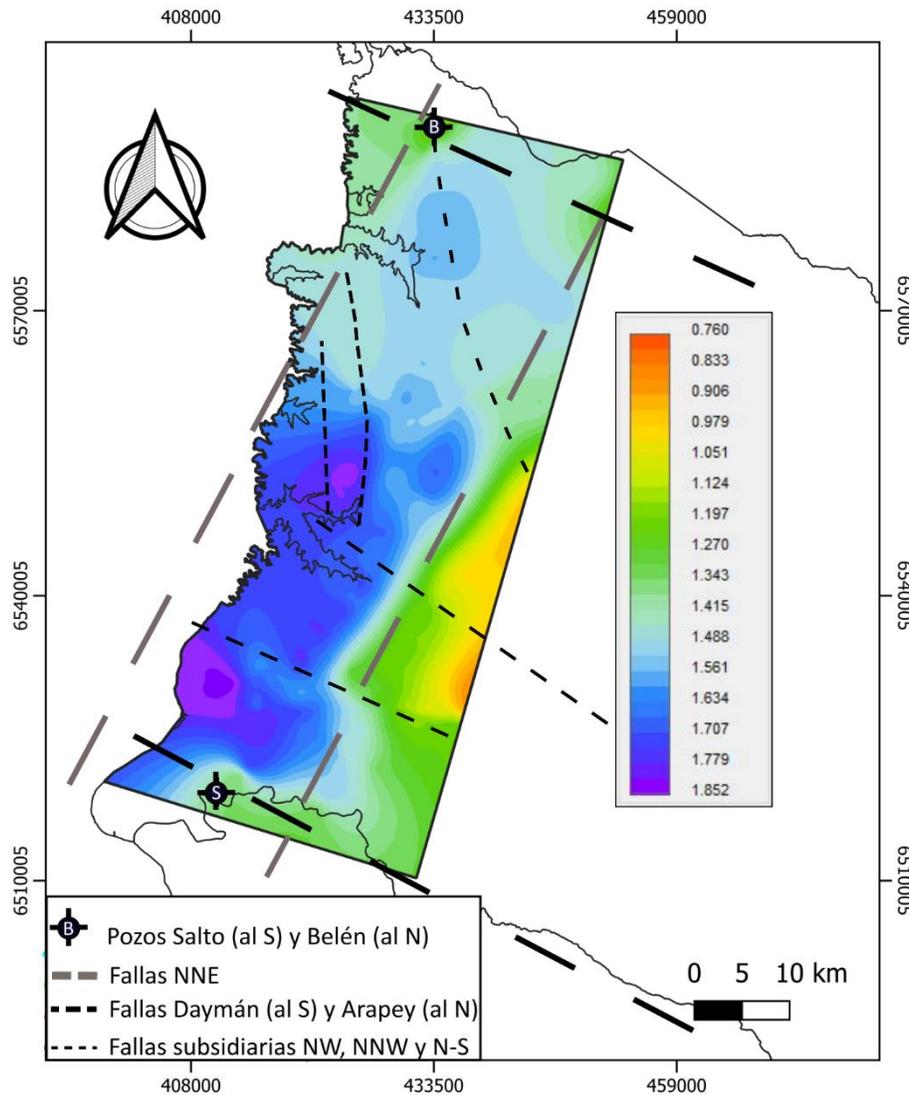


Figura 20: Mapa de contorno estructural en TWT (*Two Way Time*) (s) del tope del basamento cristalino.

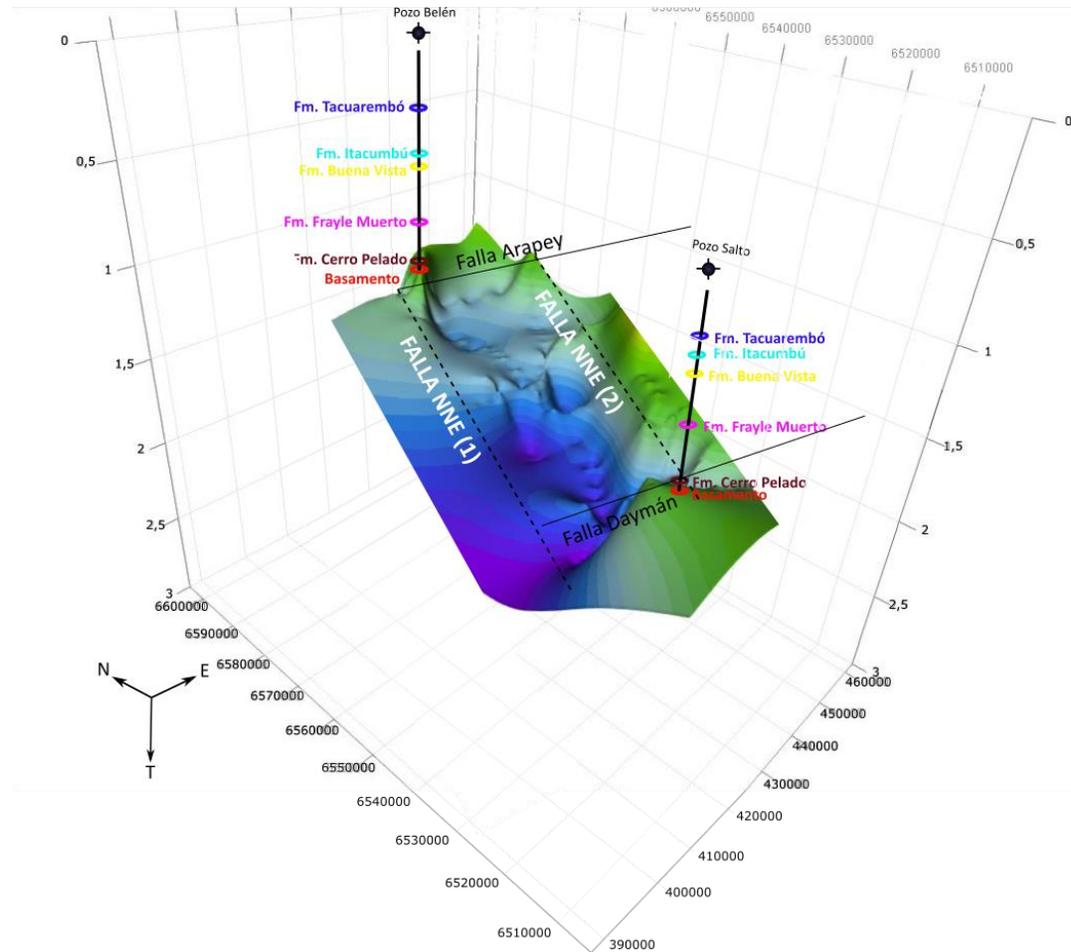


Figura 21: Mapa de contorno estructural en TWT (s) (3D) del tope del basamento cristalino con vista desde el SW. En línea negra vertical se muestran las perforaciones Belén y Salto al Norte y al Sur, respectivamente; en línea punteada negra las estructuras NNE-SSW (1) y (2) al Oeste y al Este, respectivamente.

4.1.2. Secuencia precarbonífera

La base de la secuencia precarbonífera se corresponde con la superficie tope de basamento descrita anteriormente. El tope de la secuencia se ubicó por encima de un conjunto de facies sísmicas con configuración interna subparalela, conformada por reflectores subparalelos de baja a media amplitud, suavemente ondulados y con continuidad media, los que presentan terminaciones en *onlap* contra el basamento cristalino (Fig. 22).

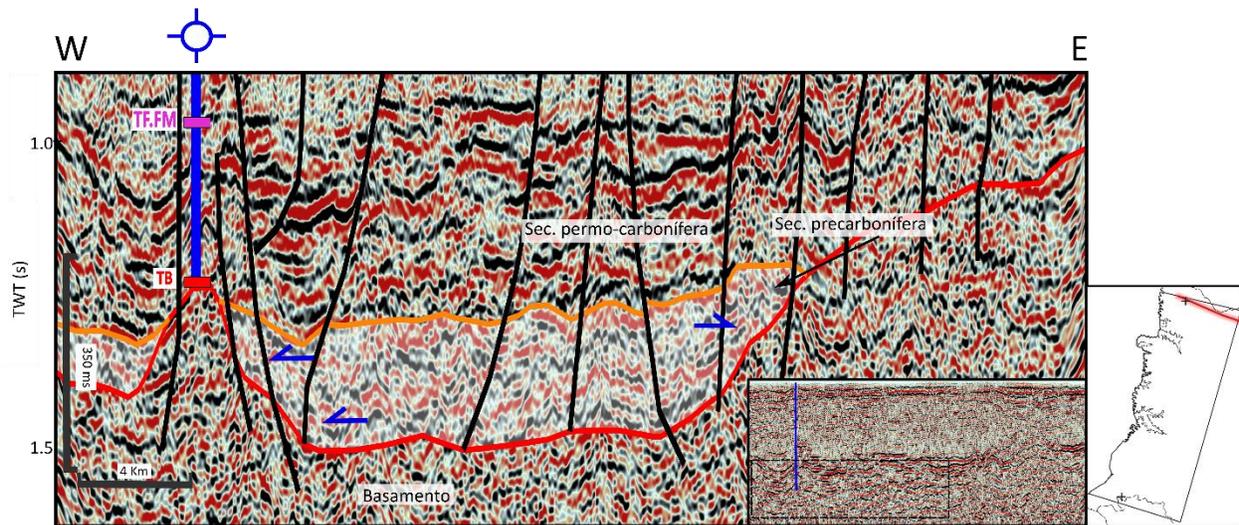


Figura 22: Línea sísmica UR84-29A. Sismofacies de la secuencia precarbonífera (en blanco), en azul reflectores con terminaciones en *onlap*; al W se indica la ubicación del pozo Belén en línea continua azul; TB: Tope del Basamento, TF.FM: Tope de la Formación Frayle Muerto.

Esta unidad se presenta restringida a bajos estructurales y ausente en los altos estructurales, tales como en los que se ubican los pozos Salto y Belén. Presenta espesores promedios estimados de 500 m. Los mayores espesores para la secuencia, estimados en 700 m se ubican en bajos estructurales ubicados en las regiones centro, suroeste y norte del área de estudio. Dichos bajos estructurales se presentan controlados por lineamientos de dirección NNE-SSW y NW-SE (Fig. 23), los cuales fueron identificados en secciones sísmicas y en transectas MT con direcciones perpendiculares a las mismas (E-W, WNW-ESE), disponibles para el área. Además, se identificaron en menor medida estructuras subsidiarias NNW y N-S.

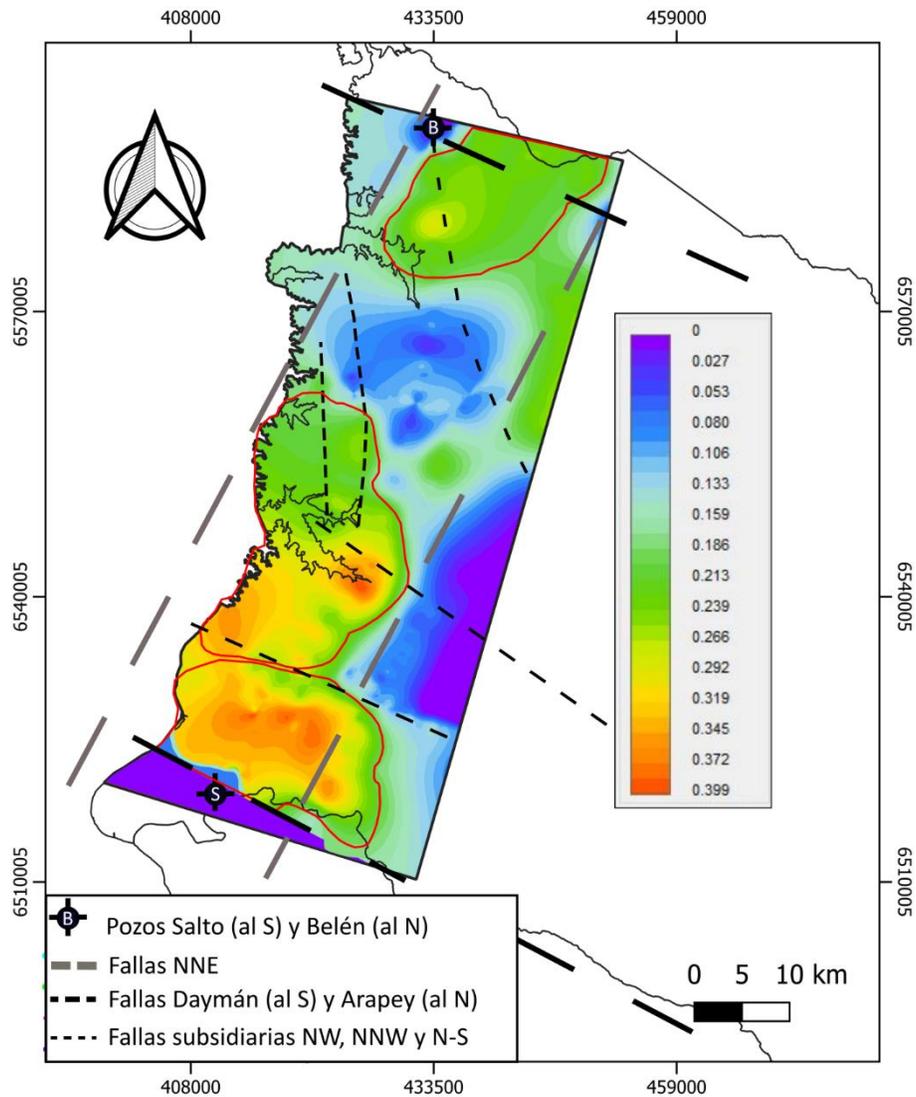


Figura 23: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia precarbonífera. Se indica con trazo rojo las áreas con espesor promedio mayor a 600 m.

4.1.3. Secuencia permo-carbonífera

La secuencia permo-carbonífera está limitada en la base por el horizonte tope de la secuencia precarbonífera (donde está presente) o el horizonte tope del basamento. El tope de esta secuencia fue mapeado delimitando, por debajo, un paquete constituido por facies sísmicas con configuración interna subparalela y reflectores discontinuos de baja amplitud (Fig. 24). Esta

superficie fue mapeada utilizando como amarre los datos del pozo Belén y se corresponde con el tope de la Formación Buena Vista.

Dentro del paquete sedimentario correspondiente a la secuencia permo-carbonífera, se distinguen facies sísmicas correspondientes a las formaciones Frayle Muerto y Buena Vista, debido a su contenido litológico contrastante. Las facies sísmicas correspondientes a la Formación Frayle Muerto exhiben una configuración interna subparalela con reflectores continuos a discontinuos de muy alta amplitud. Por su parte, la Formación Buena Vista se expresa mediante una configuración interna subparalela a levemente ondulada con reflectores discontinuos de baja amplitud y frecuencia (Fig. 24).

