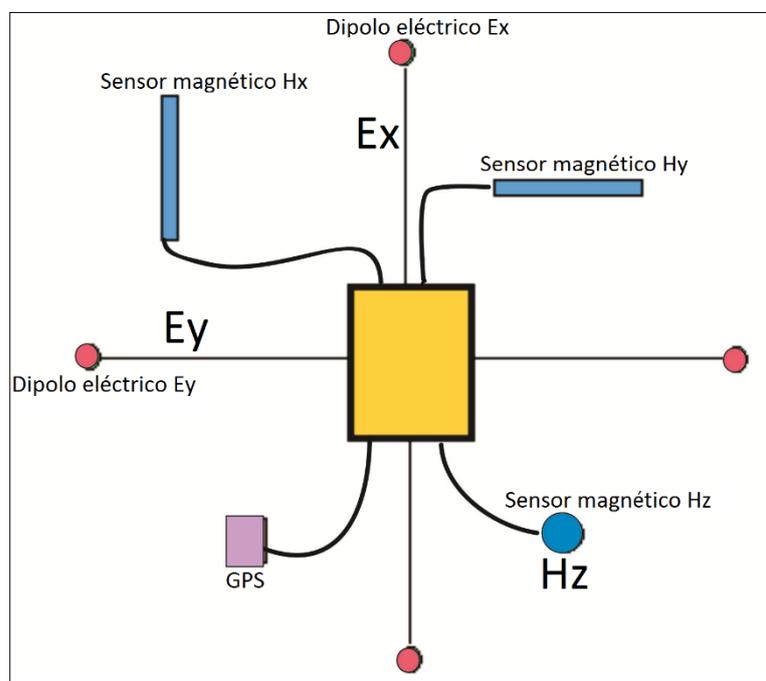


# ANÁLISIS MAGNETOTELÚRICO A LO LARGO DE UNA TRANSECTA DE ORIENTACIÓN NO-SE DEL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA LAGUNA MERÍN, URUGUAY



**Lucía Vivanco**

Tutora: Dra. Ethel Morales

Co-tutor: Mg. Ramón Caraballo

Trabajo Final de la Licenciatura en Geología

Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Uruguay

2017

*...though the road's been rocky,*

*it sure feels good to me...*

**Bob Marley**

## Resumen

La Cuenca Laguna Merín ubicada en el Sureste del territorio uruguayo tiene su génesis asociada a la fragmentación del supercontinente Gondwana y posterior apertura del océano Atlántico. Limitada al Norte por el lineamiento Cebollatí-Merín, con dirección N 50°-45°, y al Sur por el lineamiento Aiguá-India Muerta-Chuy, con dirección N 60°. Esta cuenca presenta una cobertura de sedimentos cenozoicos y cretácicos y un relleno constituido por más de 1.000 metros de rocas ígneas mesozoicas. Al presente se desconoce la profundidad a la que se encuentra su basamento, ya que todas las perforaciones profundas ubicadas en la cuenca finalizaron en litologías ígneas mesozoicas. En este trabajo se realizaron diez sondeos magnetotelúricos, uno de los cuales fue ubicado en la perforación Puerto Gómez N° 502 (la más profunda de la cuenca) a efectos de ser utilizado como sondeo paramétrico, y los nueve restantes a lo largo de una transecta de orientación NO-SE y 65 km de longitud, ubicada en el sector central de la cuenca. Se realizó el análisis de la dimensionalidad, *strike*, vectores de inducción, inversión 1-D del sondeo paramétrico e inversión 2-D de los restantes sondeos, lo que permitió caracterizar desde el punto de vista geoelectrico el basamento y el relleno de la cuenca. A través de la inversión 1-D del sondeo paramétrico se concluye la presencia de seis capas geoelectricas, las tres primeras capas corresponden a sedimentos, la cuarta a basaltos y la última al basamento. Los espesores de estas capas son consistentes con la descripción del pozo Puerto Gómez realizada en este trabajo. A partir de la inversión 2-D fue posible estimar la profundidad a la que se encuentra el basamento a lo largo de la transecta realizada, localizado entre -750 m y -1.750 m aproximadamente, y caracterizar el relleno de la cuenca como constituido por sedimentos cuyos espesores varían entre 120 m y 480 m aproximadamente. Las litologías ígneas asignables a basaltos presentan un espesor entre 100 m y 1.750 m aproximadamente. Los tres sondeos magnetotelúricos ubicados al sur de la transecta se encuentran próximos a la anomalía gravimétrica presente en la cuenca, habiéndose observado en la inversión 2-D un cuerpo subcircular a una profundidad mayor a los -1.400 m, con resistividad mayor a 256  $\Omega$ .m, el cual podría ser asignable al cuerpo generador de dicha anomalía. Por último, se reconocieron tres estructuras geoelectricas profundas, una correspondiente al límite de afloramientos del basamento, otra al lineamiento Cebollatí y la última al límite entre el cuerpo probablemente generador de la anomalía gravimétrica y el basamento.

## Índice

1. Introducción	1
1.1. Objetivos	2
1.2. Localización y vías de acceso	3
1.3. Geomorfología	4
2. Antecedentes Geológicos	5
2.1. Geología del basamento uruguayo	5
2.2. Magmatismo mesozoico	7
2.3. Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín	8
2.4. Geología de la Cuenca Laguna Merín	9
3. Antecedentes Geofísicos de la Cuenca Laguna Merín	12
4. Fundamentos del método magnetotelúrico	17
4.1. Marco teórico	17
4.1.1. Introducción y breve reseña histórica	17
4.1.2. Ecuaciones fundamentales de la magnetotelúrica	19
4.1.3. Comportamiento eléctrico de los materiales de la corteza terrestre	20
4.1.4. Profundidad de penetración	21
4.1.5. Respuestas Magnetotelúricas	22
a. Tensor de Impedancia	22
b. Función de transferencia geomagnética	22
4.1.6. Dimensionalidad geoelectrica	24
a. Medio Unidimensional	24
b. Medio Bidimensional	24
c. Medio Tridimensional	25
4.1.7. Inversión de los datos	25
a. Inversión Unidimensional del invariante	26
b. Inversión Bidimensional	26
4.1.8. Análisis de distorsión	27
a. Distorsión Galvánica	27
4.2. Competencia del método	28
5. Metodología de adquisición de datos	29
5.1. Criterios de localización de los sondeos	29
5.2. Índice planetario $K_p$	33
5.3. Procedimiento de campo	35
6. Resultados	37
6.1. Descripción del Pozo Puerto Gómez N° 502	37
6.1.1. Petrografía de muestras del Pozo Puerto Gómez N° 502	41
6.2. Sondeos magnetotelúricos	48
6.3. Curvas de resistividad aparente	48
6.4. Dimensionalidad	52
6.5. Strike	54
6.6. Vectores de inducción	56

6.7. Inversión 1-D para Sondeo 1	60
6.8. Inversión 2-D	62
7. Discusión	63
8. Conclusiones	72
9. Bibliografía	75
Anexo 1	82
Anexo 2	85

## Índice de figuras

Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio	3
Figura 2. Mapa geomorfológico del área	4
Figura 3. Red de drenaje del área de estudio	5
Figura 4. Unidades tectónicas del Uruguay y terrenos tectono-estratigráficos	7
Figura 5. Mapa de las áreas de afloramiento del magmatismo mesozoico en el Uruguay	7
Figura 6. Localización de las Cuencas Sedimentarias <i>oshore</i> , basamento cristalino y segmentos del SaLAM	9
Figura 7. Ubicación de los pozos de la Cuenca Laguna Merín	11
Figura 8. Cortes geológicos en la Cuenca Laguna Merín	12
Figura 9. Transecta magnetométrica y gravimétrica	13
Figura 10. Ubicación de los SEV	14
Figura 11. Mapa anomalía de Bouger de Uruguay	15
Figura 12a. Mapa gravimétrico de Uruguay	16
Figura 12b. Mapa magnético de la anomalía Lascano Este, Oeste y San Luis	16
Figura 12c. Mapa gravimétrico de la anomalía Lascano Este, Oeste y San Luis	16
Figura 13: Eje de los componentes magnéticos y eléctrico	18
Figura 14. Interacción viento y tormentas solares con la magnetosfera	18
Figura 15. Conductividad y resistividad eléctrica de materiales	21
Figura 16. Ejemplo gráfico resistividad y fase aparente	23
Figura 17. Tipos y causas de la distorsión galvánica	28
Figura 18. Principales fotolineamientos reconocidos en el área de estudio	30
Figura 19. Localización del área de estudio y de las transectas magnetotéluricas	32
Figura 20. Transecta magnetotélurica realizada	33
Figura 21. Índice Kp-primera campaña de campo	34
Figura 22. Índice Kp-segunda campaña de campo	35
Figura 23a y b. Equipo utilizado	36
Figura 23c. Bobinas magnéticas	36
Figura 23d. Orientación de los dipolos	36
Figura 23e. Nivelación y orientación de bobina	36
Figura 23f. Vista general del equipo	36
Figura 24. Esquema del equipo utilizado	37
Figura 25. Perfil estratigráfico del Pozo Puerto Gómez N° 502	38

Figura 26a. Pelita grisácea	39
Figura 26b. Sedimentos	39
Figura 27. Arenisca	39
Figura 28a. Arenisca	40
Figura 28b. Pelita rojiza	40
Figura 29a. Brecha volcánica autoclástica	41
Figura 29b: Basalto amigdaloides	41
Figura 29c. Basalto masivo	41
Figura 29d. Último tramo de basalto de la perforación	41
Figura 30. Fotomicrografía de brecha volcánica autoclástica	42
Figura 31. Fotomicrografía de basalto amigdaloides	43
Figura 32. Fotomicrografía de amígdala	43
Figura 33. Fotomicrografía de basalto	44
Figura 34. Fotomicrografía de basalto y amígdala	44
Figura 35 y 36. Fotomicrografía de basalto	45
Figura 37. Fotomicrografía de basalto	46
Figura 38. Fotomicrografía de basalto	46
Figura 39. Fotomicrografía de basalto	47
Figura 40. Fotomicrografía de basalto	48
Figura 41. Fotomicrografía de basalto y amígdala	48
Figura 42. Curva de resistividad aparente y fase para el Sondeo 1	49
Figura 43. Curva de resistividad aparente y fase para el Sondeo 10	50
Figura 44. Curva de resistividad aparente y fase para el Sondeo 7	51
Figura 45. Curva de resistividad aparente y fase para el Sondeo 8	51
Figura 46. Curva de resistividad aparente y fase para el Sondeo 9	52
Figura 47. Dimensionalidad de los sondeos	53
Figura 48. Dirección aproximada del <i>strike</i> general	54
Figura 49. Dirección aproximada del <i>strike</i> a altas frecuencias	55
Figura 50. Dirección aproximada del <i>strike</i> a bajas frecuencias	55
Figura 51. Dirección aproximada de los vectores de inducción general	57
Figura 52. Dirección aproximada de los vectores de inducción a altas frecuencias	58
Figura 53. Dirección aproximada de los vectores de inducción a bajas frecuencias	59
Figura 54. Curvas de resistividad aparente y fase para el Sondeo 1 sin rotar	60
Figura 55. Curvas de resistividad aparente y fase para el Sondeo 1 rotado	61

Figura 56. Inversión 1-D del invariante del Sondeo 1	61
Figura 57. Inversión 2-D de los 9 sondeos magnetotelúricos	63
Figura 58 Perfiles del SEV 6	64
Figura 59. Inversión 2-D interpretada de los sondeos magnetotelúricos	67
Figura 60. Perfil de los SEV 7, 13 y 2	68
Figura 61. Perfil de los SEV 13, 8, 5 y 6	69
Figura 62. Modelo del cuerpo generador de la anomalía	69
Figura 63. Propuesta del perfil geológico para la transecta magnetotelúrica	71

### Índice de tablas

Tabla 1. Localización de los sondeos y datos de medición	31
Tabla 2. Dirección del <i>strike</i> general, a altas y a bajas frecuencias	56
Tabla 3. Direcciones de vectores de inducción general	57
Tabla 4. Direcciones de vectores de inducción a altas frecuencias	58
Tabla 5. Direcciones de vectores de inducción a bajas frecuencias	59

### Índice de fórmulas

Fórmula 1. Ley de Gauss	19
Fórmula 2. Ley de Ampere	19
Fórmula 3. Ley de Faraday	19
Fórmula 4. Ley de Gauss	19
Fórmula 5. Ecuación constitutiva del medio	19
Fórmula 6. Ecuación constitutiva del medio	19
Fórmula 7. Ecuación constitutiva del medio	19
Fórmula 8. Profundidad de penetración	21
Fórmula 9. Tensor de impedancia	22
Fórmula 10. Resistividad aparente	22
Fórmula 11. Fase aparente	22
Fórmula 12. Función de transferencia geomagnética	23
Fórmula 13. Tensor de impedancia medio 1-D	24
Fórmula 14. Tensor de impedancia medio 2-D	25
Fórmula 15. Tensor de impedancia medio 2-D	25
Fórmula 16. Transformada de Bostick	26

## AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a mis tutores, Ethel y Ramón, por haberme guiado en este trayecto y por el tiempo y dedicación que invirtieron en las correcciones de este trabajo. Muy especialmente gracias Ethel por los consejos tantos académicos como personales, por ser una referente profesional, quien me mostró que la vida no pasa ni por un papel ni por una oficina y que todavía hay un largo camino por recorrer.