Vale la pena mencionar, que en los pozos Belén y Salto, hacia la base de la secuencia permo-carbonífera se describen 50 y 165 m de la Formación Cerro Pelado, respectivamente. Sin embargo, la misma no fue identificada en la interpretación sísmica, probablemente debido a su escaso espesor.

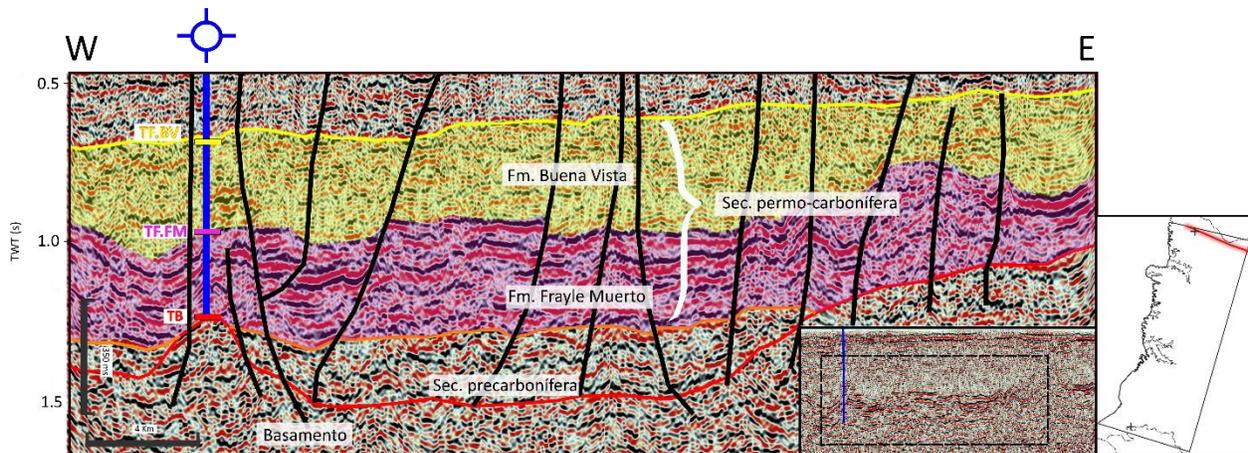


Figura 24: Línea sísmica UR84-29A de dirección WNW-ESE. En violeta los atributos sísmicos exhibidos por la Fm. Frayle Muerto hacia la base y en amarillo los atributos sísmicos exhibidos por la Fm. Buena Vista hacia el tope. En línea continua azul, ubicación del pozo Belén con topes formacionales de base a tope: TB: Tope basamento; TF.FM: tope Formación Frayle Muerto; TF.BV: tope Formación Buena Vista.

La secuencia permo-carbonífera presenta un desarrollo en toda el área de estudio con un espesor promedio de 1.000 m. Los mayores espesores ocurren hacia el Norte del área de estudio,

con valores cercanos a los 1.500 m, mientras que hacia el Sureste se encuentran los menores desarrollos (700 m), mostrando un adelgazamiento de la secuencia contra los altos estructurales del basamento cristalino (Fig. 25).

Nuevamente, se identifican estructuras de dirección NNE-SSW y NW-SE que controlan las áreas de mayores y menores espesores, y en menor medida estructuras subsidiarias NNW y N-S.

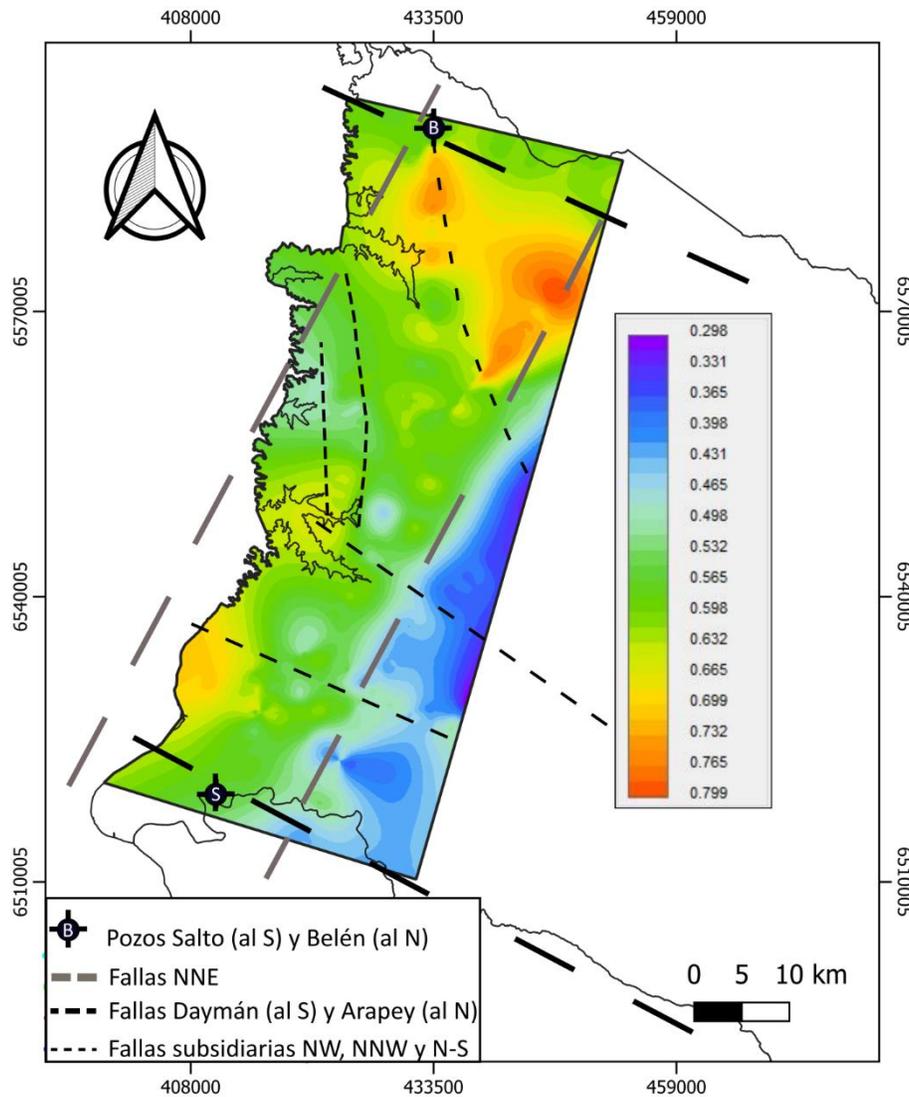


Figura 25: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia permo-carbonífera.

4.1.4. Secuencia juro-cretácica

La secuencia juro-cretácica se subdividió en un intervalo sedimentario (hacia la base) y un intervalo volcánico (hacia el tope). El primero se corresponde con las formaciones Itacumbú y Tacuarembó, mientras que el segundo se corresponde con la Formación Arapey.

4.1.4.1. Secuencia juro-cretácica – intervalo sedimentario

La base de la secuencia juro-cretácica, y por tanto del intervalo sedimentario, se corresponde con el tope de la secuencia permo-carbonífera descrita anteriormente en toda el área de estudio. El tope está marcado por una superficie que separa facies sísmicas con una configuración interna subparalela y reflectores de menor continuidad y amplitud por debajo, de facies sísmicas con una configuración interna paralela, con reflectores continuos de alta amplitud por encima.

El intervalo sedimentario presenta reflectores subhorizontales discontinuos a levemente continuos hacia el tope, que gradan de baja a media amplitud de igual forma (Fig. 26). Hacia el tope los reflectores se ven truncados por los derrames basálticos de la Formación Arapey. Estas facies sísmicas se correlacionan con las formaciones Itacumbú y Tacuarembó, no logrando diferenciar su contacto en la interpretación sísmica, probablemente debido a la similitud litológica entre ambas unidades litoestratigráficas.

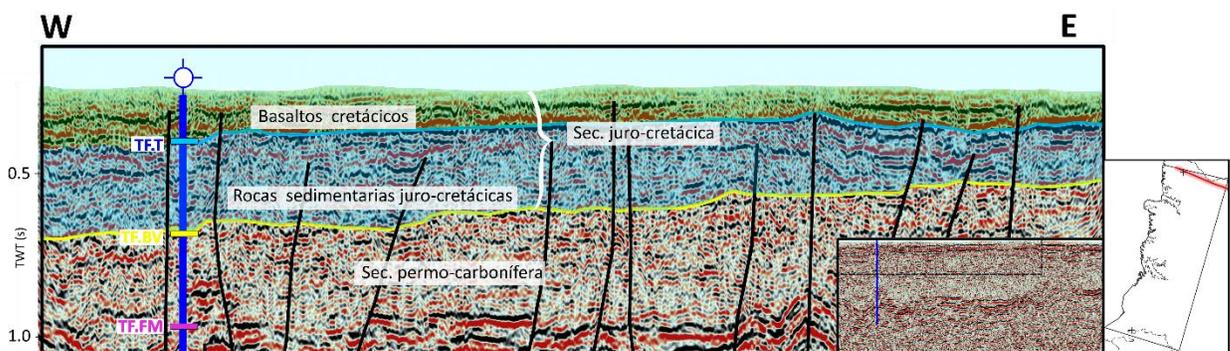


Figura 26: Línea sísmica UR84-29A de dirección WNW-ESE indicando sismofacies del intervalo sedimentario de la secuencia juro-cretácica (en celeste) y basaltos cretácicos hacia el tope (en verde). En línea continua azul, ubicación del pozo Belén indicando los topos formacionales, de base a tope: TF.FM: Tope Formación Frays Muerto; TF.BV: Tope Formación Buena Vista; TF.T: Tope Formación Tacuarembó.

Este intervalo sedimentario presenta potencias promedio de 600 m en el sector norte del área de estudio, disminuyendo las mismas hacia el Sur. Vale destacar que en el pozo Belén, los espesores correspondientes al intervalo sedimentario duplican a los registrados en el pozo Salto. Los mayores espesores se encuentran en el sector norte del área de estudio, donde alcanzan los 700 m. Hacia la región sureste del área de estudio los espesores son menores, en el entorno de los 200 a 300 m aproximadamente, adelgazándose contra los altos del basamento cristalino. Al igual que en las secuencias sedimentarias subyacentes, se observan estructuras de dirección NNE-SSW y NW-SW limitando los sectores con diferentes espesores y en menor medida estructuras subsidiarias NNW y N-S (Fig. 27).

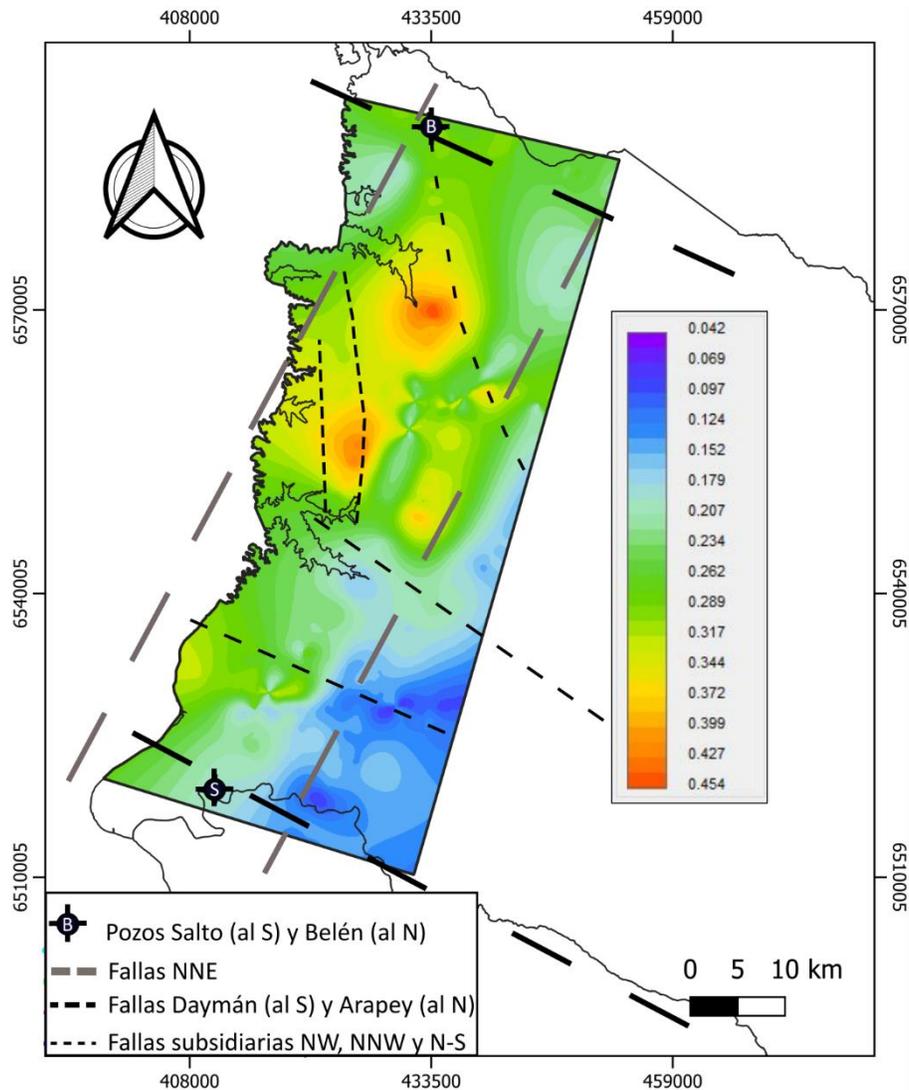
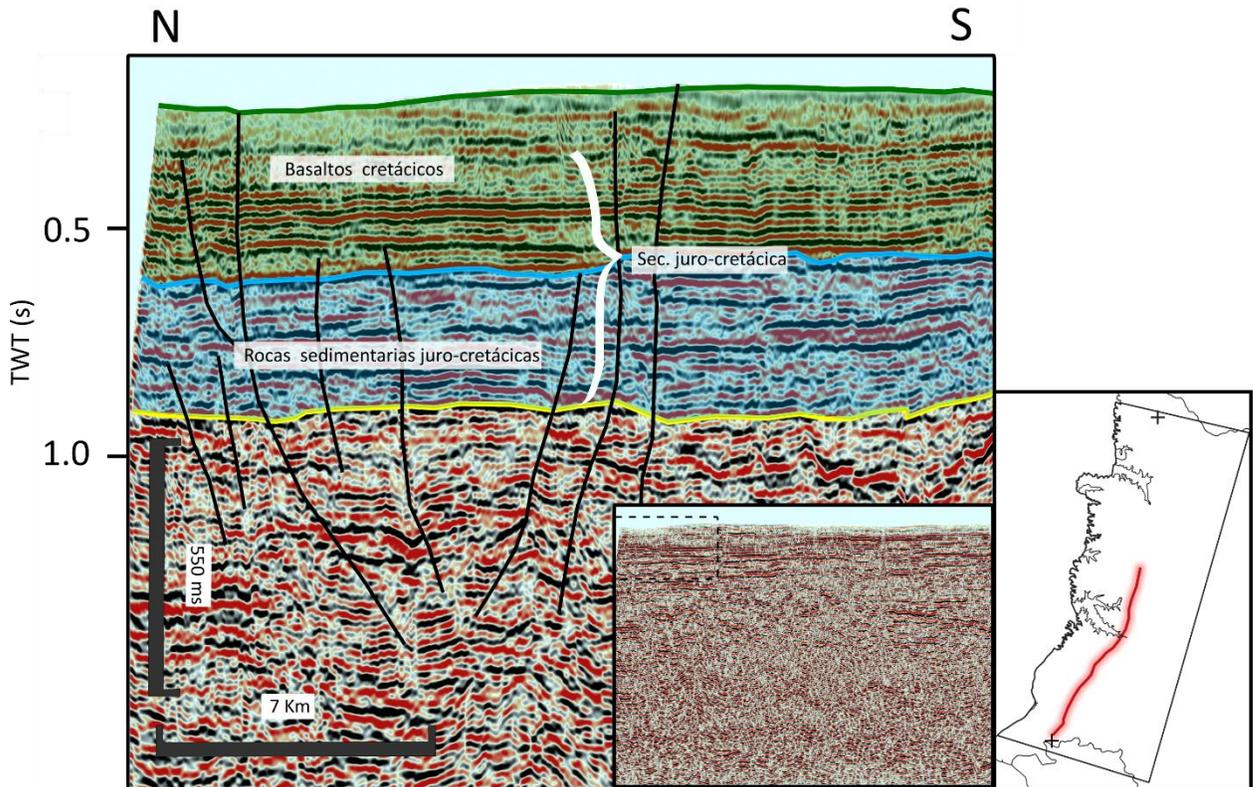


Figura 27: Mapa de isópacas en TWT (s) del intervalo sedimentario de la secuencia juro-cretácica.

4.1.4.2. Secuencia juro-cretácica – intervalo volcánico

El intervalo volcánico de la secuencia juro-cretácica está limitado en la base por la superficie descrita anteriormente (tope del intervalo sedimentario). El tope del mismo se corresponde con el inicio de la sección sísmica, en la mayoría de los casos, donde los reflectores presentan escasa definición.

Este intervalo se corresponde con los derrames basálticos de la Formación Arapey, según datos de pozos, y presenta una configuración interna fuertemente paralela, con reflectores altamente continuos, de alta amplitud y frecuencia (Fig. 28).



4.2. [Interpretación magnetotelúrica](#)

El análisis de los datos magnetotelúricos consistió en la interpretación de dos transectas de dirección general WNW-ESE, ubicadas al Norte y al Sur del área de estudio (Fig.17). Para cada transecta se realizó la separación de las diferentes unidades estratigráficas en función de los valores de resistividad que exhiben, correlacionándose sus límites con los topos formacionales en los pozos (con excepción de la secuencia precarbonífera), así como la interpretación de las estructuras geológicas presentes.

En la transecta MT Sur, se interpretan un conjunto de estructuras verticales a subverticales, que denotan cambios en la posición de los horizontes, de dirección principalmente N-S y NNE-SSW. Las mismas buzan en su mayoría hacia el sector oeste de la cuenca, generando así una profundización del basamento y un aumento del espesor de las secuencias en esta dirección. La mayoría de estas estructuras se identifican también en los datos sísmicos. Asimismo, la profundización del basamento se da de forma suavizada, con excepción del sector oeste en donde el basamento alcanza profundidades de hasta 3.500 (territorio uruguayo) y 4.000 m (en territorio argentino). Este depocentro a su vez, es controlado por el conjunto de estructuras mencionado (Fig. 29).

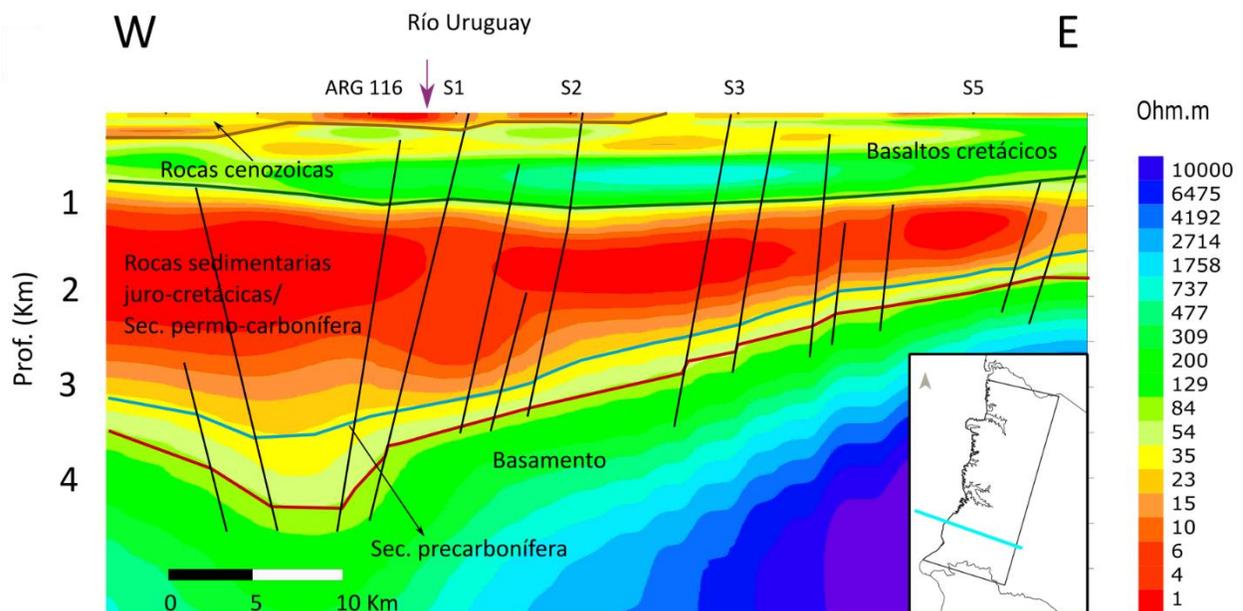


Figura 29: Interpretación de la transecta MT Sur. En el sector inferior derecho se muestra la ubicación de la transecta en color celeste.

En cuanto a la caracterización de las diferentes unidades, se identificó el basamento cristalino con valores de resistividades altas que se encuentran entre 129 a 10.000 $\Omega.m$. Por encima del basamento se observa un paquete fácilmente diferenciable compuesto por litologías menos resistivas con valores de entre 34 a 45 $\Omega.m$, las cuales son claramente identificables en el depocentro ubicado al Oeste de la transecta. Estos valores se asignan a la secuencia

precarbonífera, la cual desarrolla espesores cercanos a 400 m hacia el Este, alcanzando espesores de hasta 1.000 m en territorio argentino. El máximo espesor observado en esta transecta es de 500 m aproximadamente, en territorio uruguayo, aumentando su potencia hacia territorio argentino. Por encima de esta secuencia se observan valores altamente conductivos, que se diferencian de la unidad descrita anteriormente por presentar valores de resistividad de entre 1 a 35 $\Omega \cdot m$. Cabe destacar que no es posible la separación de las secuencias permo-carbonífera y juró-cretácica con esta técnica geofísica. Al igual que la secuencia precarbonífera, este paquete sedimentario aumenta su espesor hacia el Oeste, exhibiendo espesores cercanos a los 1.000 m al Este y de 2.000 m hacia el Oeste de la cuenca. Este desarrollo acompaña el comportamiento generado por la geología estructural definida. Valores resistivos se aprecian hacia el tope de la transecta, asociados a la presencia de rocas volcánicas pertenecientes a la Formación Arapey. Esta formación exhibe valores de resistividad entre 23 a 477 $\Omega \cdot m$ aunque se pueden observar intercalaciones con una morfología asociada a diques y/o filones capas que exhiben valores de resistividad superiores. Asimismo, se observa la intercalación de materiales más conductivos, de entre 23 a 35 $\Omega \cdot m$, los cuales pueden deberse a la presencia de alteración y/o fracturamiento. Por último, hacia el tope se observan pequeños espesores de carácter altamente conductivo de entre 1 a 15 $\Omega \cdot m$ asociados a la presencia de rocas sedimentarias cenozoicas, correspondientes a la Formación Salto.

De igual manera, la transecta MT Norte se interpreta un conjunto de estructuras de dirección general N-S y NNE-SSW. Las mismas son verticales a subverticales y buzan predominantemente hacia el Oeste, determinando de esta forma una profundización del basamento en igual dirección, aunque en menor magnitud que en la transecta MT Sur. En el extremo este de la transecta, se observa un conjunto de estructuras de gran importancia las que generan una profundización abrupta del basamento, triplicando la profundidad a la que se ubica el mismo, desde 1.250 a 3.000 m de profundidad. Sin embargo, al Oeste de esa estructura, la profundidad del basamento se mantiene de forma relativamente constante en un promedio de 3.000 m (Fig. 30).

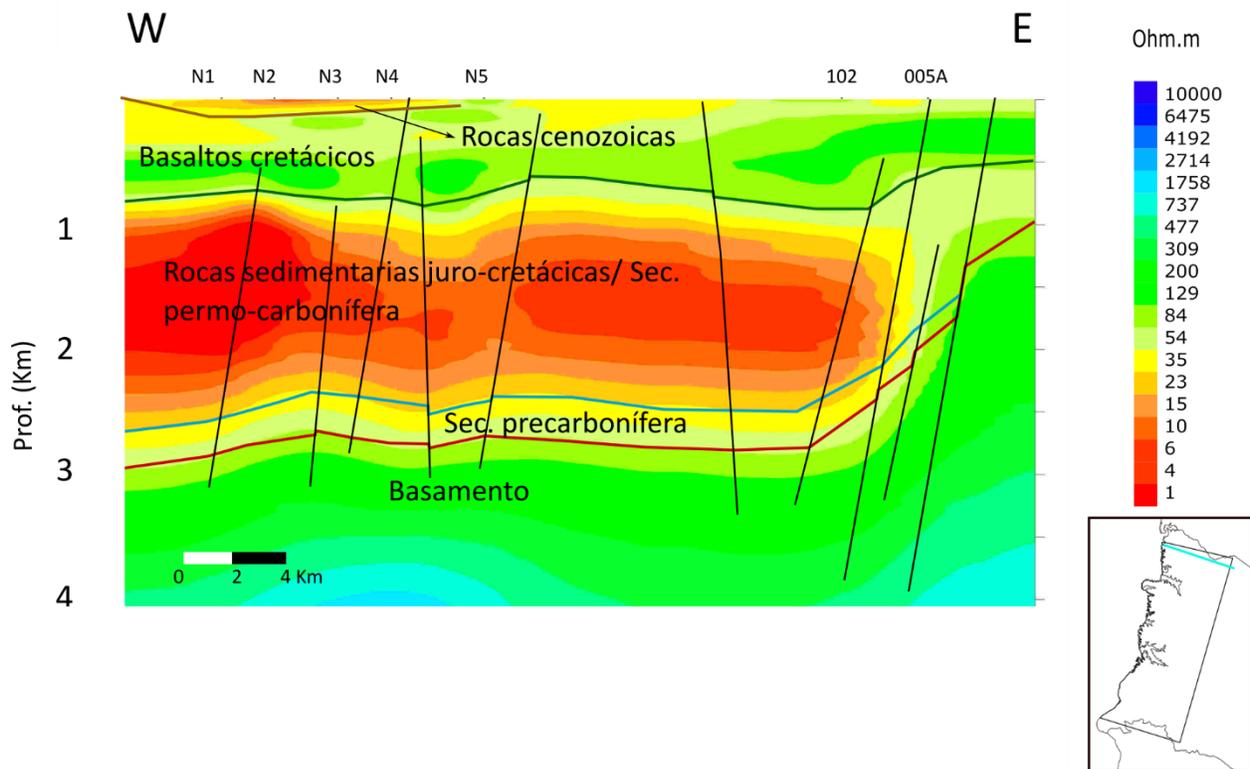


Figura 30: Interpretación de la transecta MT Norte. En el sector inferior derecho se muestra la ubicación de la transecta en color celeste.

Siguiendo el criterio utilizado en la interpretación de la transecta MT Sur, se identificó en la transecta MT Norte el basamento con valores de resistividad entre 129 y 10.000 $\Omega.m$. Por encima, se observan resistividades de 34 a 45 $\Omega.m$, asignables a la secuencia precarbonífera. Se puede observar que el espesor de esta unidad está comprendido entre 350 a 400 m, manteniéndose constante en toda la transecta. Su presencia se ve restringida únicamente a los sectores bajos de la cuenca, no observándose en los altos estructurales del basamento (al Este de la transecta). Asimismo, se puede observar como el paquete sedimentario de edad permo-carbonífera y juro-cretácica, el cual exhibe valores de resistividad de 1 a 54 $\Omega.m$, se ve fuertemente adelgazado contra el alto estructural al Este, en donde desarrolla un espesor de apenas 500 m. Hacia el Oeste de la transecta, este paquete sedimentario presenta un espesor relativamente constante de unos 2.000 m de espesor (Fig. 30). Por encima de este paquete

sedimentario se observa un material más resistivo, relativamente homogéneo, con valores de entre 84 a 200 $\Omega \cdot m$, asociados a la Formación Arapey. Esta unidad presenta intercalaciones de materiales más conductivos que podrían deberse a la presencia de alteración y/o fracturamiento de las mismas rocas basálticas. Este intervalo volcánico desarrolla espesores constantes en toda la transecta de entre 500 a 600 m. Por último, hacia el tope, en el Oeste de la transecta, se observa una fina capa de materiales altamente conductivos pertenecientes a rocas cenozoicas, correlacionables nuevamente con la Formación Salto.

4.3. Geología estructural

El análisis de los datos geofísicos disponibles permitió reconocer la configuración estructural general para el área de estudio en subsuelo, dominada por dos conjuntos principales de estructuras de dirección NNE-SSW y NW-SE. Es importante destacar que las estructuras identificadas en este trabajo, se observan tanto en los datos sísmicos como en los datos MT, siendo posible, además, apreciar su reflejo en los mapas de isópacas. La única excepción lo constituye el extremo sur de la estructura NNE (1), en territorio argentino, que es sólo identificada en datos MT, ubicándose en la traza que resulta de unir esa estructura en los sectores central y norte del área de estudio, donde es identificada en datos MT y sísmicos.

Asimismo, se reconocieron estructuras de menor magnitud, de dirección principal NW-SE a N-S (Fig. 31). Su presencia se ve reflejada además en los mapas de isópacas de las secuencias sedimentarias, así como el mapa de contorno estructural del basamento cristalino. Para auxiliar en la interpretación de las estructuras se realizó una reinterpretación de las transectas MT Constitución y Salto-Belén presentadas originalmente por Marmisolle (2015).