En segundo lugar, a todo el personal de INGESUR S.R.L., por los aportes y el asesoramiento geofísico, y por brindar el equipo. Al personal de DINAMIGE por permitirme acceder a la perforación de estudio y confeccionar láminas delgadas de la misma.

También me gustaría agradecer a Martín Rodríguez y Martín Gepp por acompañarme a las salidas de campo. No menos importante son Lilyam, Ivana y Lucas Tarragó, por sus excelentes correcciones durante todo el proceso de la tesis. En especial a L. Tarragó gracias por todo!

A todos mis geo-bio amigos. En especial a Diana y a Ivana por todas las grandiosas noches de estudio y risas compartidas, quienes se convirtieron en amigas y confidentes. A M.Gepp por compartir su camino con el mío, desde el inicio de todo este proceso y por los caminos que recorreremos.

A mis grandes amigos Jeny, Lucas y Cecilia por seguir acompañándome tantos años.

Dedico este trabajo a mi gran familia, por todos los días compartidos y por los que vendrán  
(ALELILUNAMAR).-

## 1. INTRODUCCIÓN

En el área continental del Uruguay se desarrollan tres cuencas sedimentarias, denominadas: Norte (de Santa Ana, 1989), Santa Lucía (Jones, 1956) y Laguna Merín (Bossi, 1966). La primera forma parte de un extenso ámbito de sedimentación intracratónica generado en el Paleozoico (de Santa Ana *et al.*, 2006); en tanto, las dos últimas tienen su génesis vinculada a los procesos de fragmentación del supercontinente Gondwana y posterior apertura del Océano Atlántico Sur, iniciados en el Jurásico superior (de Santa Ana *et al.*, 1994).

Las cuencas Santa Lucía y Laguna Merín constituyen en conjunto con otras fosas menores denominadas Minas, Aiguá, Lascano y Velázquez el lineamiento estructural Santa Lucía-Aiguá-Merín (SaLAM, Rossello *et al.*, 1999; 2000; 2007), el cual conforma un corredor tectónico transcurrente dextral con dirección general N 70°.

El estado de conocimiento de las cuencas del área continental del Uruguay es muy distinto, lo que probablemente responde a las diferencias en su potencial para contener recursos minerales y energéticos. Las cuencas Norte y Santa Lucía cuentan, cada una de ellas, con más de una decena de perforaciones exploratorias profundas que alcanzaron el basamento, realizadas en busca de hidrocarburos durante la segunda mitad del siglo pasado. La Cuenca Norte cuenta además con otro conjunto de perforaciones efectuadas por diversos organismos gubernamentales y empresas privadas tanto históricas como recientes.

Por su parte, en la Cuenca Laguna Merín existen un total de catorce perforaciones, cuatro de las cuales son perforaciones antiguas realizadas por la Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE-MIEM) y las restantes fueron realizadas por la empresa minera Orosur Mining Inc., en la década del 2000. A pesar de contar con este conjunto de perforaciones, se desconoce la profundidad a la que se encuentra el basamento y la conformación completa de su relleno, ya que ninguna perforación profunda alcanzó el basamento. Todas las perforaciones realizadas por Orosur Mining Inc. terminan en litologías ígneas mesozoicas (Cernuschi, 2011). En tanto, de las perforaciones realizadas por DINAMIGE, una corresponde a la perforación Puerto Gómez N° 502 (la más profunda de la cuenca) la cual también finaliza en litologías ígneas mesozoicas y las tres restantes (dos de las cuales alcanzan el basamento) son muy someras y están localizadas en los bordes estructurales de la cuenca.

La Cuenca Laguna Merín presenta adicionalmente como característica peculiar la anomalía gravimétrica positiva más importante del territorio continental uruguayo, siendo mayor a 100 mGal (Reitmayr, 2001), la cual a su vez es coincidente con una anomalía magnética (Cernuschi,

2011). Esta anomalía gravimétrica ha sido asignada a diversas causas, tales como la presencia de diques de rocas básicas y máficas de origen mantélico vinculados a la evolución del lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Veroslavsky *et al.*, 2002) o a la presencia de un complejo magmático intrusivo (Cernuschi, 2011). Sin embargo, la misma aún no es completamente entendida.

Diversos trabajos vinculados a esta temática, tales como Medina & Pirelli (1995), Reitmayr (2001) y Veroslavsky *et al.* (2002) sugieren la realización de estudios magnetotelúricos en la Cuenca Laguna Merín, a efectos de obtener una aproximación mayor al conocimiento y entendimiento de la misma a través de una metodología relativamente accesible y económica.

Este trabajo pretende contribuir al conocimiento de la Cuenca Laguna Merín a través de la realización de diez sondeos magnetotelúricos que conforman una transecta de orientación NO-SE, en la porción central de la misma. Dichos sondeos fueron realizados mediante un convenio establecido para tal fin entre el Instituto de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias (UdelaR) y la empresa de ingeniería y geofísica INGESUR S.R.L. La empresa aportó el equipamiento geofísico, personal y software específico, habiendo estado el procesamiento de los datos a su cargo.

## 1.1. OBJETIVOS

El objetivo principal del presente trabajo es realizar una caracterización magnetotelúrica de la Cuenca Laguna Merín, con relación a su basamento y a las diversas unidades que conforman el relleno de la misma en su porción central, a lo largo de una transecta de orientación NO-SE.

Entre los objetivos específicos se incluyen:

- Identificación y mapeo de los principales lineamientos estructurales en el área de estudio.
- Descripción del pozo Puerto Gómez N° 502 y confección de su perfil estratigráfico.
- Realización de 10 sondeos magnetotelúricos.
- Caracterización del *strike*, dimensionalidad y vectores de inducción para cada uno de los sondeos realizados.
- Inversión 1-D del sondeo paramétrico (Sondeo 1-pozo Puerto Gómez N° 502).
- Inversión 2-D de los sondeos 2 a 10.

- Caracterización magnetotelúrica del basamento y de las diferentes unidades del relleno de la cuenca.

## 1.2. LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área de trabajo está ubicada aproximadamente a 255 km de la ciudad de Montevideo, abarcando la porción central de la Cuenca Laguna Merín. Se encuentra localizada al Oeste de la ciudad Gral. Enrique Martínez (Rocha) y al Este de la ciudad de Treinta y Tres, Uruguay (Fig. 1). La transecta se encuentra limitada por las siguientes coordenadas planas UTM, x: 759674 m, 239192 m; y: 6329156 m, 6279155 m, zona 21 H.

El acceso principal desde la ciudad de Montevideo hasta el área de estudio es, en el primer tramo hacia la ciudad de Treinta y Tres a través de la Ruta Nacional N° 8, continuando desde allí por la Ruta Nacional N° 17. Otros posibles accesos son desde la localidad de Gral. Enrique Martínez por la Ruta Nacional N° 15 y desde la ciudad del Chuy por la Ruta Nacional N° 19 (Fig. 1). Existen varios caminos vecinales que facilitan el acceso y recorrido por el interior del área.

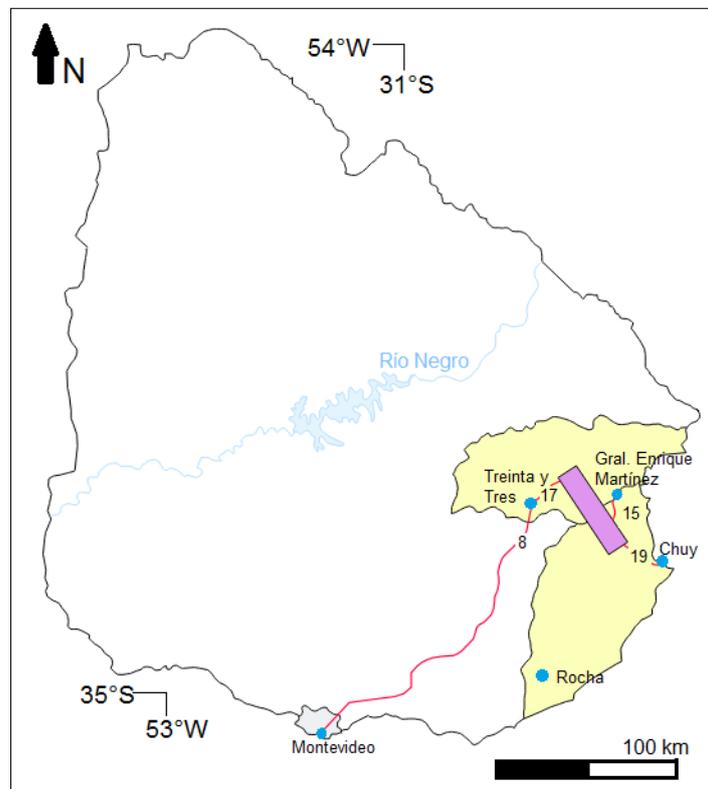


Figura 1: Mapa de ubicación del área de trabajo (rectángulo violeta). En trazo rojo se señalan las Rutas Nacionales y con puntos azules las ciudades de Montevideo, Rocha, Treinta y Tres y Gral. Enrique Martínez.

### 1.3. GEOMORFOLOGÍA

El área de estudio está caracterizada por un bajo topográfico correspondiente a un sistema de planicies, cuya génesis está relacionada a la tectónica mesozoica que dio lugar a la Cuenca Laguna Merín (Panario, 1988). Según el mencionado autor, en el área existe otra unidad geomorfológica denominada colinas y lomadas del Este (Fig. 2) correspondiente a altos topográficos y representada geológicamente en el área de estudio por los Ortogneiss de Mendizábal (Gaucher *et al.*, 2014).

Según las hojas topográficas Corrales D-21, Olimar D-20, San Luis C-22, Cebollatí C-20, Pelotas C-21 (del Servicio Geográfico Militar) el promedio de la cota altimétrica para el sector de estudio es de 15 m. Al Noreste de la ciudad de Treinta y Tres se encuentra la cota máxima (100 m) y está representada geológicamente por los ortogneisses mencionados, mientras que la cota mínima es de 10 m y corresponde a bañados.

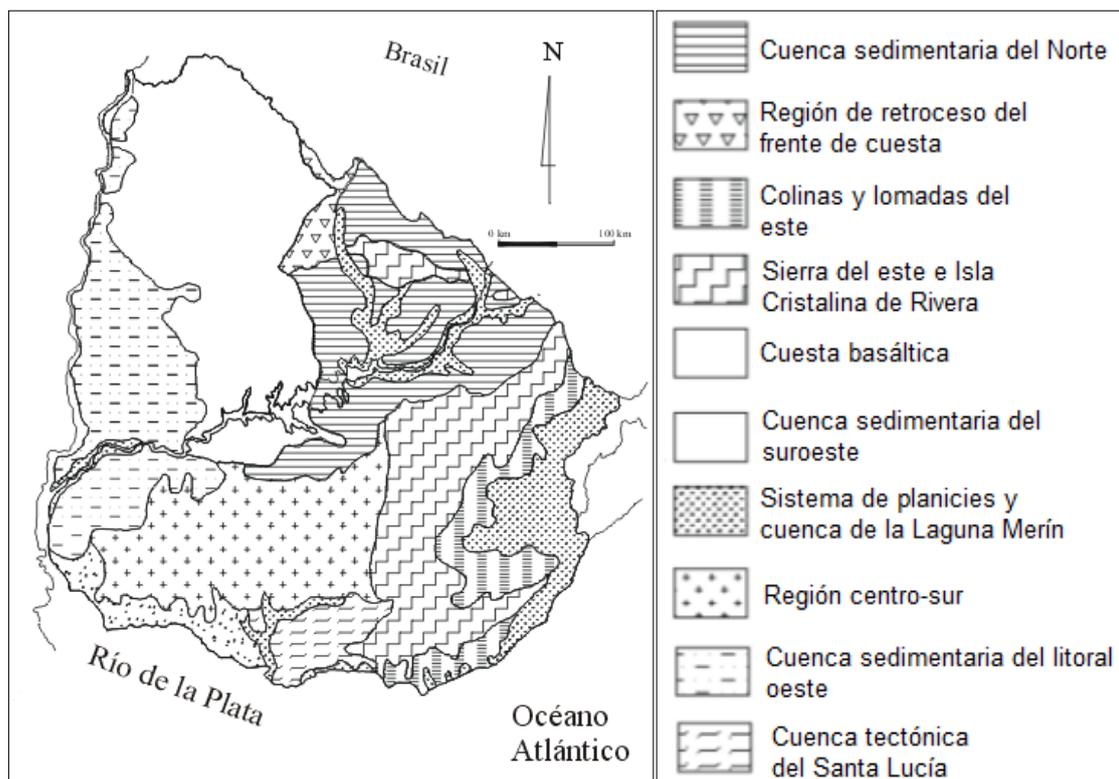


Figura 2: Mapa geomorfológico del Uruguay (Modificado de Panario, 1988).

La red de drenaje del área de estudio aporta valiosa información sobre los principales controles estructurales en la misma. La principal red de drenaje es el Río Cebollatí y corresponde a la principal dirección estructural del área, con una orientación N 50°- 45° y pequeñas inflexiones E-

O en parte de su recorrido. Además, existen otras redes fluviales con direcciones NO-SE (ejemplo, arroyo de los Chanchos); NE-SO (ejemplo, arroyo de los Porongos), y E-O (ejemplo, arroyo Grande), las que se corresponden con el resto de las direcciones estructurales presentes (Fig. 3).

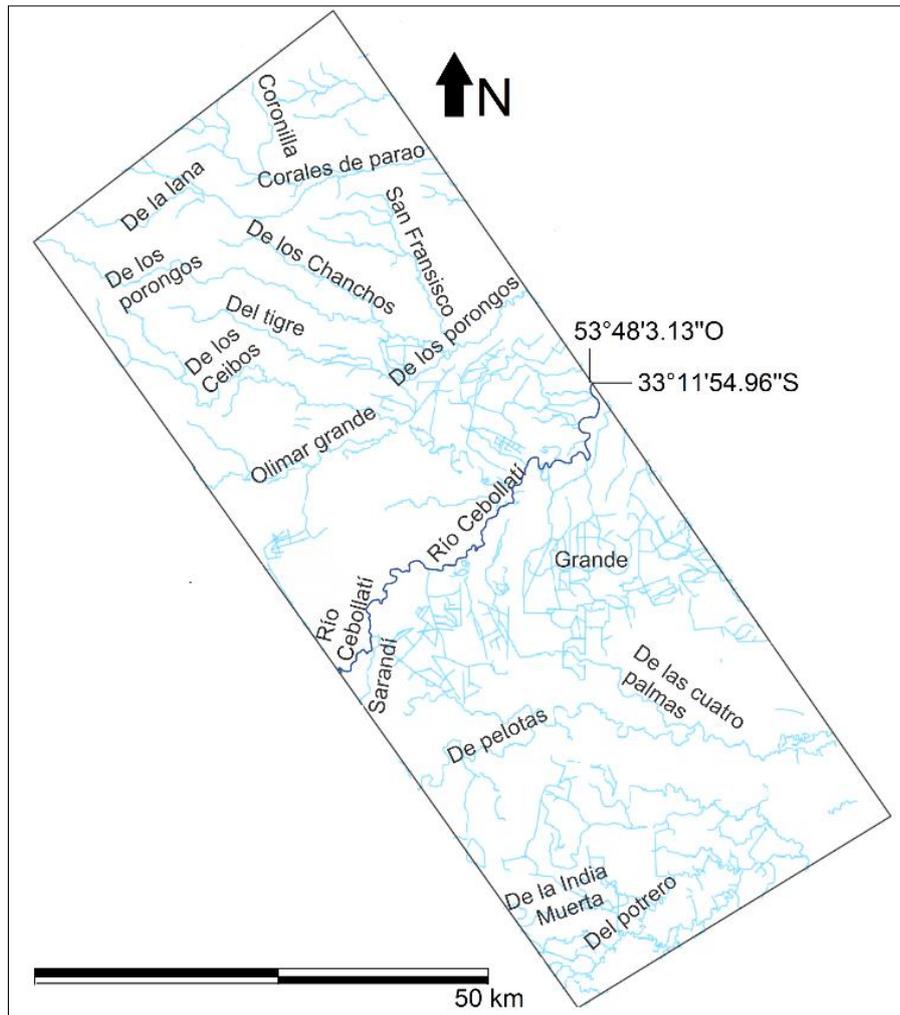


Figura 3: Distribución de la red de drenaje en el área de estudio. El trazo azul oscuro corresponde al Río Cebollatí.

## 2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

### 2.1. GEOLOGÍA DEL BASAMENTO URUGUAYO

El basamento uruguayo está representando por las litologías aflorantes en el centro sur del país y en la Isla Cristalina de Rivera, en la región noreste (Fig. 4). Diversas propuestas de subdivisión y nomenclatura de las unidades que lo componen son encontradas en la literatura, tales como

Fragoso César (1980), Bossi & Navarro (1991), Masquelín (2006), Oyhantçabal *et al.* (2010), Sánchez Bettucci *et al.* (2010), Bossi & Gaucher (2014), entre otros.

De un modo general el basamento uruguayo puede ser considerado como compuesto por tres dominios, separados por dos grandes zonas de cizalla transcurrentes denominadas: Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY, Preciozzi *et al.*, 1979) y Zona de Cizalla Sierra Ballena (ZCSB, Fragoso Cesar, 1987) (Fig. 4).

Según Masquelin (2006) los dominios que separan estas cizallas pueden denominarse: occidental, central, y oriental. El Dominio Occidental, se sitúa al Oeste de la ZCSY y es conocido como “Terreno Piedra Alta” (TPA) (Bossi *et al.*, 1993). El Dominio Central, conocido como Terreno Nico Pérez (Bossi *op. cit.*), está limitado al Oeste por la ZCSY y al Este por la ZCSB. El Dominio Oriental, situado al Este de la ZCSB se conoce con el nombre de “Batolito Cuchilla Dionisio–Pelotas” (Soliani Jr., 1986; Bossi *et al.*, 1998). Los Dominios Occidental y Central, en el sentido de Masquelin (2006), pertenecen a un área de estabilidad tectónica relativa, definida como Cratón Río de la Plata (Almeida *et al.*, 1973); en tanto que el Dominio Oriental constituye un bloque alóctono, acrecionado durante la evolución del Cinturón Dom Feliciano (Fragoso César, 1980), entre el Neoproterozoico - Cámbrico (Fig. 4).

El Cratón del Río de la Plata (CRP) definido por Almeida *et al.* (1973) está caracterizado por gneisses, migmatitas, anfibolitas y plutones graníticos de edad Paleoproterozoica cubiertos por sedimentos paleozoicos de la Cuenca Paraná, así como también cenozoicos. Oyhantçabal *et al.* (2010) redefinieron la extensión areal del CRP, el cual estaría representado en Uruguay exclusivamente por el TPA, siendo su límite Este la ZCSY.

Según Fragoso Cesar (1980) el Cinturón Dom Feliciano (CDF) está relacionado con la colisión de los cratones Congo, Kalahari y Río de la Plata durante la amalgamación de Gondwana Occidental (Neoproterozoico). Exhibe una orientación N-NE, abarcando una extensión desde el Sureste de Uruguay hasta el Estado de Santa Catarina, Brasil.

Según Masquelin (2006) incluye: (i) la Faja Metamórfica Lavalleja, (ii) el bloque Punta del Este, (iii) la Faja Granítica Orogénica, (iv) las secuencias volcano-sedimentarias (Dominios Central y Oriental), incluida la cuenca marginal “Rocha” (Dominio Oriental).

Para Sánchez Bettucci *et al.*, (2010) los límites del CDF estarían representados al Suroeste por la ZCSY y al Oeste por la zona de cizalla Fraile Muerto-María Albina, siendo el límite Este el Océano Atlántico (Fig. 4).

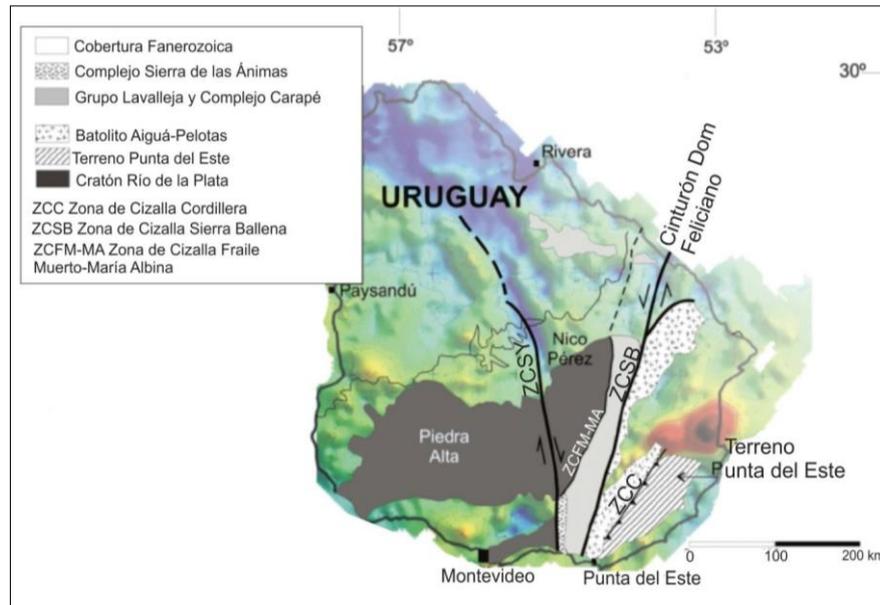


Figura 4: Principales unidades tectónicas de Uruguay, terrenos tectono-estratigráficos Nico Pérez y Piedra Alta, Cinturón Dom Feliciano y Terreno Punta del Este (Modificado de Sánchez Bettucci *et al.*, 2010).

## 2.2 MAGMATISMO MESOZOICO

El magmatismo Mesozoico asociado a la fragmentación de Gondwana está representado en las cuencas *onshore* (Fig. 5) y *offshore* del Uruguay (Bossi 1966; Preciozzi *et al.*, 1985; Muzio 2000; Muzio *et al.*, 2002; Ucha *et al.*, 2003; Muzio *et al.*, 2004; Soto *et al.*, 2011; Morales *et al.*, 2013).

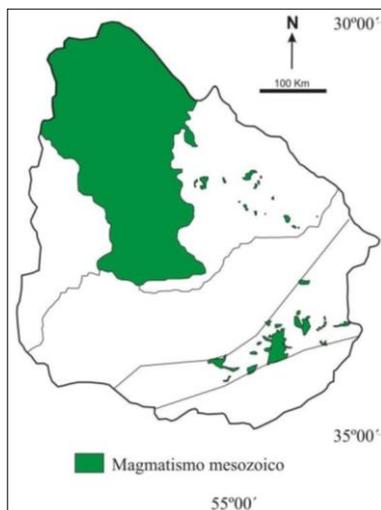


Figura 5: Mapa esquemático de las zonas de afloramientos del magmatismo Mesozoico en el Uruguay. En la porción meridional el magmatismo está restringido al lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Morales, 2006).

El magmatismo básico se reúne en las formaciones Arapey (Bossi, 1966), Cuaró (Preciozzi *et al.*, 1985), Puerto Gómez (Bossi, 1966) y Gaspar (de Santa Ana & Veroslavsky, 2003), mientras que el magmatismo intermedio a ácido en Uruguay está representado por la Formación Arequita (Bossi, 1966).

Según Preciozzi *et al.* (1985) es posible reconocer cuatro asociaciones magmáticas principales que se corresponden con diferentes etapas de fracturamiento ocurridas durante el Mesozoico. Según estos autores, la primera etapa ocurrió en el Triásico, a las que se asocian las diabasas de la Formación Cuaró. La segunda fase corresponde a la generación de las fosas tectónicas de la región sur y sureste del país y a la extrusión de los derrames basálticos de la Formación Puerto Gómez (Bossi, 1966). La tercera fase está representada por las extrusiones de los derrames dacíticos y riolíticos de la Formación Arequita y por el magmatismo subalcalino a alcalino del Macizo Valle Chico (Muzio, 2000; Muzio *et al.*, 2002). La última etapa de fracturación se corresponde a la extrusión de lavas basálticas aflorantes en el noroeste del país y agrupadas en la Formación Arapey.

### 2.3. LINEAMIENTO SANTA LUCÍA-AIGUÁ-MERÍN

De acuerdo con Rossello *et al.* (1999; 2000; 2007) las cuencas Santa Lucía, Laguna Merín y las fosas menores Minas, Aiguá, Lascano y Velázquez constituyen el lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín (SaLAM). Definido por estos autores como un corredor estructural de dirección general N 70°, con más de 450 km de largo y 40-60 km de ancho, extendiéndose desde el Sudoeste del Uruguay hasta la Laguna Merín, atravesando el área cratónica (Fig. 6). Este corredor se interpretó como un *rift* abortado (Rossello *op cit*), resultado de la extensión cortical ocurrida durante la fragmentación de Gondwana Occidental.

Según Rossello *et al.* (1999; 2000) el SaLAM puede dividirse en tres segmentos: Sudoccidental, Intermedio y Nororiental (Fig. 6). El segmento Sudoccidental, ubicado al oeste de la ZCSY, se corresponde con la Cuenca Santa Lucía y el segmento Nororiental con la Cuenca Laguna Merín. En el segmento Nororiental el SaLAM presenta un cambio de dirección hacia el Norte, donde los principales controles estructurales corresponden a los lineamientos Cebollatí–Merín, con dirección N 50°–45° (borde norte) y Aiguá–India Muerta–Chuy con dirección N 60° (borde sur) (Rossello *et al.*, 2000; Veroslavsky *et al.*, 2004).