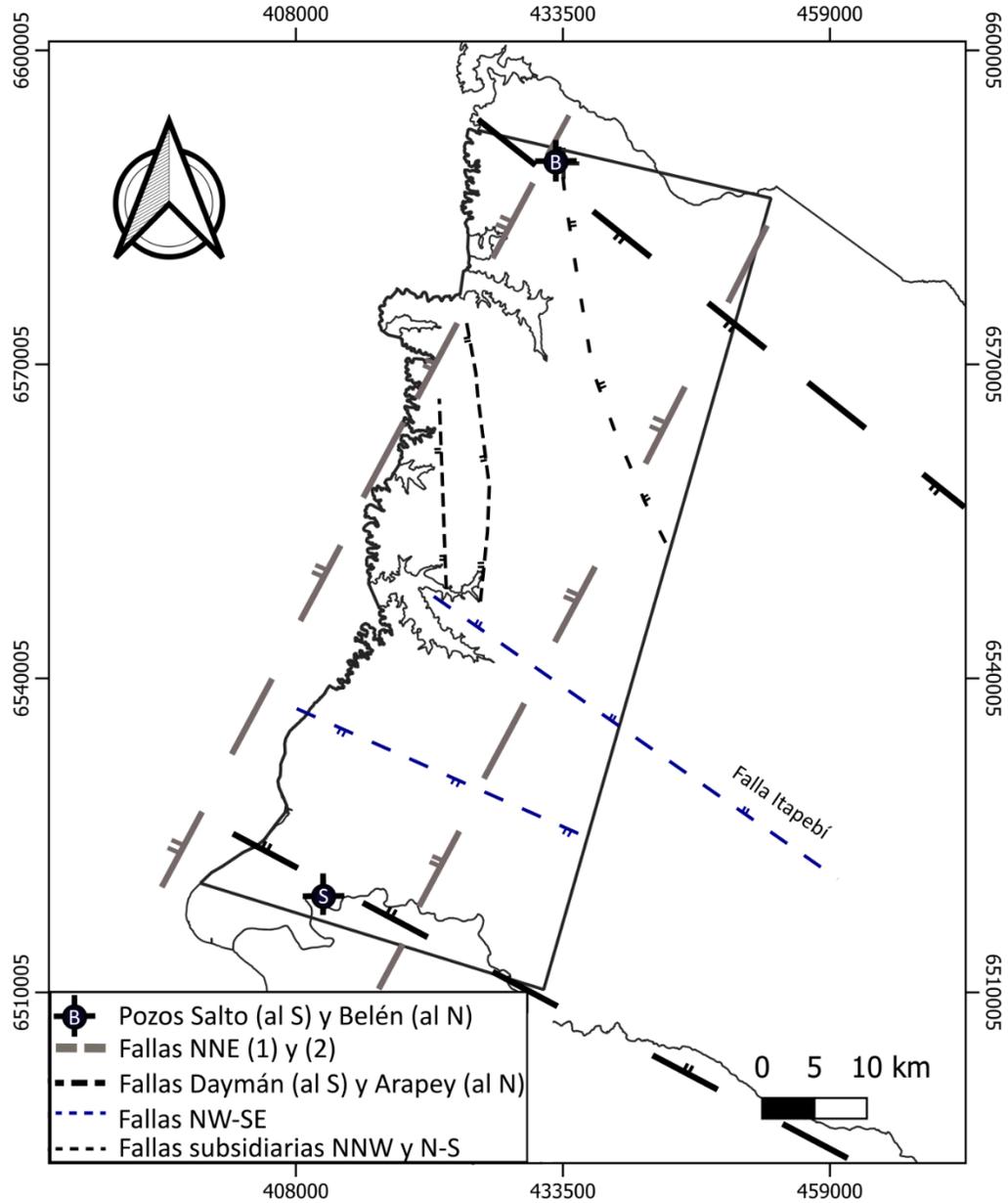


Figura 31: Mapa estructural del área de estudio. En trazo negro continuo se indican las fallas Arapey (al N) y Daymán (al S); en trazo negro de menor grosor la falla Itapebí (NW-SE) y fallas NS; en trazo gris continuo se indican las fallas NNE (1) y (2).

4.3.1. Estructuras NW – SE

Entre los pozos Salto y Belén, las fallas Arapey y Daymán se observan claramente, en forma consistente con los antecedentes, evidenciando un espesamiento de las secuencias entre las

mismas (Fig. 32). Dentro del conjunto de fallas subverticales observadas, destacan por su continuidad, la falla Itapebí (definida originalmente por Marmisolle, 2015) y una falla de dirección NW-SE con buzamiento hacia el Sur, ubicada en el sector centro-sur del área de estudio (Fig. 32). Esta última presenta un rechazo de hasta 300 m a nivel del basamento, controlando de esta forma los depocentros desarrollados en el sector sur del área.

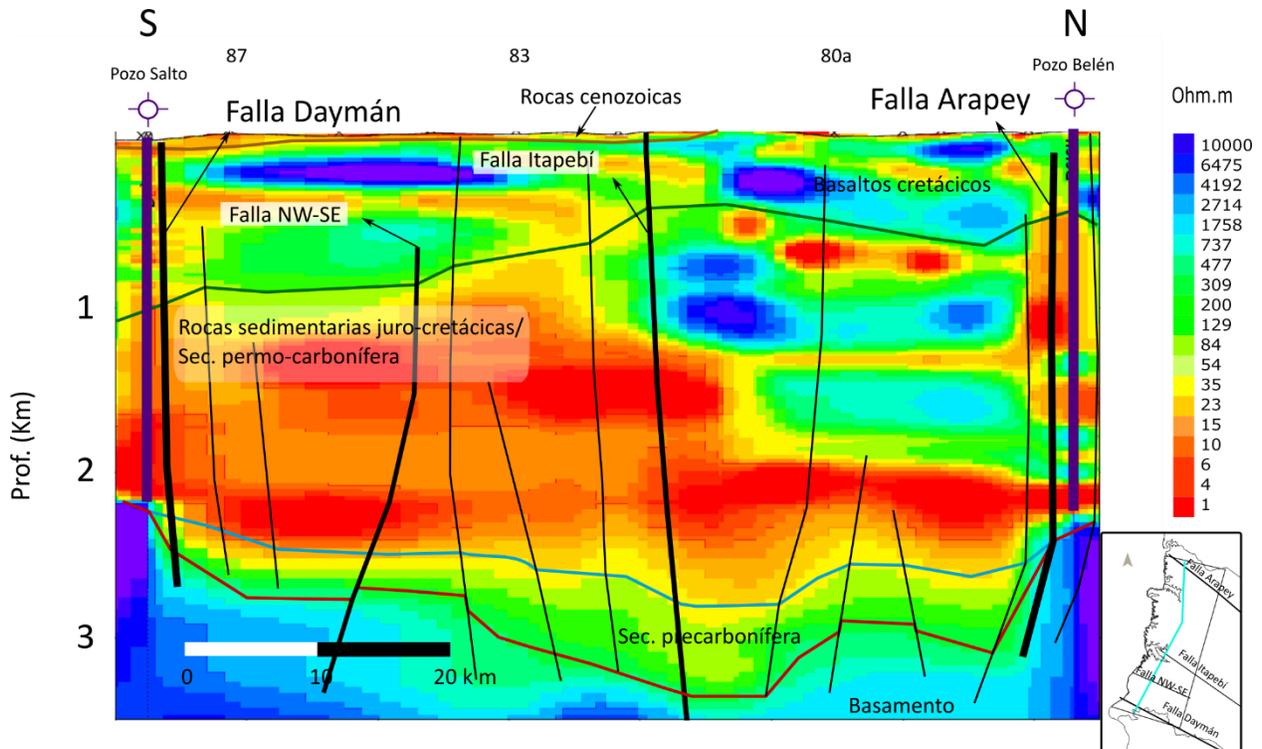


Figura 32: Reinterpretación de la transecta MT Salto - Belén (Modificado de Marmisolle, 2015). En trazo continuo negro grueso se muestran las principales fallas. En el sector inferior derecho se muestra la ubicación de la transecta en color celeste.

4.3.2. Estructuras NNE – SSW

Se identificaron dos fallas de dirección NNE, ubicadas el extremo E y W del área de estudio, denominadas falla NNE (1) y falla NNE (2), respectivamente (Fig. 31). Las mismas se posicionan de forma paralela entre sí, conformando un corredor estructural de igual dirección nombrado informalmente en este trabajo como Corredor Salto-Belén.

La línea sísmica UR84-29A, ubicada al Norte del área de estudio, se posiciona relativamente perpendicular a las fallas NNE (1) y (2) (Fig. 33). En la misma puede observarse como estas fallas normales son subverticales, con un suave buzamiento hacia el Oeste. La falla NNE (1) exhibe un rechazo de 300 m aproximadamente a nivel del basamento, en tanto que la falla NNE (2) presenta un rechazo de 700 m posicionando el tope del basamento desde aproximadamente 1.800 m (al Este de la falla) a 2.500 m (al Oeste de la misma). En el extremo oeste del área de estudio puede observarse el alto estructural en el que fue ubicado el pozo Belén.

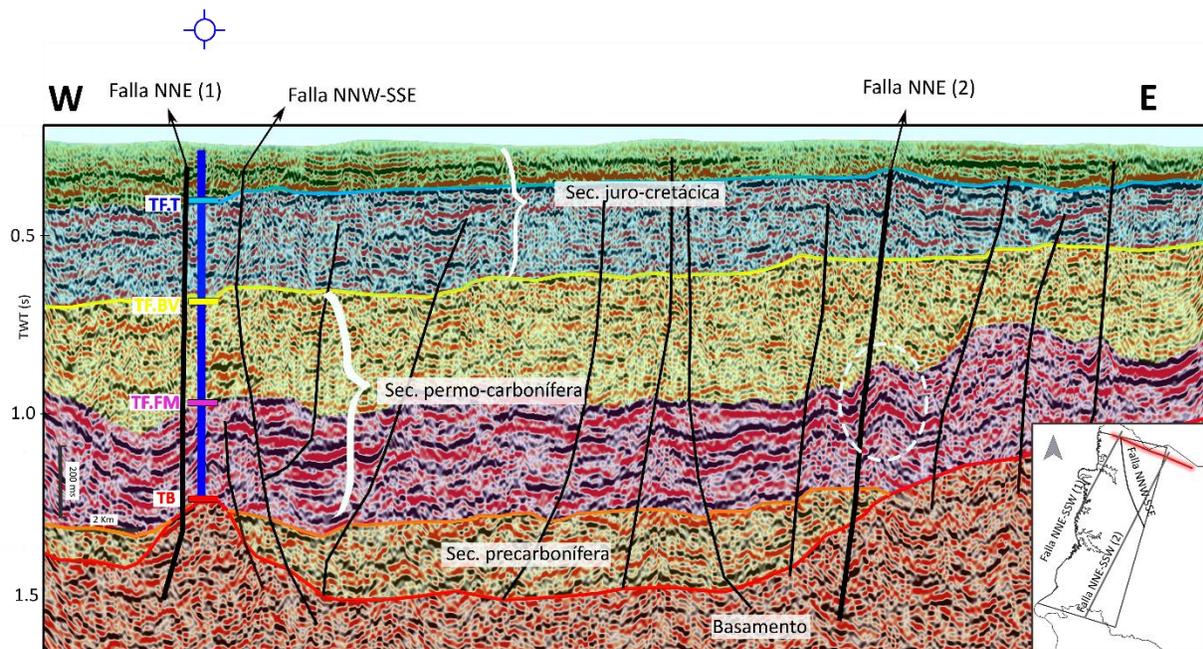


Figura 33: Línea sísmica UR84-29A donde se observan en línea continua negra las fallas identificadas. Con un mayor grosor se identifican las fallas NNE (1) y (2). Se muestra con un círculo punteado blanco, la deformación asociada a la falla NNE (2). Se indica la falla N-S al Este del pozo Belén (en línea continua azul). En el sector inferior derecho se muestra la ubicación de la línea sísmica en color rojo.

Adicionalmente, se observa que la presencia de ambas fallas (sumado a la falla N-S) controla de forma significativa la depositación de la secuencia precarbonífera, limitando estructuralmente sus depocentros. Vale destacar que ambas fallas generan un rasgo distintivo de deformación, denotado por la presencia de pliegues de arrastre en litologías limo-arcillosas en los reflectores pertenecientes a la Formación Frayle Muerto, probablemente asociados a la reactivación

posterior de las fallas. Por otro lado, deformaciones de menor escala quedan evidenciadas en la secuencia juro-cretácica mediante un suave pandeo de los reflectores sísmicos pertenecientes a las formaciones Itacumbú, Tacuarembó y Arapey (Fig. 33).

En el sector central del área de estudio, la falla NNE (1) puede identificarse claramente en la transecta MT Constitución de dirección E-W (Fig. 34) presentada originalmente por Marmisolle (2015). La misma determina la profundización del basamento desde una posición de 3.000 m al Este, a más de 3.500 m hacia el Oeste. Esta falla evidencia un fuerte condicionamiento en la depositación de la secuencia permo-carbonífera, la cual duplica su espesor al Oeste de la misma, concordando con la tendencia general de espesamiento de las secuencias sedimentarias en esta dirección.

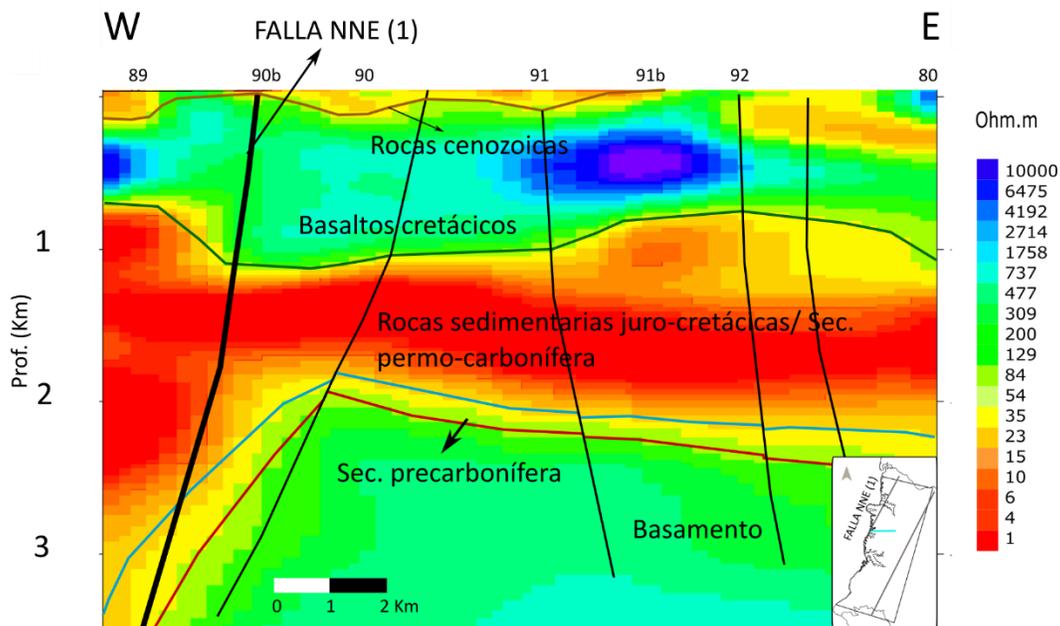


Figura 34: Reinterpretación de la transecta MT Constitución. En trazo continuo negro grueso se observa la falla NNE (1). En el sector inferior derecho se muestra la ubicación de la transecta en color celeste. Modificado de Marmisolle (2015).