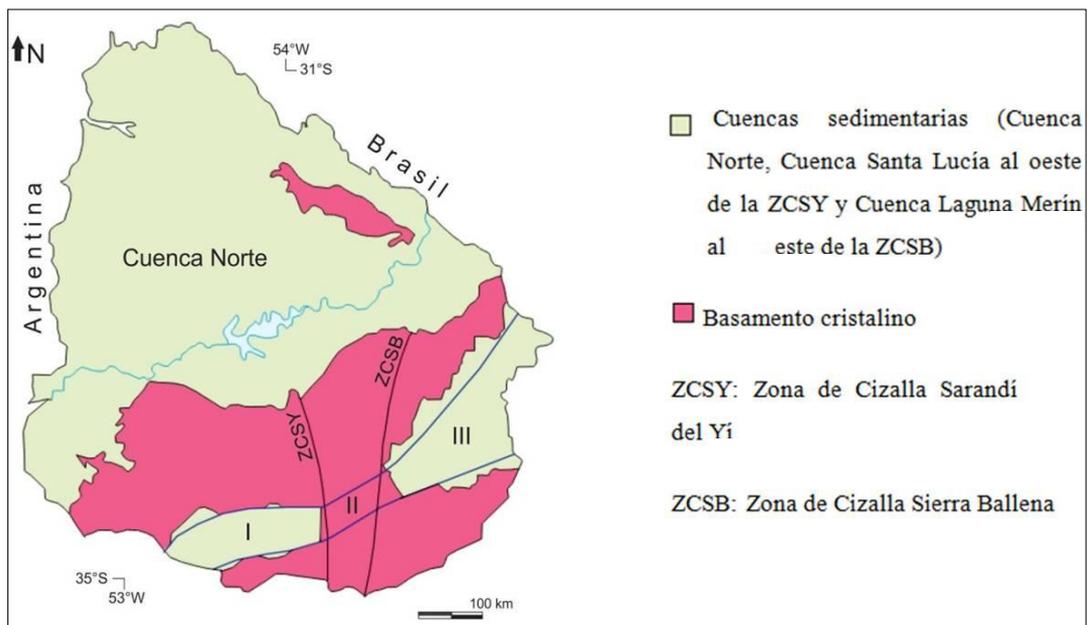


Figura 6: Localización de las Cuencas Sedimentarias onshore, el basamento cristalino y la configuración de los tres segmentos que conforman el SaLAM (I = Segmento sudoccidental; II = Segmento intermedio; III = Segmento nororiental). El SaLAM se expresa en trazo azul (Modificado de Veroslavsky *et al.*, 2004).

Según Rossello *et al.* (2000) ocurrieron dos fases tectónicas en el SaLAM. La primera, de carácter distensiva, tuvo lugar en el Juro-Eocretácico como resultado de la fragmentación de Gondwana. De acuerdo a Rossello (*op cit*) existen varias evidencias que afirman ese carácter extensional como es el magmatismo de intraplaca localizado en todo su recorrido, el cual está representado por basaltos, depósitos volcanoclásticos y por el Macizo Valle Chico en su porción central. La segunda fase, de carácter transcurrente dextral, ocurrió durante el Aptiano-Albiano. Según Rossello *et al.* (2000) su génesis está asociada a los esfuerzos de alivio de intraplaca relacionados con la fragmentación de Gondwana y a la fase de deriva de la placa Sudamericana a partir del Aptiano. Según Rossello *et al.* (2000; 2007) este carácter está manifestado por el arreglo espacial escalonado de diversos rasgos extensivos con rumbos N 100° a 130°, la configuración romboidal de los principales depocentros cretácicos y la morfología de la anomalía gravimétrica en la Cuenca Laguna Merín.

## 2.4. GEOLOGÍA DE LA CUENCA LAGUNA MERÍN

La Cuenca Laguna Merín es la que presenta el mayor volumen de rocas volcánicas e intrusivas del SaLAM, estando constituido mayoritariamente por basaltos agrupados en la Formación Puerto Gómez y lavas riolíticas y rocas volcanoclásticas de la Formación Arequita. Las rocas ígneas mesozoicas que conforman el relleno de la cuenca presentan un espesor superior a los 1.000 m

habiendo sido identificadas en la perforación Puerto Gómez N° 502 y en las diez perforaciones realizadas por la empresa minera Orosur Mining Inc., en las proximidades a la ciudad de Lascano (Rocha) (Cernuschi, 2011). En la región entre Lascano y Sierra de los Ajos (Rocha) se ha descrito un volcanismo félsico asociado a dos calderas de colapso (Rossello, 2007; Muzio *et al.*, 2008; Conti, 2008). Las mismas afloran en forma de anillos sub circulares con un ancho de 20 km.

Al NNE de la ciudad de Mariscal aflora el Macizo Valle Chico que posee una estructura subcircular de 250 km<sup>2</sup> (Muzio & Artur, 1998). Este macizo reúne sienitas, granitos, traquitas y riolitas alcali-feldespáticas, así como, subordinadamente filones de cuarzo (Muzio & Artur, 1998).

En el extremo Sureste de esta cuenca aflora el Complejo Sierra de San Miguel, compuesto por gabros, granófiros y riolitas, el cuerpo aflorante tiene 25 km de longitud y presenta una dirección EO (Muzio *et al.*, 2009).

La Cuenca Laguna Merín presenta un control estructural debido a las anisotropías del basamento, con patrones de fallamiento de ángulo bajo respecto de las anisotropías de direcciones N 70°E, EO, S 40° y NS (Rossello *et al.*, 2007).

La perforación Puerto Gómez (Fig. 7) es la más profunda de la cuenca y se ubica muy próxima al área de estudio, y fue utilizada como sondeo paramétrico en este trabajo. La misma atravesó desde el nivel 0 hasta los -63 m sedimentos cenozoicos continentales, litorales y marinos, y desde esa profundidad hasta los -156 m sedimentos de la Formación Fray Bentos (Bossi, 1966). Entre -156 m y -222 m ocurren sedimentos de la Formación Mígues (Jones, 1956; Bossi, 1966) y desde -222 m hasta -1.360 m basaltos amigdaloides (Caorsi & Goñi, 1958; Bossi, 1966) con rellenos de yeso, anhidrita, ópalo y ceolitas, pertenecientes a la Formación Puerto Gómez.

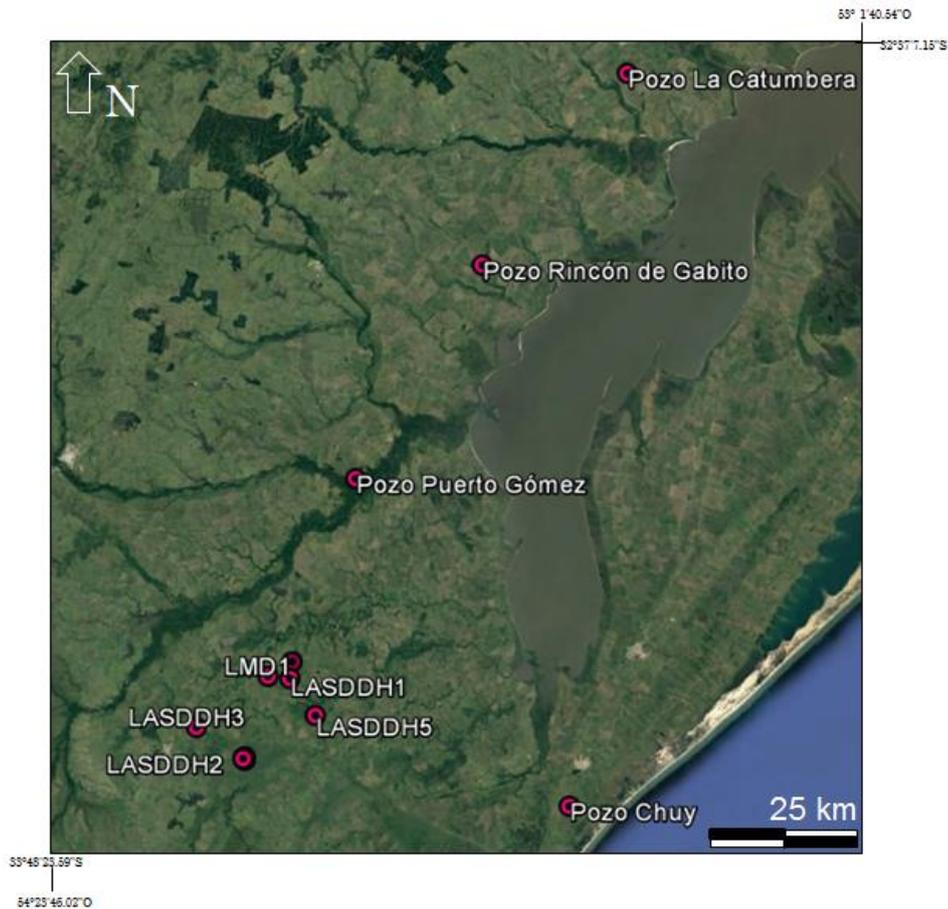


Figura 7: Ubicación de los pozos de la Cuenca Laguna Merín.

A través de análisis geoquímico Gómez & Masquelin (1996) interpretaron que los últimos 650 m de la perforación podrían estar asociados a la etapa inicial de la formación de un fondo oceánico, mientras que las lavas suprayacentes a ese límite presentan características de un ambiente de intraplaca continental, de naturaleza tholeítica.

Las perforaciones realizadas por la empresa Orosur Mining Inc. se concentran en los alrededores de la ciudad de Lascano (Rocha, Fig. 7), teniendo profundidades variables entre -451 m y -1.041 m, y muestran una gran variabilidad litológica que incluye basaltos, gabros, traquitas, dioritas, riolitas e ignimbritas, habiendo todas terminado en litologías ígneas mesozoicas (Cernuschi, 2011).

Adicionalmente a los pozos mencionados existen tres perforaciones antiguas denominadas Chuy, La Catumbera y Rincón de Gabito (Fig. 7). La primera de ellas alcanza una profundidad total de -138 m, profundidad a la que se encontraron anfibolitas (Bossi, 1966). La perforación La Catumbera atravesó sedimentos cenozoicos desde el nivel 0 a los -128 m y desde esa profundidad hasta los -140 m litologías graníticas (Bossi, 1966). El pozo Rincón de Gabito atravesó un total de 187 m, donde los primeros -182 m están representados por sedimentos cenozoicos y los últimos -5 m por basaltos (Bossi, 1966).

Montaña & Bossi (1995) basados en la información aportada por estas últimas tres perforaciones y por la perforación Palmares do Sul, ubicada en el Estado de Río Grande do Sul, realizaron dos cortes geológicos aproximadamente perpendiculares entre sí (Fig. 8) para la Cuenca Laguna Merín. En el mismo, los autores proponen un arreglo escalonado de la cuenca y una extensión de la Formación Migues restricta a las áreas aledañas a la perforación Puerto Gómez. En tanto, los sedimentos cenozoicos se apoyan, sobre la Formación Puerto Gómez (perforación Rincón de Gabito) o directamente sobre el basamento cristalino (perforación La Catumbera) (Bossi, 1966).

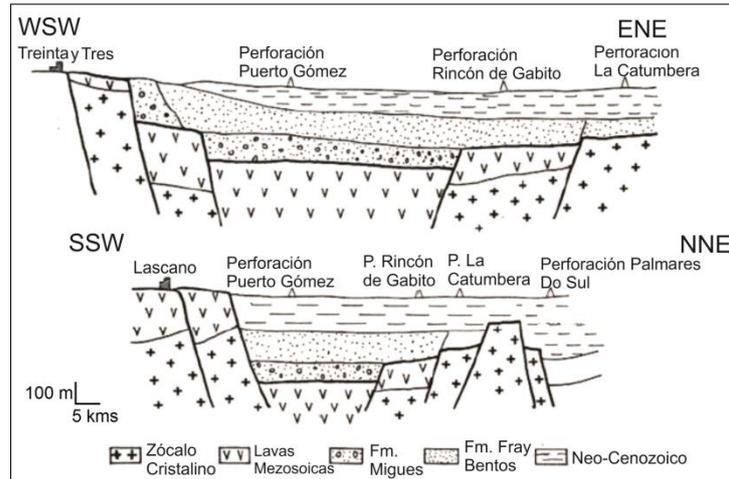


Figura 8: Cortes geológicos aproximadamente perpendiculares de la Cuenca Laguna Merín (Modificado de Montaña & Bossi, 1995).

### 3. ANTECEDENTES GEOFÍSICOS DE LA CUENCA LAGUNA MERÍN

La Cuenca Laguna Merín se caracteriza por presentar una fuerte anomalía gravimétrica Bouguer positiva, visualizada por primera vez en la Carta Gravimétrica Nacional a escala 1:1.000.000, elaborada en el año 1973 por el Servicio Geográfico Militar (S.G.M.). Esta anomalía fue estudiada por Introcaso & Huerta (1982), quienes interpretaron la alta gravedad de la Cuenca Laguna Merín como un exceso de densidad y potencial cortical.

En el año 1987 (datos publicados en 1989 en el Congreso de Geofísica, realizado en Río de Janeiro) la primer Misión Geofísica Alemana realizó magnetometría a lo largo de una transecta (Fig. 9) de 70 km de largo, desde el Sur del poblado 18 de julio (Departamento de Rocha) hasta el Río Cebollatí, pasando por el centro de la anomalía gravimétrica (Medina & Pirelli, 1995). A partir de la interpretación de esos datos se concluyó que existen tres zonas anómalas (Fig. 9), a) la primera ubicada entre los kilometrajes -3 al +3 atravesando la Sierra de San Miguel y con valores variables;

b) la segunda zona se encuentra entre los kilómetros 19 y 29, correspondiendo a un cuerpo tabular de ancho importante y ubicado a poca profundidad en relación a su espesor; c) la última zona anómala se encuentra en el km 39 aproximadamente y presenta una magnitud que excede los 600 nT, tratándose de un cuerpo no muy ancho en relación a su espesor, con buzamiento vertical a subvertical, el cual se interpretó como una posible chimenea volcánica (Medina & Pirelli, 1995).

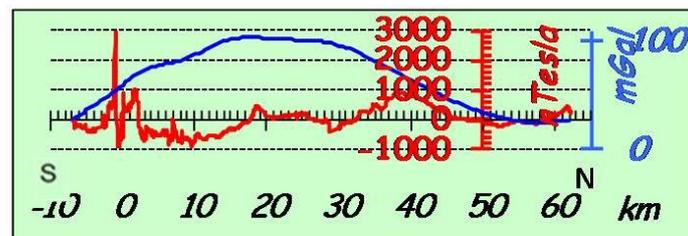


Figura 9: Perfil magnetométrico y gravimétrico, en función de los kilometrajes, realizados por la Misión Geofísica Alemana en el año 1987 (transecta magnética) y 1995 (transecta gravimétrica).

En 1990 una nueva Misión Geofísica Alemana realizó una segunda Carta Gravimétrica, en la que se observa una anomalía positiva de hasta 100 mGal, extendiéndose desde el Oeste de la ciudad de Aiguá hasta la Laguna Merín, la cual ya se visualizaba en la carta del año 1973 del S.G.M., estando desplazada en dirección NE, respecto a esta última. La anomalía gravimétrica abarca en el territorio uruguayo los departamentos de Rocha, Treinta y Tres y Lavalleja.

La transecta del perfil gravimétrico del año 1995 (Fig. 9) fue realizada de manera coincidente con la magnética del año 1987 de la Misión Geofísica Alemana. Se observó que los valores de la anomalía gravimétrica aumentan hacia el arroyo San Luis en el km 20 y desde este punto hasta el km 29 (intersección del arroyo Pelotas) se constataron los máximos valores. A partir del km 29 los valores de la anomalía gravimétrica disminuyen. Los autores en base a análisis cualitativos del perfil magnético y gravimétrico concluyen que la anomalía gravimétrica entre estos dos arroyos puede deberse a un apófisis enriquecido en minerales pesados al lado de lo que podría ser una chimenea volcánica (Medina & Pirelli, 1995).

En el año 1991 se propone a las autoridades del MIEM el Proyecto de Trabajo de Gravimetría y Sondeos Eléctricos Verticales de largo alcance (de aquí en más SEV) en los bañados de Rocha y Treinta y Tres (Fig. 10), habiéndose llevado a cabo efectivamente en el año 1995. Los SEV (en total 13) presentan una extensión de 5.000 m de AB/2 y un total de 286 medidas de resistividad. Se efectuó un SEV en el pozo Puerto Gómez con el fin de ser usado como sondeo paramétrico

(SEV 6). La interpretación de los mismos concluye que todos presentan características similares (Medina & Pirelli, 1995). A modo de ejemplo, el SEV 8 presenta una capa de muy bajas resistividades (6 a 12  $\Omega.m$ ) que puede corresponder a sedimentos arcillosos. A partir de los -260 m hasta los -1.660 m se constataron resistividades medias (40  $\Omega.m$ ) correspondiente a basaltos y por último se discriminó una capa de alta resistividad perteneciente al basamento, aunque no se descartó que pudieran corresponder a rocas basálticas (Medina & Pirelli, 1995).

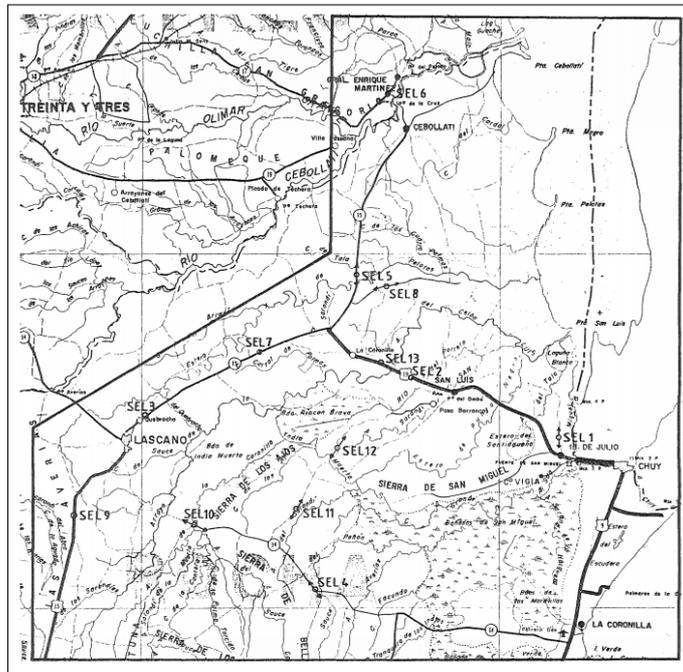


Figura 10: Ubicación de los SEV (Tomado de DINAMIGE, 1995).

Según las conclusiones del Proyecto de la Misión Geofísica del año 1995 (Medina & Pirelli, 1995) la anomalía gravimétrica está ocasionada por varios cuerpos, con composición mineralógica y química diferentes entre sí, correspondientes a un evento regional. En la figura 11 se puede observar que dicha anomalía presenta un ancho de 40 km y un largo de 80 km y una forma de elipse alargada con dirección E-NE con una amplitud que sobrepasa los 100 mGal (Reitmayr, 2001). Esta anomalía presenta continuación hacia el territorio brasilero (Medina & Pirelli, 1995; Correa, 2009; Correa *et al.*, 2010), sin embargo, la mayor amplitud se observa en la porción uruguaya (Medina & Pirelli, 1995).

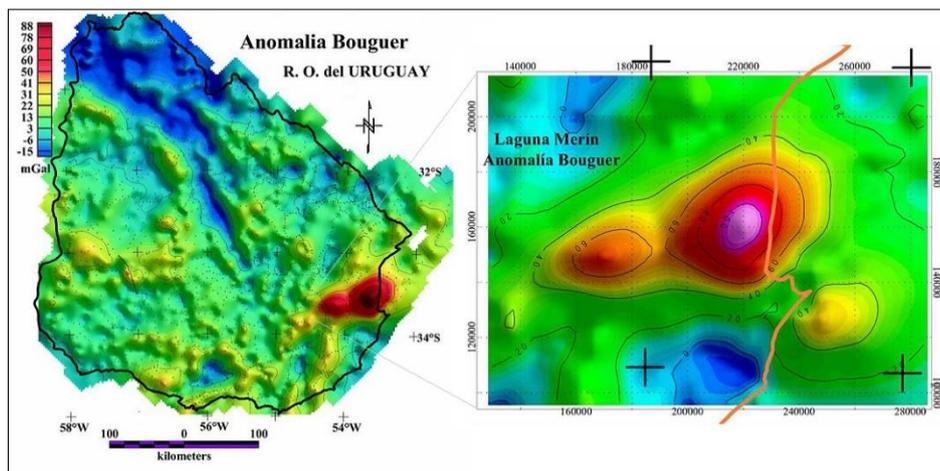


Figura 11: Mapa Anomalia Bouguer del Uruguay (Reitmayr, 2001).

El último antecedente geofísico en la cuenca corresponde a Cernuschi (2011) quien interpretó datos de gravimetría y magnetometría aeroportada adquiridos por la empresa Orosur Mining Inc. en el año 2006. En total representan 10.400 km de línea de vuelo con un espaciado entre cada línea de 400 m. Ellis & Turner (2006) *apud* Cernuschi (2011) concluyen que la anomalía gravimétrica está compuesta por cuatro cuerpos bien definidos con un ancho circular aproximado de 20-30 km (Fig. 12). Estas anomalías van desde el SO de la ciudad de Mariscal hasta el centro de la laguna Merín y se encuentran alineadas sobre el eje del *rift* abortado de la Cuenca Laguna Merín (Cernuschi, 2011).

La anomalía del SO tiene aproximadamente 20 km de ancho y es coincidente en forma con el área del complejo intrusivo Valle Chico, mientras que las dos anomalías centrales son similares en tamaño y coincidentes con dos afloramientos sub circulares que corresponden a las calderas de colapso definidas por Muzio *et al.* (2008) y denominadas por Cernuschi (2011), como anomalías de Lascano Oeste y Este. La anomalía del NE denominada San Luis por Cernuschi (2011), es la más ancha de la cuenca con más de 30 km de diámetro. La unidad geológica generadora de la anomalía podría corresponder a granófiros y gabros de la Sierra de San Miguel, la cual se encuentra aflorando en la periferia de la anomalía (Cernuschi, 2011).

Según Cernuschi (2011), la anomalía de Lascano Este se explica por un complejo magmático intrusivo sub alcalino a alcalino de 133 a 127 Ma, siendo este el segundo complejo reconocido en la cuenca, teniendo en cuenta que el primero identificado es el Macizo Valle Chico. Además, comparó la anomalía de Lascano Este con la de Lascano Oeste y con San Luis, evaluando la intensidad, geometría de las anomalías geofísicas y a su relación con el eje de la cuenca, concluyendo que la anomalía de Lascano Oeste y San Luis también se deberían a complejos

intrusivos similares (Cernuschi, 2011).

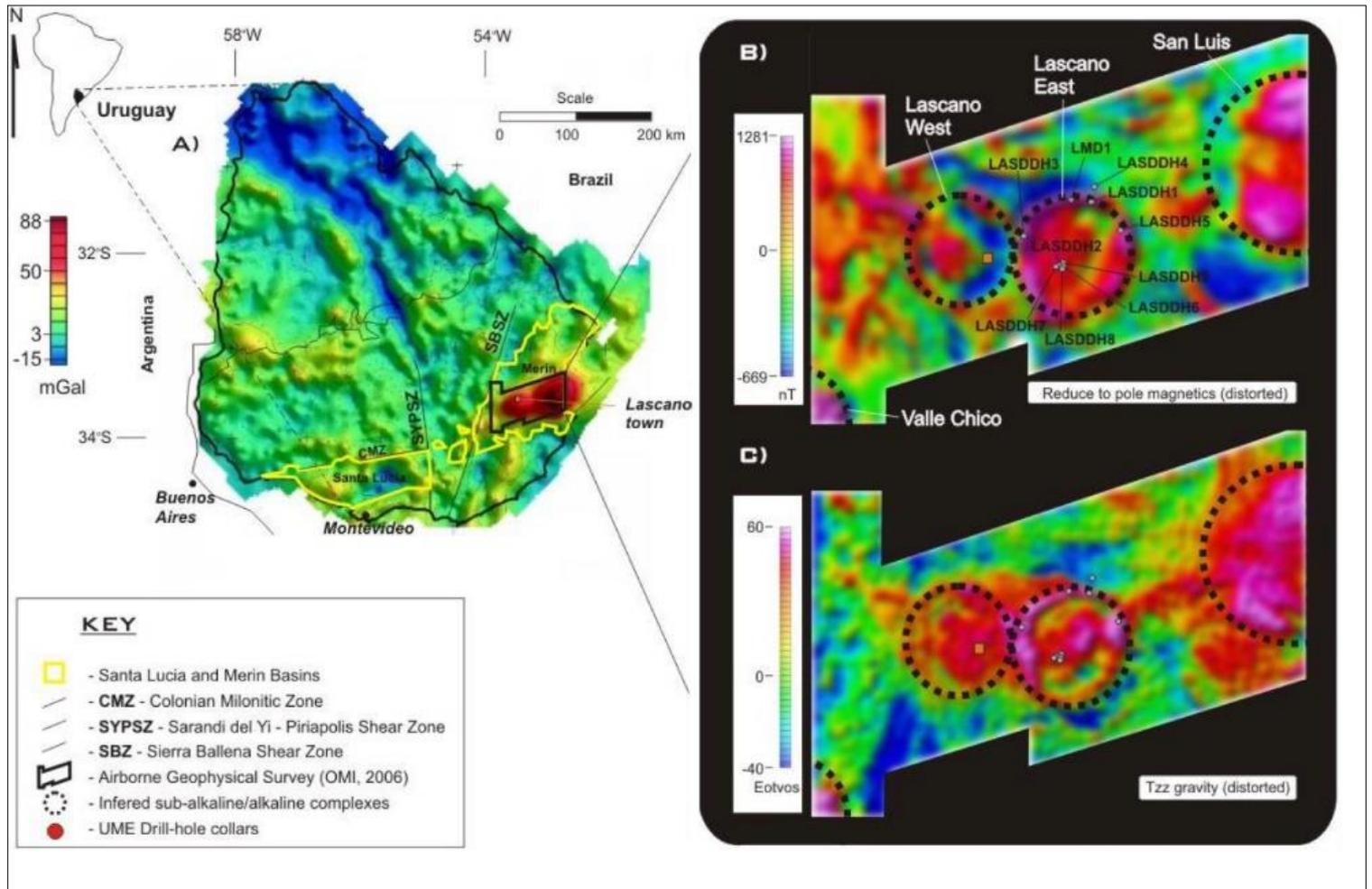


Figura 12: A: Mapa gravimétrico de Uruguay; B: Mapa magnético reducido al polo y perforaciones en la anomalía de Lascano Este y de los tres complejos intrusivos; C: Mapa gravimétrico y perforaciones en la anomalía de Lascano Este y ubicación los tres complejos intrusivos. Adaptados por Ellis & Turner (2006 apud Cernuschi, 2011).

La empresa UMG interceptó basaltos muy magnéticos en tres perforaciones realizadas en el área de la anomalía Lascano Este (LMD1, LASDDH 1 y LASDDH 3). El modelo geofísico indica que la anomalía magnética es producida por litologías poco profundas con fuerte magnetismo (menor a 1 km según Reitmayr, 2001; Ellis & Turner, 2006), por lo que es probable que al menos para esta área los basaltos sean los causantes de la anomalía magnética (Cernuschi, 2011).