Hacia el Sur del área de estudio, las fallas NNE (1) y NNE (2) se identifican claramente en la transecta MT Sur (Fig. 35). Al igual que en el sector norte, ambas fallas se presentan subverticales,

con un suave buzamiento hacia el Oeste, indicando la profundización del basamento en igual dirección. Es importante destacar que la falla NNE (1) se ubica fuera del área de estudio, en territorio argentino, a 3,3 Km de la ciudad de Salto. La misma controla uno de los mayores depocentros precarboníferos identificados, alcanzando profundidades de hasta 4.000 m (Argentina) con rechazos de hasta 500 m a nivel del basamento.

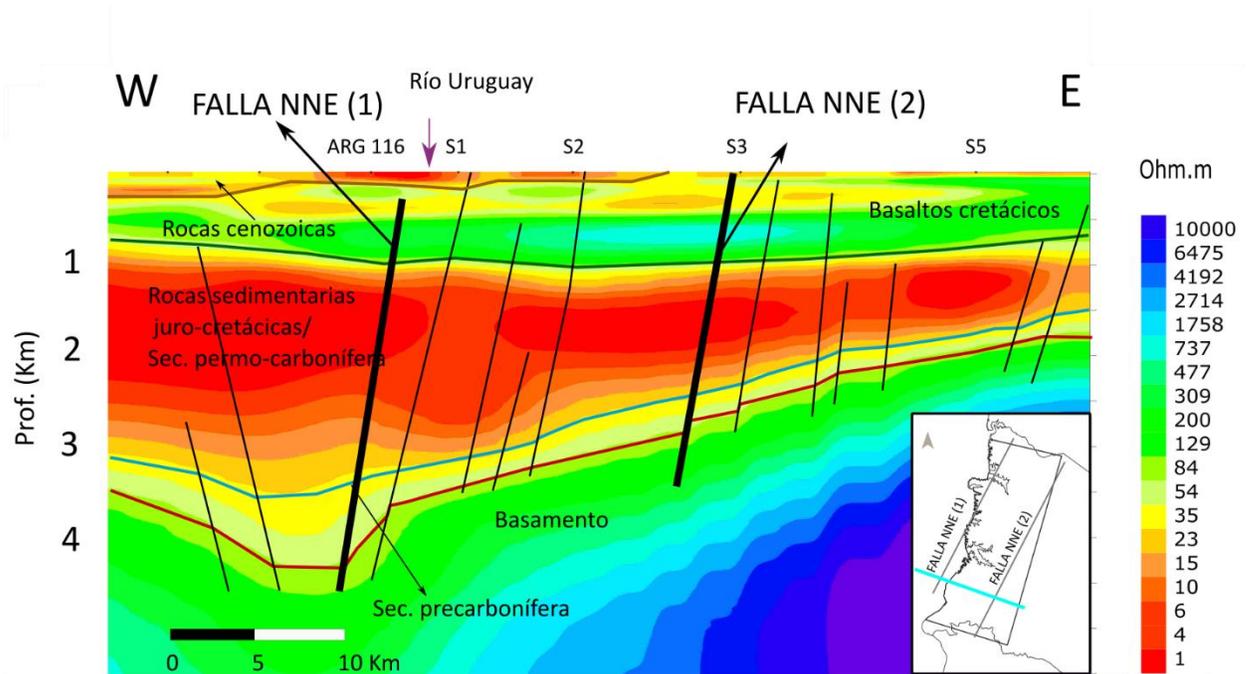


Figura 35: Transecta MT Sur. En trazo continuo negro se muestran las fallas NNE (1) y (2). En el sector inferior derecho se muestra la ubicación de la transecta en color celeste.

Asimismo, la presencia de la falla NNE (2) se constató de igual forma en la sección sísmica 6 donde exhibe nuevamente un rechazo de 500 m, generando de esa forma una clara profundización del basamento hacia el sector oeste del área (Fig. 36). Adicionalmente, la secuencia permo-carbonífera exhibe una deformación de tipo dúctil con pliegues de arrastre en los reflectores correlacionados a la Formación Frayle Muerto, aunque en menor magnitud que la exhibida en el sector norte. A su vez, se observan nuevamente estructuras de pandeo en la secuencia juro-cretácica en las proximidades a la falla NNE (2) (Fig. 36).

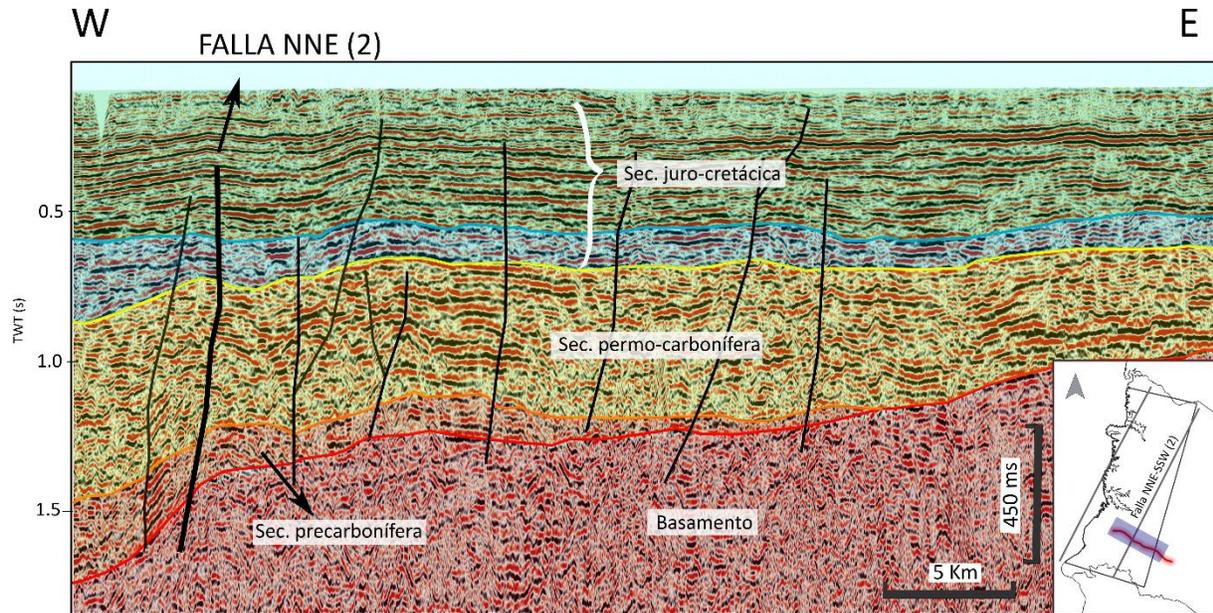


Figura 36: Interpretación de la línea sísmica 6. En línea negra continua se muestran las fallas principales y en trazado más grueso la falla NNE (2). En el sector inferior derecho se muestra la ubicación de la línea sísmica en color rojo.

En síntesis, dada la presencia de las fallas NNE (1) y (2) en los sectores norte, centro y sur, se infiere la continuación de este conjunto de fallas a lo largo de toda el área de estudio conformando un corredor estructural de igual dirección.

4.3.3. Estructuras secundarias NNW – SSE

Se identificó adicionalmente una estructura de menor continuidad y carácter secundario con dirección NNW-SSE (Fig. 37). La misma es coincidente con los antecedentes bibliográficos disponibles para el área de estudio.

Esta falla se ubica en el sector norte del área de estudio y presenta un buzamiento hacia el Noreste. La misma determina un espesamiento de las secuencias precarbonífera y permocarbonífera en igual dirección, lo cual se refleja claramente en los mapas de isópacas de las

mismas (Figs. 23 y 25). Cabe destacar que esta falla controla a su vez el extremo Este del alto estructural donde se realizó la perforación Belén (Fig. 37).

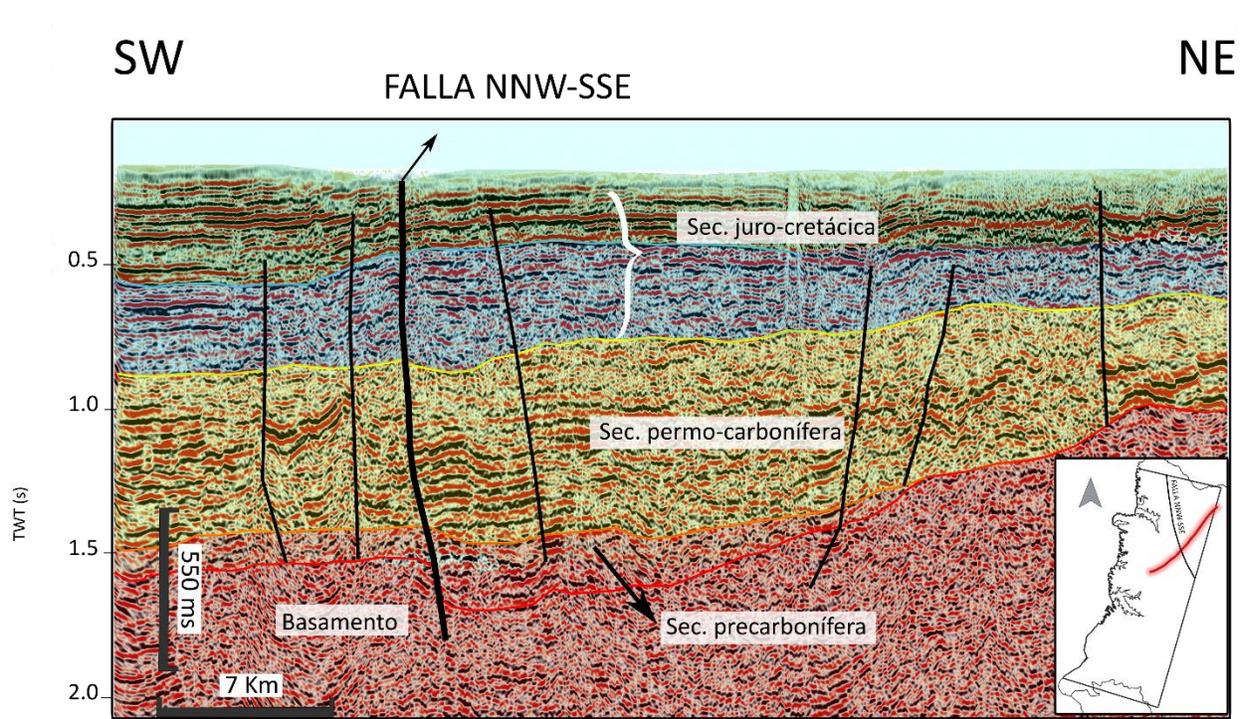


Figura 37: Interpretación de la línea sísmica UR84-07. Se muestra en línea continua negra las principales fallas identificadas y en trazo negro grueso la falla NNW-SSE. En el sector inferior derecho se muestra la ubicación de la línea sísmica en color rojo.

4.4. Potencial geotérmico

En este apartado se presenta el cálculo del potencial geotérmico de tres prospectos, denominados Suroeste, Centro y Norte (por su ubicación) (Fig. 38). De acuerdo a los valores de resistividad que exhibe el relleno precarbonífero en los depocentros profundos, los mismos podrían estar conformados por areniscas de porosidad media a baja. Para la delimitación de los mismos, se consideraron aquellos depocentros en los cuales el espesor de la secuencia precarbonífera supera en promedio los 600 m de espesor (Fig. 23).

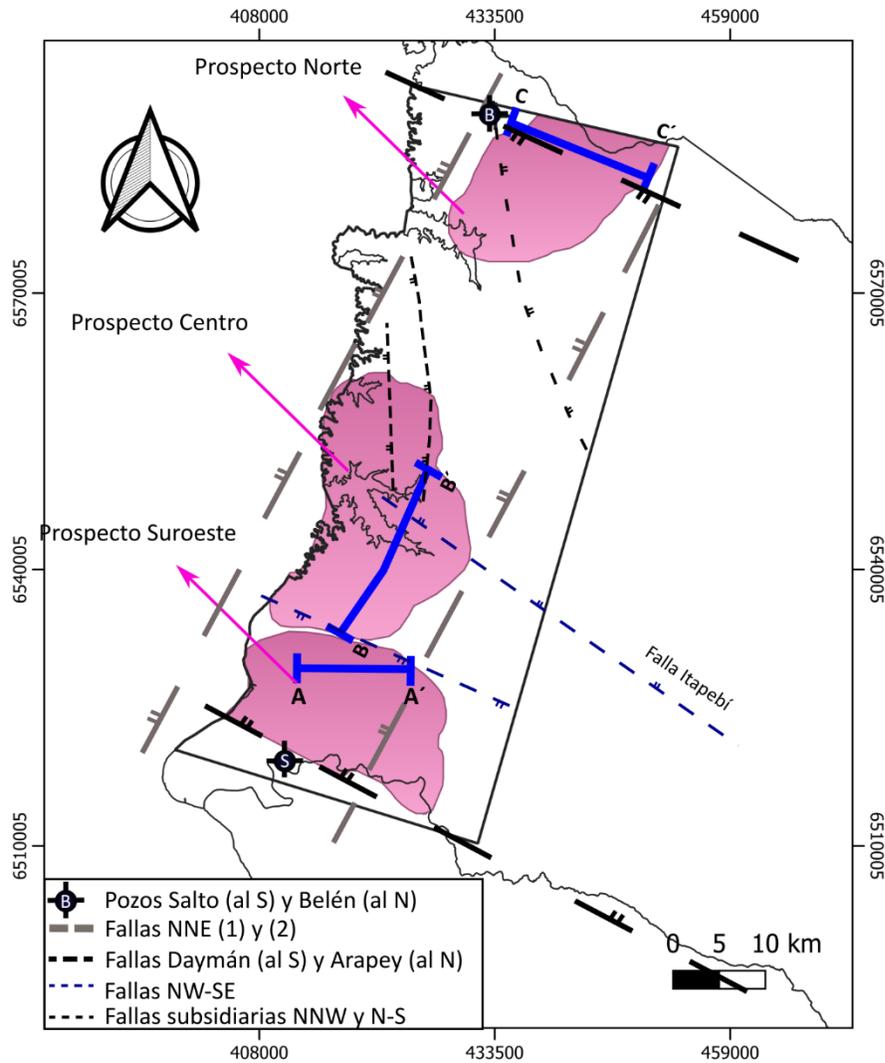


Figura 38: Mapa estructural del área de estudio. Se indican en color rosa los depocentros precarboníferos identificados. En azul se indican los cortes geológicos realizados para cada prospecto.