## 4. FUNDAMENTOS DEL MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

### 4.1. MARCO TEÓRICO

#### 4.1.1. INTRODUCCIÓN Y BREVE RESEÑA HISTÓRICA

El método magnetotelúrico (de ahora en más MT) es una técnica geofísica utilizada en las primeras etapas de investigación de una cuenca, en la que aún no se conoce ampliamente su geología, brindando buena resolución y calidad del resultado.

El comienzo de los estudios MT data del año 1950 con la publicación de Tikhonov, la cual explica los primeros fundamentos del método. Otro valioso aporte fue dado por el geofísico francés Luis Cagniard (1953), quien desarrolló las expresiones matemáticas que relacionan las componentes eléctricas y magnéticas en un medio estratificado (Cagniard, 1953). Posteriormente, Wait (1954), Dmitriev & Berdichevsky (1979) continuaron abordando los fundamentos teóricos del método.

Mediante este método se puede discriminar la conductividad eléctrica (o su inverso, la resistividad) del material del subsuelo y de esta manera delimitar capas corticales con diferentes características físicas. Se generan modelos de resistividad eléctrica que están relacionados a la porosidad, salinidad, permeabilidad, presión y temperatura del subsuelo, entre otras características (Almaguer, 2013). La presencia de fluidos incrementa la magnitud de la conductividad y su ausencia determina que las variaciones de la conductividad se relacionen principalmente con cambios mineralógicos (Ledo & Jones, 2005).

El método MT consiste en medir simultáneamente en un mismo punto de la superficie terrestre las variaciones temporales naturales de los campos eléctricos y magnéticos (Pous & Marcuello, 2003). Como los campos magnéticos y eléctricos tienen carácter vectorial, es posible medir las tres componentes del primero ( $H_y$ ,  $H_x$ ,  $H_z$ ) y las dos componentes horizontales del último ( $E_x$ ,  $E_y$ ), siendo el eje  $x$  horizontal y referido al Norte geográfico, mientras que el eje  $y$  es horizontal y dirigido hacia el Este geográfico y el eje  $z$  es vertical, dirigido hacia el interior de la Tierra (Fig. 13). Las variaciones de los campos son ocasionadas por movimientos de cargas eléctricas en la ionósfera, energía conocida como campo electromagnético primario. Dado que la Tierra se comporta como un medio parcialmente conductor, cuando el campo primario alcanza la superficie terrestre induce un campo secundario. La superposición de ambos campos es lo que se observa y se mide en la superficie de la Tierra (Pous & Marcuello, 2003).

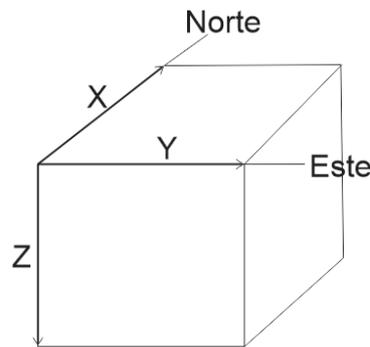


Figura 13: Ejes de los componentes magnéticos y eléctricos.

La fuente natural de energía electromagnética se origina en las tormentas eléctricas y en las variaciones de las corrientes ionosféricas. Estas perturbaciones inducen corrientes eléctricas en el subsuelo. La distribución de las mismas depende de las características del medio en el que se desplazan. Las perturbaciones ionosféricas que generan dicha corriente se originan en la interacción del viento solar con la magnetósfera (Fig. 14), dando lugar a ondas electromagnéticas en el sistema acoplado magnetósfera-ionósfera que al llegar al límite inferior de la ionósfera se transforman en campos electromagnéticos y se propagan a través de la atmósfera hasta llegar a la superficie terrestre (Almaguer, 2013).

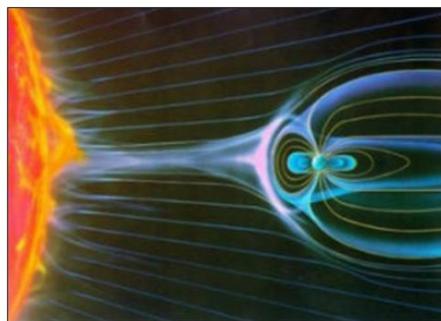


Figura 14: Viento solar y tormentas solar y su interacción con el campo magnético terrestre (NOAA, 2014).

Las señales de frecuencias bajas ( $<10$  Hz) tiene un origen relacionado con la actividad solar (vientos solares), mientras que las señales de frecuencias altas ( $>10$ Hz) están ocasionadas por tormentas eléctricas que ocurren en el planeta. La energía de estas tormentas se propaga en forma de campos electromagnéticos en el espacio conformado por la ionósfera y la superficie de la tierra, el cual actúa como una guía de ondas naturales para frecuencias ultra bajas (0,001-100 Hz). El método MT opera en intervalos de frecuencias entre 0,001 y 100 Hz, mientras que las mediciones

magnetotelégrafos en el rango entre  $10^4$  y 1 Hz se conocen como sondeos Audi-magnetotelégrafos (AMT).

#### 4.1.2. ECUACIONES FUNDAMENTALES DE LA MAGNETOTELÚRFICA

El método MT es el resultado de aplicar las leyes de Maxwell (Fórmulas 1 a 4) a la propagación de una perturbación electromagnética en el subsuelo. Maxwell desarrolló cuatro ecuaciones que describen el comportamiento de los campos eléctricos y magnéticos en el subsuelo, además de las interacciones entre ambos. Dichas leyes están dadas por las siguientes fórmulas:

- $\Phi_E = \oint \mathbf{E} \cdot d\mathbf{A} = \frac{q_{in}}{\epsilon_0}$ , Ley de Gauss (Fórmula 1)
- $\oint \mathbf{B} \cdot d\mathbf{A} = \mu_0 \mathbf{I}$ , Ley de Ampere (Fórmula 2)
- $\epsilon = -\frac{d\Phi_B}{dt}$ , Ley de Faraday (Fórmula 3)
- $\oint_s \vec{\mathbf{B}} \cdot d\mathbf{A} = 0$ , Ley de Gauss para el campo magnético (Fórmula 4)

donde,  $\Phi_E$  es el flujo del campo eléctrico,  $\mathbf{E}$  es el campo eléctrico,  $q_{in}$  es la carga neta encerrada,  $\epsilon_0$  es la permitividad eléctrica del vacío,  $\mathbf{B}$  es el campo magnético,  $\mu_0$  es la constante de permeabilidad,  $\mathbf{I}$  es la intensidad eléctrica que atraviesa la superficie,  $\epsilon$  es la fem inducida,  $\Phi_B$  es el flujo magnético.

Las ecuaciones de Maxwell implican que los campos eléctrico y magnético que varían con el tiempo son dependientes, por tanto, variaciones en el campo eléctrico generan un cambio en el campo magnético, y viceversa. Las magnitudes vectoriales de las ecuaciones de Maxwell están relacionadas a través de las ecuaciones constitutivas del medio (Fórmulas 5 a 7), según las siguientes fórmulas:

- $\vec{\mathbf{J}} = \sigma \vec{\mathbf{E}}$  (Fórmula 5)
- $\vec{\mathbf{D}} = \epsilon \vec{\mathbf{E}}$  (Fórmula 6)
- $\vec{\mathbf{B}} = \mu \vec{\mathbf{H}}$  (Fórmula 7)

donde,  $\sigma$  es la conductividad eléctrica,  $\epsilon$  es la constante dieléctrica y  $\mu$  es la permeabilidad magnética.

De las cuatro relaciones principales más las tres relaciones constitutivas, se define como se comportan los campos y las corrientes en la interfase entre dos medios.

#### 4.1.3. COMPORTAMIENTO ELÉCTRICO DE LOS MATERIALES DE LA CORTEZA TERRESTRE

Cuando se aplica un campo eléctrico, se genera un flujo de corriente eléctrica en los materiales debido al movimiento de partículas cargadas (electrones y/o iones). La corriente eléctrica que se genera es proporcional a la densidad de portadores de carga y a su movilidad. Generalmente existe una relación lineal entre la densidad de corriente eléctrica,  $\mathbf{J}$ , y el campo eléctrico aplicado,  $\mathbf{E}$ , según lo especifica la ley de Ohm, ( $\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$ ), siendo el coeficiente de proporcionalidad la conductividad eléctrica ( $\sigma$ ). La resistividad eléctrica de los materiales es el inverso de su conductividad, ( $\rho = \frac{1}{\sigma}$ ). Integrando  $\mathbf{J}$  a lo largo de toda la sección transversal del conductor obtenemos la intensidad de corriente  $\mathbf{I}$ .

Los materiales conductores (generalmente metales) son aquellos que tienen una resistividad menor a  $10^{-5} \Omega \cdot m$  (Ohm.metro), mientras que un aislante presenta una conductividad mayor a  $10^7 \Omega \cdot m$ . Entre estos dos límites se encuentran los materiales denominados semiconductores. Los conductores son materiales, cuya estructura les permite conducir la corriente eléctrica a bajas temperaturas o temperatura ambiente, siendo su resistividad al paso de la corriente eléctrica muy baja. En los materiales aislantes no es posible la conducción eléctrica a través de ellos; un caso de este tipo de materiales es el diamante. En cambio, los materiales semiconductores pueden conducir la corriente eléctrica a elevadas temperaturas o cuando se combinan con otros elementos o impurezas (Chang & College, 2002).

La resistividad eléctrica de las rocas depende, además de su composición química, de la temperatura, porosidad, saturación de agua y concentración de sales (iones para la conducción). El agua tiene un rol fundamental debido a que su presencia actúa como un electrolito en el medio.

La figura 15 (Varas, 2014) detalla los diferentes rangos de conductividad eléctrica de algunos materiales de la corteza terrestre. Las rocas ígneas y metamórficas frescas tienen una alta resistividad. Sin embargo, las mismas rocas alteradas presentan una menor resistividad lo cual puede deberse a diferentes causas, una de las cuales es que exista una intensa fracturación que permita la acumulación y circulación de agua. En cambio, las rocas sedimentarias y sedimentos normalmente presentan una menor resistividad debido a que son más porosas y es mayor la

posibilidad de que exista agua intersticial. Además, la resistividad del agua varía según la concentración de sales presente, el agua dulce presenta una alta resistividad en comparación con el agua salada. También se observa que los sulfuros metálicos presentan una resistividad muy baja. Por último, se destaca en el gráfico la buena conducción que presenta el mineral grafito.

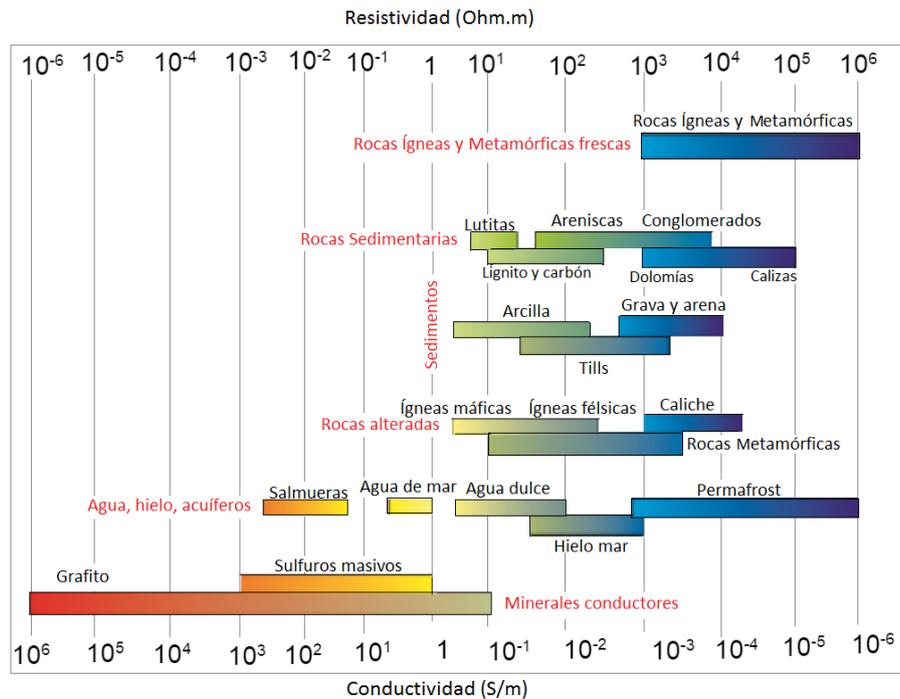


Figura 15: Gráfico de conductividad y resistividad eléctrica de algunos materiales de la corteza terrestre (Modificado de Varas, 2014).

#### 4.1.4. PROFUNDIDAD DE PENETRACIÓN

Las ondas electromagnéticas al incidir en el interior de la tierra se propagan y su amplitud disminuye con la distancia recorrida. La profundidad de penetración  $\delta$  (*skin depth*) de los campos electromagnéticos está relacionada de manera inversa con la conductividad de las rocas en el subsuelo. Mientras más conductivos sean los materiales menor será la penetración de dichos campos. La profundidad de penetración es la distancia a la cual la amplitud de la onda disminuye un factor  $1/e$  de su valor original, siendo  $e$  la constante de Napier. El valor de  $\delta$  (Fórmula 8) dependerá de la resistividad del medio y del período de la onda (Pous & Marcuello, 2003), según:

$$\delta \approx 503 \sqrt{\rho/f} \text{ (m)} \quad \text{(Fórmula 8)}$$

En donde  $\rho$  es la resistividad y  $f$  la frecuencia.

## 4.1.5 RESPUESTAS MAGNETOTELÚRICAS

### A. TENSOR DE IMPEDANCIA

Los sondeos magnetotelúricos miden las variaciones temporales de las tres componentes del campo magnético,  $\mathbf{H}_x$ ,  $\mathbf{H}_y$  y  $\mathbf{H}_z$  y las dos componentes horizontales del campo eléctrico,  $\mathbf{E}_x$  y  $\mathbf{E}_y$ . Estos componentes se miden en series de tiempo individuales que son transformados al dominio de la frecuencia ( $\mathbf{H}_x(\omega)$ ,  $\mathbf{H}_y(\omega)$ ,  $\mathbf{H}_z(\omega)$ ,  $\mathbf{E}_x(\omega)$ , y  $\mathbf{E}_y(\omega)$ ) utilizando un algoritmo de transformada de Fourier (Almaguer, 2013). Una vez obtenidas las transformaciones se puede proceder a calcular los “productos cruzados” (*cross-powers*) de donde se tendrá el tensor de impedancia  $\mathbf{Z}$  (Corbo, 2006). El tensor de impedancia  $\underline{\mathbf{Z}}(\omega)$  es una matriz compleja de orden dos que relaciona las componentes horizontales del campo eléctrico ( $\vec{E}$ ) y magnético ( $\vec{H}$ ) para una frecuencia dada ( $\omega$ ).

Este tensor depende de la distribución de conductividad eléctrica del subsuelo, por lo que la obtención del mismo para cada frecuencia o período nos permitirá conocer la estructura del subsuelo en términos de este parámetro físico (Pous & Marcuello, 2003). El tensor toma la forma (Cantwell, 1960) (Fórmula 9) de:

$$\vec{E}(\omega) = \underline{\mathbf{Z}}(\omega) \vec{H}(\omega)$$

o bien:

$$(E_x(\omega) \ E_y(\omega)) = (Z_{xx} \ Z_{xy} \ Z_{yx} \ Z_{yy})(H_x(\omega) \ H_y(\omega)) \quad (\text{Fórmula 9})$$

Los componentes del tensor de impedancia se calculan para cada frecuencia a partir del procesado de datos. Como resultado se obtienen magnitudes complejas, que poseen parte real e imaginaria y en la práctica se descomponen en la resistividad aparente y en la fase. Gran parte de la interpretación de los datos se hace a través del análisis de la resistividad aparente (Fórmula 10) y de la fase para cada frecuencia (Fórmula 11), según Vozoff (1972):

- $\rho_{aij}(\omega) = \frac{1}{2\pi\omega\mu} |Z_{ij}(\omega)|^2$ , resistividad aparente (Fórmula 10)

donde,  $ij=xx, xy, yx, yy$

- $\varphi_{ij}(\omega) = \arctan\left(\frac{\text{Im } Z_{ij}(\omega)}{\text{Re } Z_{ij}(\omega)}\right)$ , fase (Fórmula 11)

La resistividad aparente y la fase se representan en gráficos (Fig. 16) en función de la frecuencia o el período. La forma de la gráfica varía en función de las estructuras

geoelectricas que se encuentren en el subsuelo. La distribución espacial de estas estructuras controla el flujo de corriente, lo que se refleja en las curvas medidas, a partir de las cuales se puede estimar la dimensionalidad geoelectrica (1-D, 2-D o 3-D).

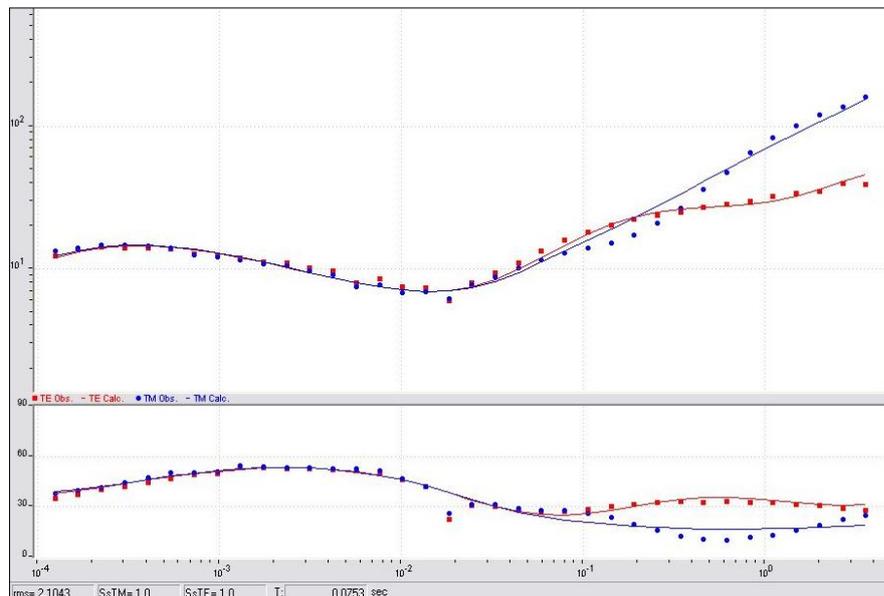


Figura 16: Ejemplo de gráfico de resistividad aparente y fase en función del período.

## B. FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA GEOMAGNÉTICA

La transferencia geomagnética,  $\vec{T}$ , o a veces denominada *tipper* (Fórmula 12), describe la relación lineal entre los dos componentes horizontales y el componente vertical del campo magnético, para cualquier frecuencia (Jones, 1988). El valor del componente vertical del campo magnético ( $H_z$ ) tiende o es muy cercano a cero, salvo cuando existan cambios laterales en la conductividad. Se trata de un vector complejo que depende de la frecuencia y está dado por la fórmula (Varas, 2014):

$$\mathbf{H}_z(\omega) = (T_x(\omega), T_y(\omega)) \cdot (H_x(\omega) H_y(\omega)) \quad (\text{Fórmula 12})$$

Este vector está representado por los “vectores de inducción” (Parkinson, 1959, 1962; Wiese, 1962). De acuerdo a la convención de Parkinson (1959), los vectores apuntan hacia zonas de concentración de conductores.

Debido a que el campo magnético vertical se genera por cambios laterales de conductividad (Jones & Price, 1970; Jones, 1986; Simpson & Bahr, 2005), los vectores son útiles para indicar una presencia o ausencia de variaciones laterales de la conductividad, pero no sirven para aproximar una magnitud a la conductividad eléctrica.

#### 4.1.6. DIMENSIONALIDAD GEOELÉCTRICA

La forma que adquiere el tensor de impedancia depende de la distribución espacial de las estructuras presentes.

##### A. MEDIO UNIDIMENSIONAL

Son los casos más simples, se trata de medios homogéneos o unidimensional (1-D), en donde no hay variaciones laterales de la resistividad (capas horizontales), por lo que la conductividad eléctrica depende solamente de la profundidad. Geológicamente puede corresponder a regiones tectónicamente estables, como puede ser una plataforma marina o una cuenca sedimentaria (Consortio Guaraní, 2008).

Las componentes diagonales del tensor de impedancia valen cero ( $Z_{xx}$  y  $Z_{yy}$ ) y las otras dos componentes tienen el mismo módulo pero signos opuestos. El tensor de impedancia para un medio 1-D es (Fórmula 13) (Tikhonvo, 1950; Cagniard, 1953):

$$\underline{Z}_{1D}(\omega) = \begin{pmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy}(\omega) \\ -Z_{xy}(\omega) & 0 \end{pmatrix} \quad (\text{Fórmula 13})$$

##### B. MEDIO BIDIMENSIONAL

Para el caso de estos medios, la conductividad eléctrica se mantiene constante solamente en una dirección horizontal, denominada *strike*, mientras que verticalmente y en otras direcciones horizontales diferentes al *strike* la conductividad varía.

Según Varas (2014), en caso de medios bidimensionales, "los campos eléctricos y magnéticos son ortogonales entre sí y el campo eléctrico paralelo al *strike* ( $\mathbf{E}_x$ ) sólo inducirá campos magnéticos en el plano vertical perpendicular al *strike* ( $\mathbf{H}_y$ ,  $\mathbf{H}_z$ ); mientras que el campo magnético paralelo al *strike* ( $\mathbf{H}_x$ ) sólo inducirá campos eléctricos en el plano vertical perpendicular al *strike* ( $\mathbf{E}_y$ ,  $\mathbf{E}_z$ )". Se definen dos resistividades y dos fases. Existen dos modos de polarización de los campos, uno cuando el flujo de corriente máximo (mínima resistividad) es paralelo a la estructura regional, el cual se define como el modo Transverso Eléctrico (TE) que describe las corrientes que circulan paralelo al *strike* y el otro cuando el flujo magnético máximo es paralelo a la estructura, denominado Transverso Magnético (TM), el cual describe las corrientes que circulan en la dirección perpendicular del *strike*. Sin embargo, los modos TE y TM se definen para todos los casos, siendo un concepto general, no solo en situaciones 2-D.

En estos tipos de medios (por ejemplo, capas planas paralelas con cierto buzamiento) pueden ocurrir dos cosas, según si la dirección de las estructuras coincide o no con el sistema de referencia de la medición. Para el primer caso, la medición se realiza en los ejes principales, esto es a lo largo y perpendicularmente a una estructura regional (por ejemplo, un plano de falla). En estas situaciones las componentes eléctricas del tensor de impedancia están relacionados con sus ortogonales magnéticos y viceversa. Los elementos de las diagonales en el tensor de impedancia en la dirección del *strike* son nulos (Fórmula 14). Como hay variaciones laterales de la conductividad, las componentes de la anti-diagonal ( $Z_{xy}$  y  $Z_{yx}$ ) son diferentes entre sí y representan los componentes TE y TM (Varas, 2014). El tensor de impedancia está representado por la siguiente fórmula:

$$\underline{Z}_{2D}(\omega) = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy}(\omega) & Z_{yx}(\omega) & 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{TE}(\omega) & Z_{TM}(\omega) & 0 \end{pmatrix} \quad (\text{Fórmula 14})$$

Si la medición del sondeo no coincide con los ejes de la estructura regional, los elementos diagonales del tensor de impedancia no serán nulos. Sin embargo, se puede rotar los ejes de medición un determinado ángulo (ángulo de *strike*), en donde los componentes diagonales del tensor de impedancia serán igual a cero, dado por la siguiente fórmula (Fórmula 15):

$$\underline{Z}_{2D} = R_{\theta} Z_{obs} R_{\theta}^T \quad (\text{Fórmula 15})$$

Donde,  $R_{\theta}$  es la matriz de rotación y  $R_{\theta}^T$  su transpuesta,

$$R_{\theta} = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta & -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \quad R_{\theta}^T = \begin{pmatrix} \cos \theta & -\sin \theta & \sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix}$$

De esta manera los componentes TE y TM se determinan rotando el tensor de impedancia el ángulo requerido.

### C. MEDIO TRIDIMENSIONAL

El caso tridimensional (3-D) es el caso más común. La conductividad varía en todas las direcciones. Todos los componentes del tensor de impedancia serán diferentes entre sí y de cero. El tensor de impedancia adquiere el valor según la Fórmula 9.

#### 4.1.7. INVERSIÓN DE LOS DATOS

El objetivo es obtener un modelo que incluya las propiedades físicas del terreno para describir el subsuelo partiendo de los datos medidos en campo. Un modelo invertido debería reproducir los

datos geofísicos medidos y ser consistente con otros antecedentes existentes. En los sondeos MT se busca encontrar un modelo en función de la resistividad de las estructuras geológicas y que las mismas se relacionen con las resistividades aparentes y fases medidas para un determinado rango de frecuencias por cada sondeo (Corbo, 2006).

#### A. INVERSIÓN UNIDIMENSIONAL DEL INVARIANTE

A partir de las curvas de resistividades aparentes y fases del invariante, se puede determinar la estructura que tiene el subsuelo, partiendo de la variación de resistividad en función de la frecuencia (Almaguer, 2013). Es posible obtener modelos de profundidades a partir de la inversión de los datos usando un algoritmo Occam (Constable *et al.*, 1987), cuya principal característica es la generación de modelos suavizados. Además, para la interpretación de los sondeos existe la transformada de Bostick (1977), la cual comprende las siguientes ecuaciones:

$$\rho(z) = \rho_a(\omega) \frac{\pi}{2\phi(\omega)} - 1; Z = \sqrt{\rho_a(\omega) / \mu(\omega)} \quad (\text{Fórmula 16})$$

A partir de la inversión unidimensional de sondeos individuales es posible construir secciones de resistividad en función de la profundidad considerando la interpolación de los valores de resistividad obtenidos entre sondeos contiguos.

El procedimiento para los modelos 1-D es realizado por el programa computacional comercial Winglink®.

#### B. INVERSIÓN BIDIMENSIONAL

Se utiliza para generar modelos de resistividad que reproduzcan los datos y representen las condiciones físicas presentes en el subsuelo (Almaguer, 2013). A través de dichos modelos se pueden identificar áreas con reservorios geológicos y determinar lugares para campañas de perforaciones.