Para el cálculo del calor almacenado en cada prospecto se utilizó el método volumétrico propuesto por Muffler & Cataldi (1978) desarrollado en el capítulo metodológico. Con relación a los componentes principales de los prospectos geotérmicos, se asume una roca reservorio precarbonífera, representada por litologías posiblemente arenosas (Marmisolle, 2015; Morales *et al.*, 2021; Veroslavsky *et al.*, 2021). Por otra parte, la roca sello se corresponde con la Formación Frayle Muerto según la interpretación de datos geofísicos y de pozos. Según de Santa Ana *et al.* (2006a), el sector noroeste de la Cuenca Norte presenta las fracciones más finas (limo-

arcillosas) de la Formación Frayle Muerto, constituyendo una roca sello de mayor calidad (acuitardo).

4.4.1. Prospecto Suroeste

El presente prospecto se ubica al Suroeste del área de estudio, próximo a la ciudad de Salto. El mismo presenta una extensión de 353,712 km² y se encuentra limitado al Sur por la falla Daymán (ubicada al Norte del pozo Salto) y al Norte por la falla NW-SE definida en el apartado de geología estructural (Fig. 38).

Se asume un espesor constante de 700 m el cual disminuye hacia el Este contra el basamento cristalino, mientras que hacia el Oeste el mismo parece aumentar su espesor en territorio argentino. El tope del prospecto se ubica a 3.000 m de profundidad (Fig. 39) y se estima una temperatura promedio en el reservorio de 122 °C.

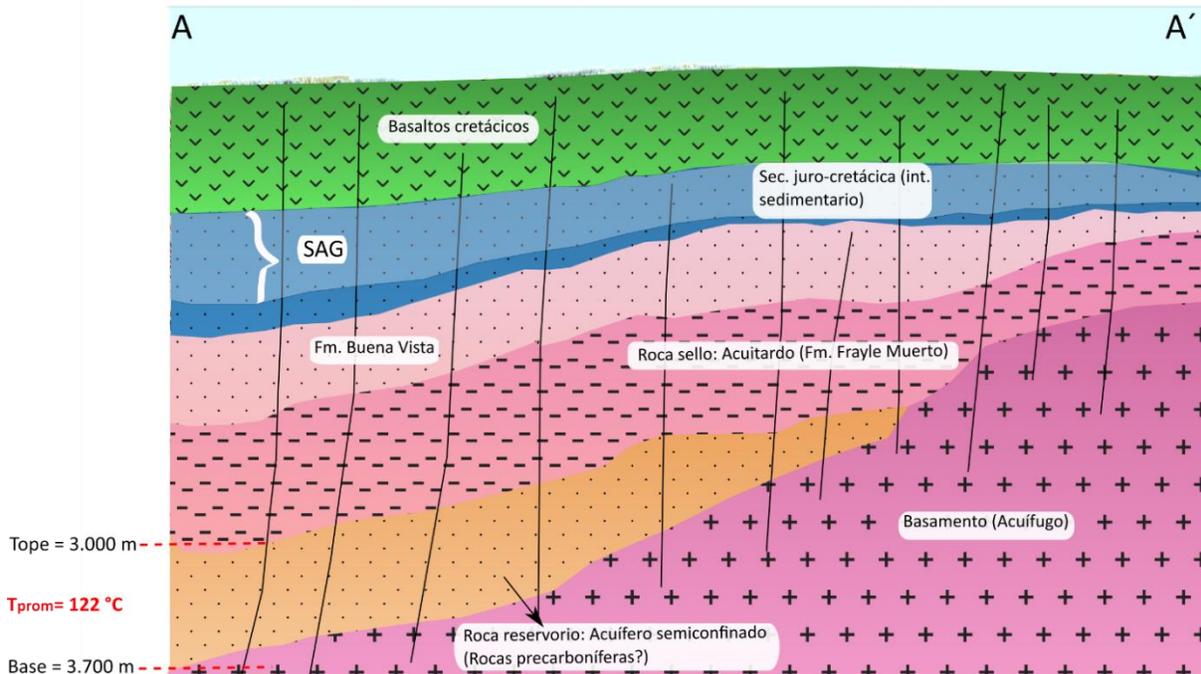


Figura 39: Corte geológico simplificado (A-A' en la figura 38) del prospecto Suroeste.

Para la estimación del potencial geotérmico del prospecto Suroeste se asumen los siguientes parámetros:

- Tope del reservorio: 3.000 m
- Base del reservorio: 3.700 m
- Espesor promedio: 700 m
- $T_{\text{reservorio}}$: 122 °C
- $T_{\text{referencia}}$ (media anual): 21,9 °C (tomado de Pedro, 2021)
- Calor específico volumétrico (ρc): 2.500 kJ/m³ °C (tomado de Morales *et al.*, 2021)
- Área: 353,712 km² (35.371,2 ha)

De acuerdo con estos parámetros se obtuvo que el calor almacenado (qr) del prospecto Suroeste es de $6,20 \times 10^{16}$ kJ.

4.4.2. Prospecto Centro

Este prospecto se ubica en el sector centro-sur del área de estudio, entre las ciudades de Salto (al Sur) y Villa Constitución (al Norte). El mismo presenta una extensión de 402,318 km² y se encuentra limitado al Sur por la falla NW-SE y al Este por la falla NNE (2) (Fig. 38). Se asume un espesor constante de 600 m y se infiere, según las transectas MT Constitución y MT Sur, que estos espesores aumentan hacia el sector oeste de la cuenca. El tope del prospecto se ubica a 2.760 m de profundidad (Fig. 40) y se estima una temperatura promedio en el reservorio de 113°C.

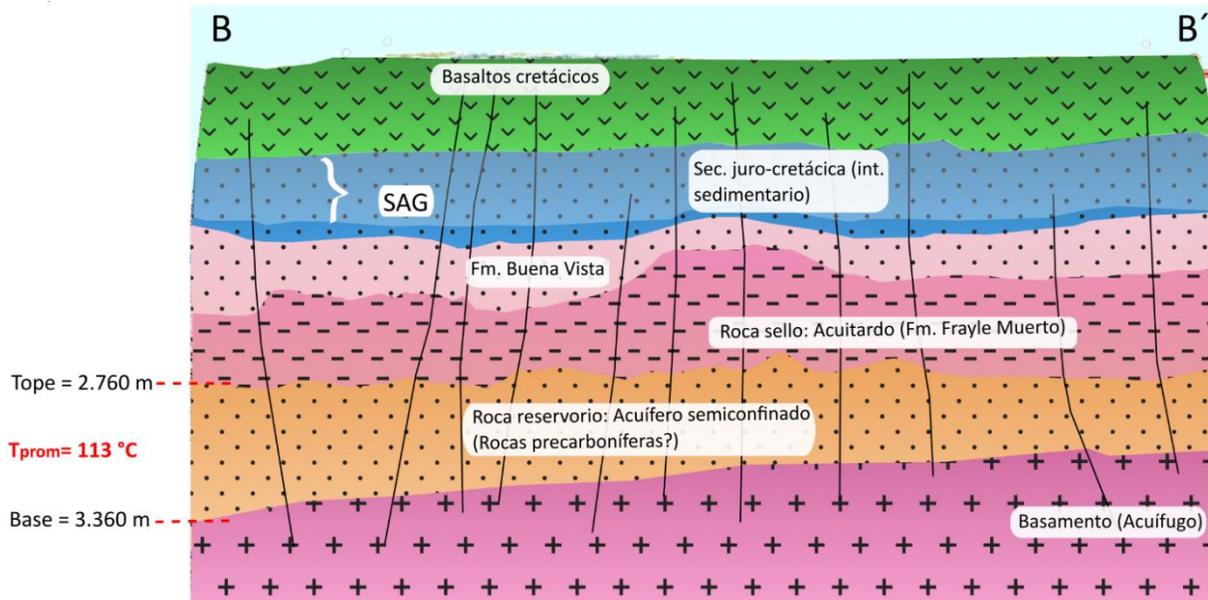


Figura 40: Corte geológico simplificado (B-B' en la figura 38) del prospecto Centro.

Para la estimación del potencial geotérmico del prospecto Centro se asumen los siguientes parámetros:

- Tope del reservorio: 2.760 m
- Base del reservorio: 3.360 m
- Espesor promedio: 600 m
- $T_{\text{reservorio}}$: 113 °C
- $T_{\text{referencia}}$ (media anual): 21,9 °C (tomado de Pedro, 2021)
- Calor específico volumétrico (ρc): 2.500 kJ/m³ °C (tomado de Morales *et al.*, 2021)
- Área: 402,318 km² (40.231,8 ha)

De acuerdo con estos parámetros se obtuvo que el calor almacenado (qr) del prospecto Centro es de $5,5 \times 10^{16}$ kJ.

4.4.3. Prospecto Norte

Por último, este prospecto se ubica en el sector norte del área de estudio, al Este de la ciudad de Belén. El mismo presenta una extensión de 251,600 km² encontrándose limitado al Oeste por la falla NNE (1) y al Este por la falla NNE (2) (Fig. 38). Se asume un espesor constante de 600 m restringido al bajo estructural al Este del pozo Belén. El tope del prospecto se ubica a 2.300 m de profundidad (Fig. 41) y se estima una temperatura en el reservorio de 100 °C.

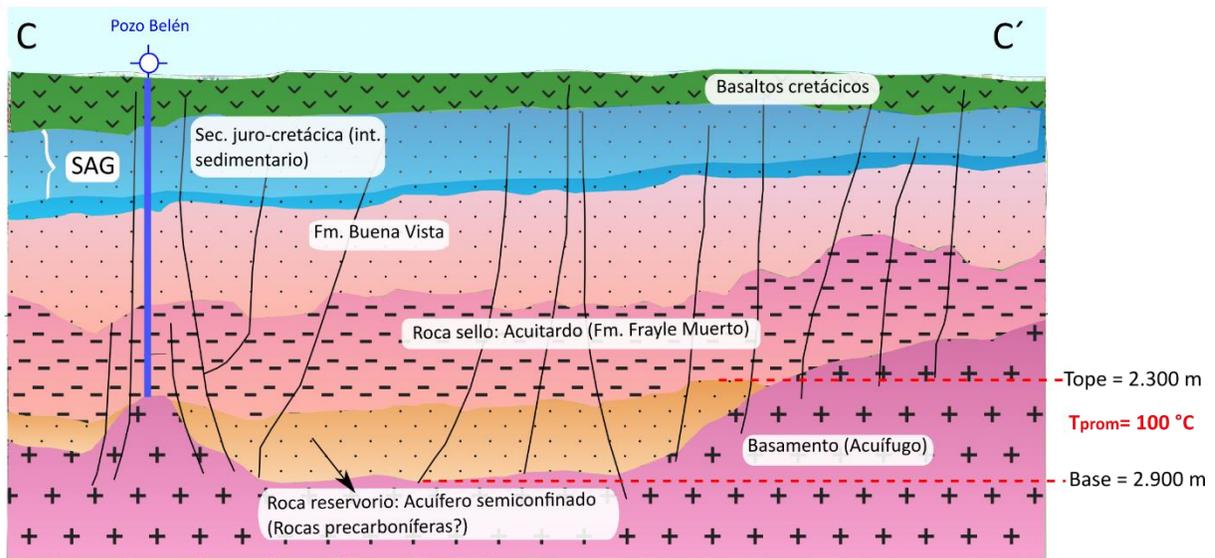


Figura 41: Corte geológico simplificado (C-C' en la figura 38) del prospecto Norte.

Para la estimación del potencial geotérmico del prospecto Norte se asumen los siguientes parámetros:

- Tope del reservorio: 2.300 m
- Base del reservorio: 2.900 m
- Espesor promedio: 600 m
- $T_{\text{reservorio}}$: 100 °C
- $T_{\text{referencia}}$ (media anual): 21,9 °C (tomado de Pedro, 2021)
- Calor específico volumétrico (ρc): 2.500 kJ/m³°C (tomado de Morales *et al.*, 2021)

- Área: 251,600 km² (25.160 ha)

De acuerdo con estos parámetros el calor almacenado (qr) en el prospecto Norte es de 2,95 x 10¹⁶ kJ.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En el presente trabajo se realizó una caracterización estructural detallada del área de estudio, basada en la interpretación de datos geofísicos, especialmente del basamento cristalino, con el fin de delimitar los depocentros existentes, los que se corresponden con los mayores espesores del relleno de cuenca. En ese sentido, los resultados obtenidos para la profundidad a la que se ubica el basamento, alcanzan valores máximos de entre 3.500 y 3.800 m, coincidiendo con lo propuesto por Oleaga (2005), Schuepbach & Petrel Energy (2014), Marmisolle (2015), Morales *et al.* (2021) y Veroslavsky *et al.* (2021). Además, se observa una profundización del mismo hacia el Oeste (en territorio argentino) lo cual es consistente con la totalidad de los antecedentes para ese sector de la cuenca (Favetto *et al.*, 2010, 2011; Philipp *et al.*, 2014; Mira *et al.*, 2015).

Asimismo, se identificó un corredor estructural de dirección NNE-SSW limitado en ambos márgenes por fallas de igual dirección, denominado Corredor Salto-Belén en el presente trabajo. El mismo presenta una orientación casi perpendicular al Corredor Salto - Tambores, propuesto por Marmisolle (2015) (Fig. 42). El mismo podría corresponderse a un corredor de menor magnitud dentro del Corredor Paranaense Central definido por Veroslavsky *et al.* (2021), con una extensión de 600 km de longitud y 50-60 km de ancho desde la provincia de Buenos Aires (Argentina) hasta el estado de Santa Catarina (Brasil) (Fig. 5). Por otra parte, se infiere la existencia de un alto estructural interno (de menor expresión) en el sector central del corredor Salto-Belén, el cual se evidencia en el mapa de isópacas de la secuencia precarbonífera, el mapa de contorno estructural del basamento (Figs. 20 y 23) y la transecta MT Constitución (Fig. 34). El mismo es denominado tentativamente en el presente trabajo como Alto Constitución. Éste se ve limitado por fallas de dirección NNW a NW lo cual se ve sustentado por lo propuesto por Veroslavsky *et al.* (2021) para los bajos y altos estructurales internos del CPT. Desde un punto de vista tectónico regional, estas estructuras a lo largo de la Cuenca Paraná se correlacionan con una acción compresiva de dirección NNE (Cobbold *et al.*, 1991, 1992, Veroslavsky *et al.*, 2021).

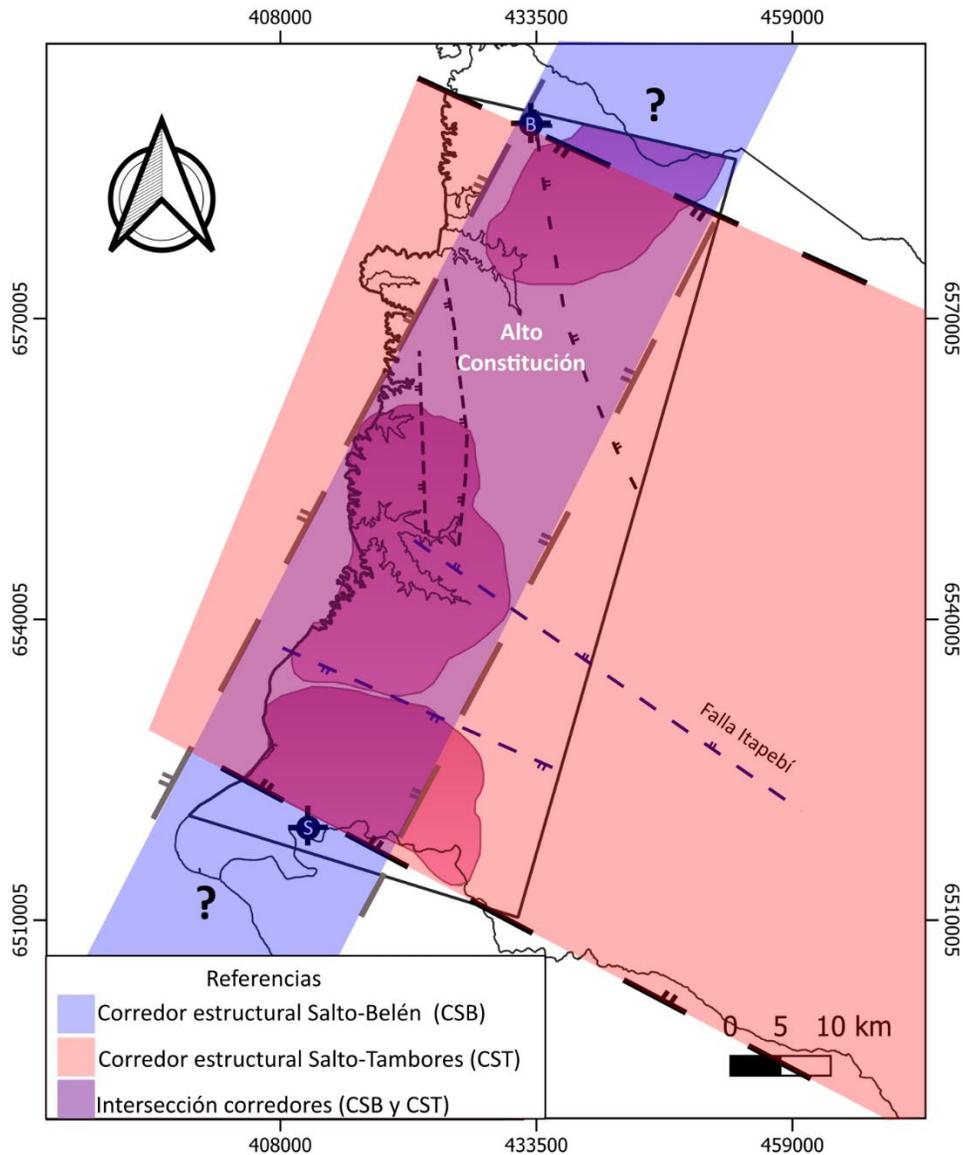


Figura 42: Mapa estructural indicando la intersección (en violeta) del Corredor Salto – Tambores (en rojo) y del corredor Salto-Belén (en azul.) Con (?) se indica la posible continuidad del corredor NNE hacia el Norte y Sur del área de estudio.

La extensión del corredor Salto-Belén se ve acotada a la base de datos disponible y a la propia área de estudio de este trabajo, restringiéndose de esta forma al departamento de Salto. Sin embargo, podría asumirse su continuidad hacia el Norte y Sur del área, en los departamentos de Artigas y Paysandú, respectivamente. La continuidad hacia territorio argentino es consistente con lo propuesto por Veroslavsky *et al.* (2021).

Desde un punto de vista evolutivo, las estructuras NNE-SSW presentes en el basamento precámbrico fueron reactivadas durante el Paleozoico Tardío (Soares *et al.*, 1996; Rostirolla *et al.*, 2000; Veroslavsky *et al.*, 2021). Esto coincide con el fuerte control estructural manifestado por las mismas en la secuencia precarbonífera y la afectación de la secuencia permo-carbonífera (evidenciando pliegues de arrastre). La expresión de estas fallas en superficie es escasa a nula, observándose en los datos sísmicos que no llegan a la superficie y no identificándose en imágenes satelitales. En contrapartida, las fallas Arapey y Daymán (NW-SE) afectan claramente a las secuencias suprayacentes (permo-carbonífera y juro-cretácica, particularmente), siendo fácilmente distinguibles en superficie, controlando de esta forma los rasgos fisiográficos del terreno.

Cabe destacar que la falla NW-SE definida en el presente trabajo, exhibe un apreciable control sobre la profundidad a la que se ubica el basamento y la presencia de la secuencia precarbonífera (Figs. 20 y 23) lo cual podría verse sustentado por lo propuesto por Veroslavsky *et al.* (2021) para fallas de carácter subordinado al CPT de igual dirección. Otra posibilidad sería proponer a la misma como una falla de menor magnitud perteneciente al CST. Esto último coincide con lo expuesto por los autores Fúlfaro *et al.* (1982); Soares *et al.* (1982) y Zalán *et al.*, (1990) para las estructuras precámbricas regionales de dirección NW-SE que fueron reactivadas hacia fines del Pérmico y más precisamente durante el Mesozoico.

Según los antecedentes, el relleno de los depocentros profundos definidos corresponderían a depósitos precarboníferos. Los mismos podrían tratarse de depósitos devónicos, aunque dado los espesores de los depocentros (de hasta 700 m en el presente trabajo), según Marmisolle (2015) y Marmisolle *et al.* (2016) sería improbable que su totalidad correspondiera a los mismos, ya que las unidades devónicas no superan los 300 m de potencia en la Cuenca Norte. Por lo tanto, estos depocentros también podrían albergar rocas más antiguas, coincidiendo de esta forma con el espesamiento de la secuencia ordovícica-silúrica hacia el Oeste de la Cuenca Paraná (Assine *et al.*, 1998).

En este trabajo se definieron tres prospectos geotérmicos ubicados al suroeste, centro y norte del área de estudio en función de los espesores desarrollados por la secuencia precarbonífera, considerando aquellos que superan en promedio los 600 m de espesor. La temperatura a la que se encuentran los mismos se calculó con base en un gradiente geotérmico promedio de 27 °C/Km, calculado por Morales *et al.* (2020). Vale destacar que el posible aumento adicional de la temperatura por decaimiento radiactivo de las rocas que componen el basamento (Cernuschi, 2014) no se consideró en el análisis, a pesar del contacto de la potencial roca reservorio con el mismo, considerándose como única fuente de calor el gradiente geotérmico. Se asume que los prospectos están constituidos por una roca reservorio permeable (posiblemente areniscas) con valores de porosidad relativamente bajos, en el entorno del 10% aproximadamente. Estas litologías constituirían acuíferos de tipo semiconfinado, por tener a la base rocas pertenecientes al basamento cristalino y hacia el tope litologías semipermeables, limo-arcillosas, pertenecientes a la Formación Frayle Muerto.

De los tres prospectos definidos, el de mayor potencial geotérmico es el ubicado en el sector suroeste del área de estudio con un valor de calor almacenado (*heat in place*) de $6,20 \times 10^{16}$ kJ. Sin embargo, el prospecto ubicado en el sector centro-sur, con un valor de calor almacenado de $5,50 \times 10^{16}$ kJ, se encuentra conectado con el prospecto suroeste a través de espesores de la secuencia precarbonífera de 300 m aproximadamente. Esto permitiría inferir un mayor potencial en conjunto para ambos prospectos integrados, resultando en un calor almacenado de al menos $11,70 \times 10^{16}$ kJ. Por último, el prospecto norte presenta un calor almacenado de $2,95 \times 10^{16}$ kJ, resultando el de menor potencial geotérmico. Este último prospecto es además el que presenta el mayor riesgo geológico debido a que fue definido en base a una escasa cantidad de datos geofísicos. Por otro lado, el mismo se ubica a profundidades menores, lo cual sería una ventaja a la hora de realizar una perforación y en el área donde se han identificado los valores más altos del gradiente geotérmico, correspondiente a 30 °C/km (de León, 2021; Pedro, 2021; Morales *et al.*, 2020). Asimismo, se extiende al Norte de la falla Arapey ampliando de esta forma las áreas con posibilidad de albergar depósitos precarboníferos, fuera del CST. Al respecto, se entiende pertinente la adquisición de nuevos datos en este sector, con el fin de analizar con mayor detalle

la configuración estructural del área en ese sector y caracterizar el rol de la falla en la conformación de este depocentro.

Las estimaciones del potencial geotérmico en el área de estudio son consistentes con las estimaciones realizadas por Morales *et al.* (2021), aunque representan una mayor aproximación, ya que se basan en la caracterización de los depocentros con mayor nivel de detalle y la delimitación de prospectos.

Asimismo, los resultados alcanzados en cuanto al potencial geotérmico de media temperatura en el área de estudio son algo inferiores, aunque comparables en el orden de valor (10^{16} kJ), con otras provincias geológicas (*e.g.* Iglesias *et al.*, 2005; Vieira *et al.*, 2015). De esta forma, se concluye que el potencial geotérmico calculado para el área de estudio es adecuado para instalaciones de generación de energía eléctrica mediante la implementación de plantas de ciclo binario (Dickson & Fanelli, 2003; Cernuschi, 2014; Morales *et al.*, 2021), que contribuyan al desarrollo económico de ese sector del país.

En este sentido, se entiende pertinente expandir el área de estudio hacia el departamento de Artigas, con el fin de definir en detalle la configuración y continuidad del corredor estructural Salto-Belén hacia el Norte. Asimismo, se sugiere la realización de transectas MT adicionales, acotadas a los depocentros definidos, particularmente el ubicado al Norte del área de estudio, por ser el definido con base en la menor cantidad de datos.

Finalmente, es importante destacar que los resultados obtenidos en el presente trabajo y particularmente la caracterización de los depocentros profundos se basa en la interpretación de datos indirectos, geofísicos, por lo cual, los mismos deberían ser corroborados mediante la realización de perforaciones. De este modo, se contribuiría al conocimiento del relleno de los mismos, confirmando o no, la ocurrencia de rocas precarboníferas con posibilidad de albergar acuíferos y sistemas geotérmicos de media temperatura.

6. BIBLIOGRAFÍA

- Allen, P.A., Allen, J.R. (1990). Basin analysis: principles and applications. Blackwell, Oxford, pp 1-451.
- Alvarez, W. & De Souza Rocha, R. (2010): Ficha Temática 5. Material complementario Geografía. Serie Nuevamente. Ed. Santillana, pp. 3 4
- ANCAP (2021a). (viernes 3 de Setiembre de 2021) Onshore Data Marketing en <https://exploracionyproduccion.ancap.com.uy/innovaportal/file/8492/1/onshore-data-ancap-v3.pdf>.
- ANCAP (2021b) (viernes 3 de Setiembre de 2021) en <https://exploracionyproduccion.ancap.com.uy/2452/2/grav-mag--y-mt.html>.
- Assine, M.L., Perinotto, J.A., Alvarenga, C.J., Petri, S. (1998). Arquitetura estratigráfica, tratos deposicionais e paleogeografía da Bacia do Paraná (Brasil) no Neo-Ordoviciano/EoSiluriano. Rev. Bras. Geociencias 28 (I), 61–76.
- Beardsmore, G. R. & Cull, J. P. (2001). Crustal Heat Flow. Cambridge: Cambridge University Press.
- Bertani, R., (2005). World geothermal power generation in the period 2001-2005. Geothermics, 34, 651-690.
- Balance Energético Nacional (BEN) (2017). Serie histórica 1965-2017 Energy Balance 2017. Historical Series 1965-2017 ISSN: 2393-6592”.
- Bertani R (2009) Geothermal energy: an overview on resources and potential. In: International Geothermal Days Slovakia, Conference and Summer School.
- Bertani, R. (2015). “Geothermal Power Generation in the World 2010-2014 Update Report”. Proceeding of the World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia.
- Bossi, J. (1966). Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 411 pp.

- Bossi, J.; Carballo, E.; Ledesma, J. & Navarro, R. (1974). Resumen de los conocimientos actuales sobre los basaltos de la Fm. Arapey, XXVIII Congreso Brasileiro de Geologia. Vol. 1; 51-60. Porto Alegre, Brasil.
- Brown, L. F., Jr., & Fisher, W. L. (1980). Seismic stratigraphic interpretation and petroleum exploration. American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Note Series 16, 181 p.
- Cataldi, R. (1999). Geothermal energy development in Europe to year 2020: prospects or hopes? Technica Poszukiwan Geologic-zncyhc, 4-5, 48-59.
- 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. (2006). Principles of sequence stratigraphy. *Elsevier*.
- Cernuschi, F. (2014). “Energía Geotérmica: Potenciales Aplicaciones Para la Diversificación de la Matriz Energética de Uruguay” Revista Sociedad Uruguaya de Geología (19), pp. 1-14.
- Chebataroff, J. (1969): Relieve y Costas. Nuestra tierra 3. Editorial Nuestra Tierra, Montevideo, Uruguay.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A., Gapais, D. (1991). Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. J. Struct. Geol. 13 (7), 743–758.
- Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., Milani, E.J., Szatmari, P. (1992). Permo-Triassic intracontinental deformation in SW Gondwana. In: de Wit, M.J., Ransome, I.G.D. (Eds.), Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 23–26.
- Collazo, M., & Montañó, J. (2012). Manual de Agua Subterránea (1º ed.). Montevideo: Proyecto Producción Responsable.
- 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 Tecnologia do Petróleo, Petrobras–CENPES*, pp: 15 – 70.
- Daners, G. (2015). *Palynological and Biostratigraphic Analyses of Salsipuedes and Guichón Wells Samples*. Final Report. Facultad de Ciencias, Montevideo, p. 11 (unpublished).
- de León, R. (2021). *Estimación de la distribución de temperatura en subsuelo y cálculo del flujo de calor en el sector noroeste de la Cuenca Norte (Uruguay)*. Master's Thesis. PEDECIBA, MEC, Uruguay 110pp.
- 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. & Veroslavsky, G. (2002). *Evidencias de tectónica cenozoica en la región norte de Uruguay*. *II Jornadas Uruguayas del Cenozoico (Montevideo)*, actas, pp:1-5.
- de Santa Ana, H. (2004). *Análise tectono-estratigráfica das seqüências permotriássica e jurocretácea Bacia Chacoparanense uruguiaia ("Cuenca Norte")*. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências y Ciências Exatas, Rio Claro, pp: 274.
- de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. (2004). *Capítulo III: 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. (2006a). *Capítulo V: Cuenca Norte: estratigrafía del Carbonífero–Pérmico*. *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. DIRAC Facultad de Ciencias, Montevideo, pp. 209-256.
- Dickson, M.H. & Fanelli M. (2003). *Geothermal energy: Utilization and technology*. UNESCO publication.
- Dirección Nacional de Energía (DNE) – Ministerio de Industria, Minería y Energía (2019). <https://www.gub.uy/ministerio-industria-energiamineria/comunicacion/noticias/presentacion-del-balance-energetico-nacional-2019>.
- Favetto, A., Pomposiello, C. (2010). “Modelo Geoeléctrico de la Cuenca Chacoparanaense en Santa Fe-Entre Ríos a Partir de un Estudio Magnetoteléurico”. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67 (1), pp. 130-138.
- 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, pp. 49 –57.
- 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.
- Ferrando L, Andreis RR & Montaña J (1987): *Estratigrafía del Triásico–Jurásico uruguayo en la Cuenca de Paraná*. III Simposio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba. SBG. Atas v.1:373-378.
- Fisher, W. (2019): Geothermal Resources. In: *The Impact of the Geosciences on Critical Energy Resources*. doi: 10.4324/9780429047718-6.
- 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.
- Gastmans, D., Reis, M.M., Kiang, C.H. (2012). Geotermometría das águas hipertermais do Sistema Aquífero Guaraní no estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*: 42(1). <https://doi.org/10.5327/Z0375-75362012000500017>.

- 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.
- Gomes, J. (2009). Avaliação de Recursos geotermiais da Bacia do Paraná (PhD thesis). Observatório Nacional/MCT, Rio de Janeiro, Brasil.
- Gomes, A. & Gomes, J. (2018). Deep-seated Geothermal Resources of the Parana Basin. *International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applications*. 1. 52-58. 10.31214/ijthfa.v1i1.24.
- Goso, C. (1995). *Análise estratigráficas da Formação São Gregorio na borda leste da Bacia Norte uruguaia*. Dissertação de Mestrado (inédito), IGCE-Unesp, Rio Claro, SP, 214 pp.
- Goso, C., Veroslavsky, G. & de Santa Ana, H. (1996). Modelo estratigráfico seqüencial da Bacia Norte Uruguaia. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, Salvador, pp. 159-161.
- Goso, H. & de Santa Ana, H. (1986). Evolución tectónica y sedimentaria de la Cuenca Norte uruguaia. Modelo preliminar. LX RANE 1986, Presente y futuro de la exploración de hidrocarburos en las cuencas latinoamericanas, ARPER, 30, Lima.
- Goso C (1999): *Análise estratigráfica do Grupo Paysandú (Cretáceo) na Bacia do Litoral Uruguai*. Tese de Doutorado IGCE-UNESP. Rio Claro. 184pp.
- Harsh, G., Sukant, R. (2007). *Geothermal Energy: An alternative resource for the 21st century*. Elsevier
- Haq BU, Hardenbol J. & Vail, PR. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles, pp. 71-108 de Wilgus CK, Hastings BS, Posamentier H, Wagoner JV, Ross CA & Kendall CG (eds). *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Special Publications, 42.
- Holz, M. (2012). *Estratigrafia de Sequências-Histórico, Princípios e Aplicações*. Rio de Janeiro, editora Interciencia.
- IEA (International Energy Agency) (2020). *World Energy Outlook 2020*. <https://www.iea.org/reports/world-energy-outlook-2020>.

- Iglesias, E.R., Torres, R.J. and Martínez-Estrella, J.I. (2005). Medium- to low-temperature geothermal reserves of the State of Aguascalientes, Mexico: a partial assessment. Proceedings World Geothermal Congress 2005.
- Ingesur SRL. (2020). Adquisición y procesamiento de datos magnetotelúricos en departamento de Salto. (Informe Técnico V1) Facultad de Ciencias.
- Klein, G. D. (1995). Intracratonic basins. *In*: Busby, C.J. & Ingersol, R. V. (eds) Tectonics of sedimentary Basins. Blackwell Science. Oxford, pp: 459 –477.
- LEBAC (Laboratório de evolução da bacias) (2008). Final Hydrogeology Report of the Guaraní Aquifer Project (in Spanish). Coord.: Gastmans, D. and Chang, H.K. Project for Environmental Protection and Sustainable Development of the Guaraní Aquifer System. Rio Claro, 172p.
- Lindal, B. (1973). Industrial and other applications of geothermal energy. *In*: Armstead, H.C.H., ed., Geothermal Energy, UNESCO, Paris, pp.135—148.
- Lund, J.W., Freeston, D.H., and Boyd, T.L. (2005). Direct application of geothermal energy: 2005 Worldwide review. *Geo-thermics* 34, 691-727.
- Magoon, L.B. & Dow, W.G. (1994). The Petroleum System. *In*: Magoon, L.B. & Dow, W.G., Eds., The Petroleum System—From Source to Trap, AAPG Memoire 60.
- Marmisolle, J. (2015). “Análisis Tectonosedimentario de Depocentros en el Sector Noroeste de Cuenca Norte”. Tesis de maestría en geociencias. Universidad de la República, Montevideo Uruguay.
- Marmisolle J.; Veroslavsky G. & de Santa Ana H. (2016) Depocenters with potential preservation of pre-Carboniferous rocks in Norte Basin (Uruguay) AAPG SEG International Conference & Exhibition – Barcelona, 3 a 6 de Abril de 2016
<http://www.aapg.org/events/conferences/ice/past/articleid/20312/aapg-seg-2016-international-conference-exhibition-barcelona>.

- 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.
- Milani, E. J. (1997). Evolução tectono–estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana Sul-Occidental. Teses de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, pp: 255.
- 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). Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. Capítulo XVI, *Petróleo Brasileiro*, PETROBRAS, Rio de Janeiro, pp: 15.
- Milani, E. & Melo, J. & Souza, P. & Fernandes, L. & França, A. (2007). Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências - Petrobras*. 15. 265-287.
- 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., Vail, P. R. & Thompson, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *AAPG Memoir 26*, pp. 53-97.
- Moeck, I. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 37, 867–882. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2014.05.032>.
- Moeck, I. S., Beardsmore, G. (2014). A new ‘geothermal play type’ catalog: streamlining exploration decision making. In: *Proceedings, thirty-ninth workshop on geothermal reservoir engineering*, Stanford University, vol. 39. p. 1–8.

- Montaño, J. (2004). Recursos hídricos subterráneos. El sistema acuífero Guaraní. En: Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Naturales. Mesozoico. Veroslavsky, G., Ubilla, M. & Martínez, S. Eds., 191-212. Dirac - Facultad de Ciencias.
- Morales, E., Pedro, A., de León, R. (2020). Geothermal Gradients and Heat Flow in the Norte Basin of Uruguay. *International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applied Geothermics* 3, 20–25p. <https://doi.org/10.31214/ijthfa.v3i1>.
- Morales, E. & Veroslavsky, G. & Manganelli, A. & Marmisolle, J. & Pedro, A. & Samaniego, L. & Plenc, F. & Umpiérrez, R. & Ferreiro, M. & Morales, M. (2021). Potential of geothermal energy in the onshore sedimentary basins of Uruguay. *Geothermics*. 10.1016/j.geothermics.2021.102165.
- Muffler, P. y Cataldi, R., (1978). Methods for regional assessment of geothermal resources. *Geothermics*.
- Muzio, R. (2004). Capítulo IV: El magmatismo mesozoico en Uruguay y sus recursos minerales. In Veroslavsky, G.; Ubilla, M. & Martínez, S. (eds.), *Cuencas Sedimentarias de Uruguay. Mesozoico*. DIRAC. Facultad de Ciencias.
- Oleaga, A. (2002). Contribución a la hidrogeología del Acuífero Guaraní en el sector Uruguay. Un enfoque integral (Master's Thesis). Ciudad de México: Universidad Nacional Autónoma de México.
- 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.

- Pedro, A., Morales, E. (2020). Geotermometría de las aguas termales del sector noroeste de la Cuenca Norte (Uruguay). *Revista Latino-Americana de Hidrogeología* 76–85 número especial - Octubre/2020-3.
- Pedro, A. (2021). “Estimación del gradiente geotérmico en el sector noroeste de la Cuenca Norte (Uruguay)”. Trabajo final de la Licenciatura en Geología. Universidad de la República, Montevideo, Uruguay.
- Pesce, A. (2001). The Guaraní Aquifer. A Good Prospect for Geothermal Development in Northeastern Argentina. *Geothermal Resources Council Bulletin* 199–203.
- Philipp, R.P., Rolim, S.B.A., Malta, L., Jelinek, A.R., Viana, A., Lavina, E.L., Cagliari, J., Faccini, U.F., (2014). Estruturação do Arco de Rio Grande e da Sinclinal de Torres, Bacia do Paraná, RS: evidências por levantamentos magnetotélúricos. 46º Simpósio Brasileiro de Geofísica, Porto Alegre. Extended Abstract. 6.
- Pous, J. & Marcuello, A. (2003). El método magnetotélúrico: descripción y aportaciones en investigaciones de ámbito regional. *Boletín Geológico y Minero*, 114.
- Rojas, O. (2014). Aplicación de una metodología de procesamiento e interpretación de información magnetotélúrica sobre varios perfiles localizados en la zona occidental del volcán Nevado del Ruíz – Colombia. *Bol.Geol.* [online]. 2014, vol.36, n.1, pp.57-70. ISSN 0120-0283.
- Rostirolla, S.O., Assine, M.L., Fernandes, L.A., Artur, P.C. (2000). Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – o exemplo do Alto Estrutural de Quatiguá. *Rev. Bras. Geociencias* 30 (4), 639–648.
- Schuepbach Energy & Petrel Energy (2014). Obtenido de: <http://petrelenergy.com/IRM/Company/ShowPage.aspx/PDFs/14097703536/InvestorPresentation> en Diciembre del 2014.
- Severiano Ribeiro, H. J. P (2001). Estratigrafia de seqüências, fundamentos e aplicações. *Sao Leopoldo: Editora Unisinos*, 428p.

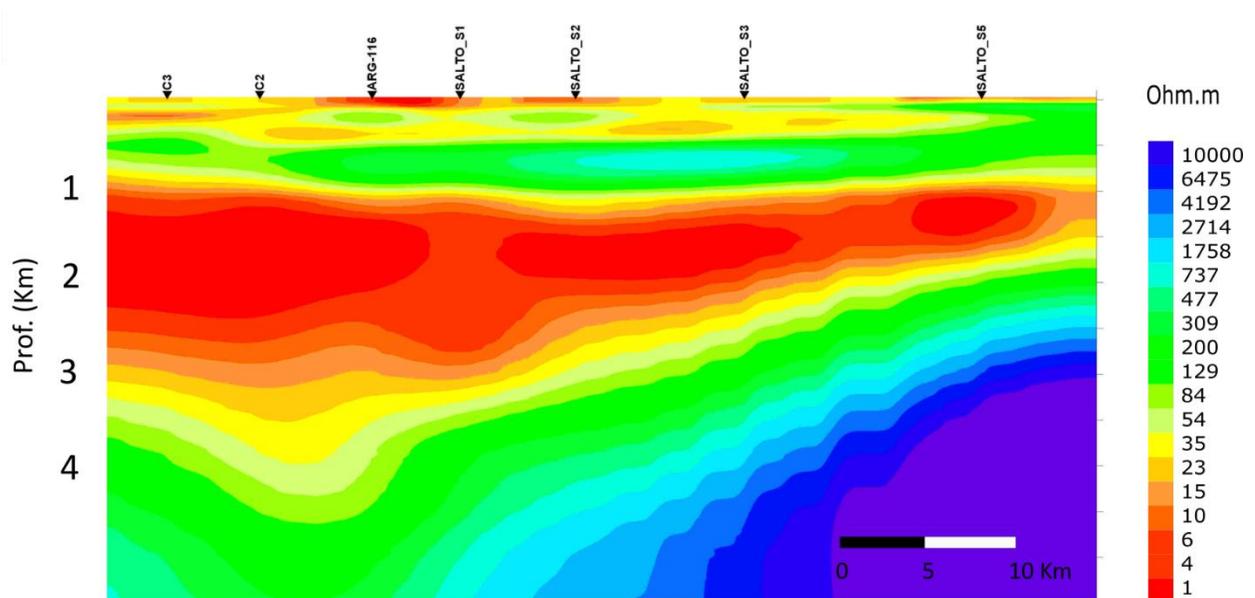
- Soares, P.C., Barcellos, P.E., Csordas, S.M. (1982). Análise, Interpretação e Integração de Lineamentos a Partir de Imagens (Radar-Landsat) e Suas Relações Com a Tectônica da Bacia do Paraná. São Paulo: Relatório RT-342/82, Paulipetro, Consórcio CESP.
- Soares, P.C., Rostirolla, S.P., Ferreira, F.J.F., Stevanato, R. (1996). O alto estrutural Pitanga-Quatiguá-Jacutinga na Bacia do Paraná: Uma estrutura litosférica. 39 Congresso Brasileiro Geologia, Salvador, Anais 5, 411–414.
- Towler, B. (2014). Geothermal Energy. In: *The Future of Energy*, 1st Edition. Academic Press. 390 pp. Chapter 11: 237-256.
- Ucha, N. & De Santa Ana, H. (1994). Exploration, perspectives and hidrocarbon potential of the Uruguayan sedimentary basins. ANCAP (inédito), Montevideo, pp: 98.
- Varas, P. (2014). Aplicación al método magnetotelúrico a la caracterización de reservorios: Anticlinal de El Hito (Cuenca) y Sistema Geotérmico de Tenerife. Tesis Doctoral, Departamento de Geodinámica y Geofísica, Universidad de Barcelona.
- Veroslavsky, G.; Fúlfaro, V.; & de Santa Ana, H. (2006a). 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.; Martínez, S.; Ubilla, M. (2006b). Capítulo I: El Paleozoico. In Veroslavsky, G.; Ubilla, M. & Martínez, S. (eds.), *Cuencas Sedimentarias de Uruguay. Paleozoico*. DIRAC. Facultad de Ciencias.
- Veroslavsky, G., Rossello, E., Lopez-Gamundí, O., de Santa Ana, H., Assine, M., Marmisolle, J., Perinotto, A. (2021). Late Paleozoic tectono-sedimentary evolution of eastern Chaco-Parana Basin (Uruguay, Brazil, Argentina and Paraguay). *Journal of South American Earth Sciences* 106. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102991>.
- Vieira, F.P. and Hamza, V.M. (2014). Advances in Assessment of Geothermal Resources of South America. *Natural Resources*, 5, 897-913. <http://dx.doi.org/10.4236/nr.2014.514077>.

- Vieira, Fábio & Guimaraes, Suze & Hamza, V. (2015). Updated Assessment of Geothermal Resources in Brazil. 480-485. 10.1190/sbgf2015-095.
- Williams C. F., Reed, M. J., Anderson, F. (2011). Updating the classification of geothermal resources. In: Proceedings 36th workshop on geothermal reservoir engineering. Stanford, CA: Stanford University; January 31–February 2, 2011. SGP-TR-191.
- Zalán, Pedro & Wolff, Sandrine & Conceição, J.C.J. & Astolfi, M.A.M. & Vieira, I.S. & Appi, V.T. & Zanotto, O.A. (1987). Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia. 1. 441-477.
- Zalán, 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.

7. ANEXOS

7.1. Transectas Magnetotelúricas sin interpretar

Transecta MT Sur



Transecta MT Norte