La inversión 2-D es un proceso más elaborado que el 1-D. Sin embargo, también se puede realizar utilizando un software comercial (por ejemplo, Geotools, WingLink®) que utilizan rutinas ampliamente probadas desarrolladas, por Rodi & Mackie (2001), entre otros. Una suposición común a ambas rutinas es que el perfil al que se va a hacer la inversión sea perpendicular al campo eléctrico. Por esta razón es importante estimar la dirección de la estructura regional y rotar la impedancia al sistema de referencia definido por las principales estructuras.

#### 4.1.8. ANÁLISIS DE DISTORSIÓN

Los problemas de distorsión generan un cambio en las mediciones, lo que conduce en un mal entendimiento de la estructura estudiada, si no se corrigen adecuadamente. Se pueden deber a varias situaciones, como por ejemplo a la presencia de pequeñas estructuras locales que afectan al campo eléctrico regional.

Berdichevsky *et al.* (1973) clasificaron a la distorsión según sus efectos en dos tipos: distorsión galvánica o también llamado corrimiento estático y de efectos de la inducción electromagnética.

El efecto de inducción electromagnética no es tan importante como el galvánico, debido a que los efectos inductivos desaparecen, ya sea por bajas frecuencias o por un tamaño pequeño de la heterogeneidad (Jiracek, 1990; Caldwell *et al.*, 2004).

##### A. DISTORSIÓN GALVÁNICA

Esta distorsión esta ocasionada por acumulación de cargas en la interfase de capas superficiales, en donde existe una gran diferencia de resistividad. Se genera un campo electromagnético anómalo que afecta a los campos magnéticos y eléctricos. El campo magnético que se genere será pequeño y podrá ser despreciable, en cambio el campo eléctrico generado posee una magnitud significativa, al igual que el campo eléctrico regional. La distorsión galvánica se debe prácticamente a campos eléctricos anómalos, ya que la distorsión ocasionada por los campos magnéticos es despreciable (Bahr, 1988; Jiracek, 1990). Este tipo de distorsión se observa en las gráficas en donde las curvas de resistividades poseen un desplazamiento vertical, en donde las resistividades se multiplican por un factor constante desconocido (Consortio Guarani, 2008). Sin embargo, las fases no son afectadas por este fenómeno (Jones, 1988).

Existen tres subclases de distorsión galvánica, *static shift*, distorsión galvánica topográfica y *current channeling* (Fig. 17) (Chave & Jones, 2012; Jiracek, 1990; Jones, 1983b). Se denomina *static shift* a las distorsiones de pequeña escala, se generan por la presencia de inhomogeneidades 3-D superficiales (Chave & Jones, 2012). Además, cuando existe una topografía acusada se genera la distorsión galvánica topográfica (Jiracek, 1990). Esto ocurre cuando el campo eléctrico primario es perpendicular a la superficie topográfica. En un medio 2-D será el modo TM el que se vea modificado por esta distorsión (Miensopust, 2010). La última subclase de distorsión galvánica, está relacionada a efectos regionales que distorsionan a los campos locales. Esta distorsión se

denomina *current channeling* y se origina cuando existe un conductor que afecta al campo eléctrico regional (Jones, 1983).

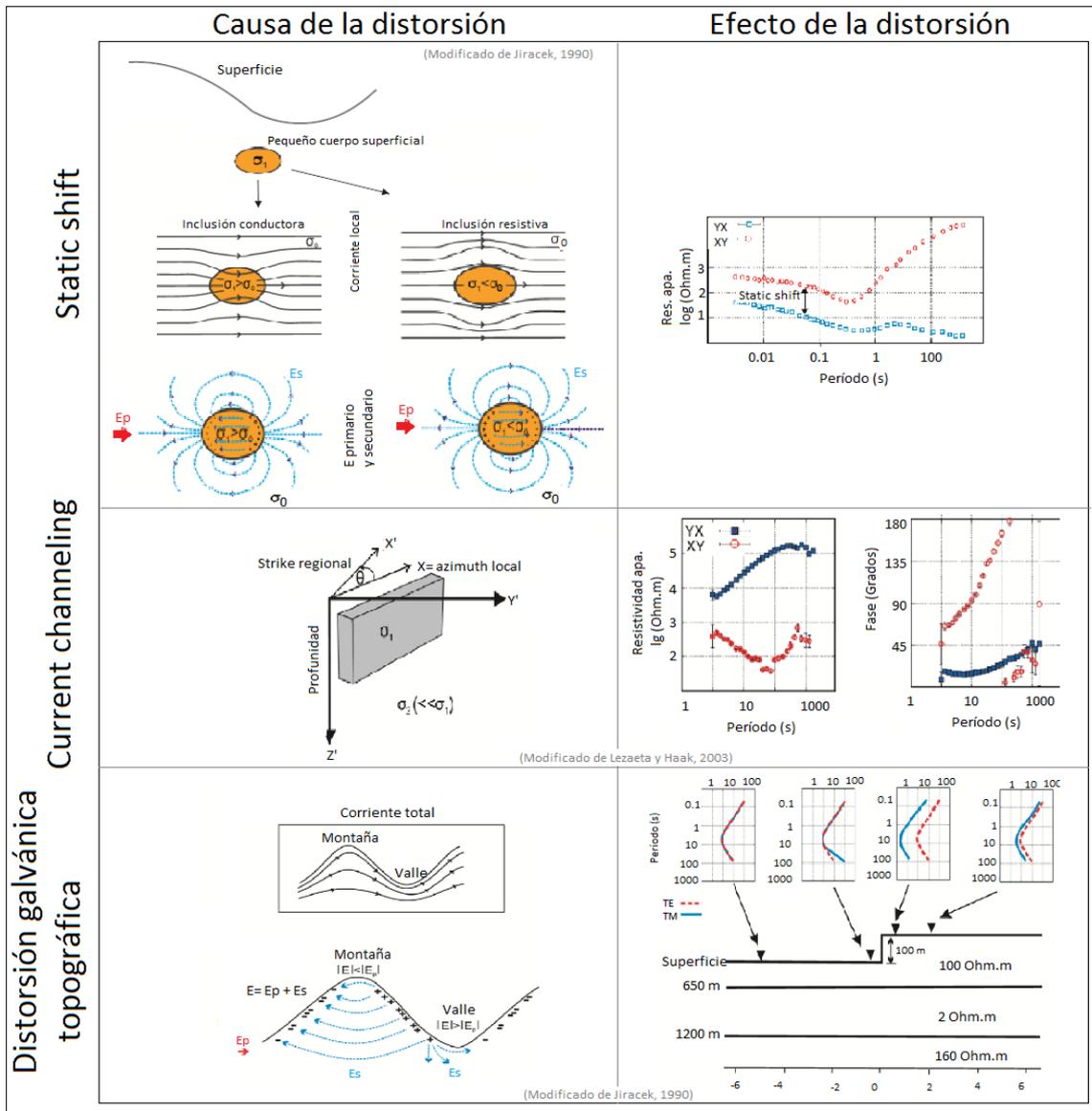


Figura 17: Tipos de distorsiones galvánicas, causa de la distorsión y efectos de la misma (Modificado de Perlas Varas 2014).

## 4.2. COMPETENCIA DEL MÉTODO

El método MT presenta ciertas ventajas respecto a otros métodos geofísicos en las primeras etapas de análisis de un área, debido a su bajo costo relativo, a su carácter amigable con el medio y a que es más sencillo de utilizar en áreas inaccesibles o de difícil acceso.

Se trata de un buen método para inferir las características del subsuelo a grandes profundidades, aportando el contraste de resistividad entre el basamento y la cuenca. Este método ha sido utilizado para la caracterización geofísica de los sistemas geotérmicos, ya que es posible identificar la mayor parte de los elementos que componen dicho sistema, tales como la capa sello, la fuente de calor y el reservorio geotérmico, diferenciados por sus contrastes de resistividad eléctrica (Rojas, 2014). Asimismo, se utiliza para discernir la presencia de reservorios geológicos, como por ejemplo reservorios de hidrocarburos o acuíferos, entre otros (Ledo & Jones 2005).

Se trata de un método que requiere ser correctamente adquirido, siendo necesario realizar un análisis del índice planetario  $K_p$  (Ver 5.2.), a efectos de que los datos no se presenten afectados por perturbaciones en la magnetosfera y adicionalmente se requiere conocer la estructuración del área, ya que la presencia de discontinuidades influye en los datos. Por otro lado, se trata de un método que no aporta información de detalle.

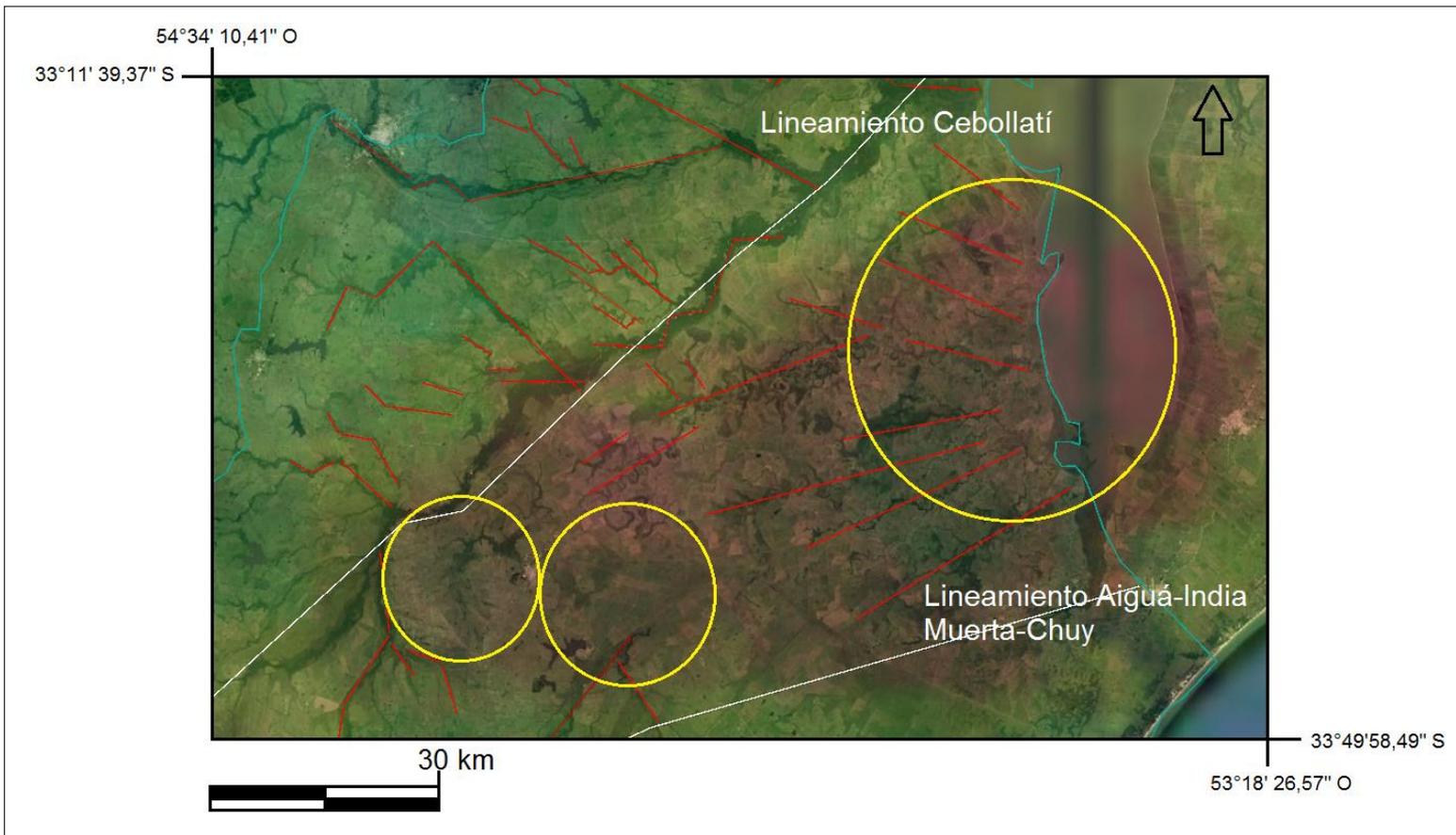
## 5. METODOLOGÍA DE ADQUISICIÓN DE DATOS

### 5.1. CRITERIOS DE LOCALIZACIÓN DE LOS SONDEOS

Previo a las tareas de adquisición de datos geofísicos se realizó una revisión de antecedentes geológicos, un análisis de la red hidrográfica y la identificación de los principales lineamientos estructurales presentes en la Cuenca Laguna Merín, mediante la utilización de imágenes satelitales (Fuente: Google Earth, imágenes extraídas en el año 2015), fotos aéreas y hojas topográficas (Corrales D-21, Olimar D-20, San Luis C-22 y Pelotas C-21) del S.G.M.

La figura 18 muestra los principales lineamientos identificados en el área de estudio y sus proximidades. La red de drenaje más importante y con más expresión geomorfológica en toda la cuenca es el Río Cebollatí, controlado por el lineamiento homónimo, cuya dirección general es  $N 45^\circ-50^\circ$ , presenta algunas inflexiones menores E-O. Asimismo, la otra estructura que controla a la cuenca está dada por el lineamiento Aiguá-India Muerta-Chuy, con dirección general  $N 60^\circ$ .

Entre estos dos lineamientos mencionados, las principales estructuras exhiben un patrón radial hacia el centro de la Laguna Merín, hacia el denominado Complejo San Luis (Cernuschi, 2011), que corresponde al máximo gravimétrico, exponiendo una orientación de las mismas desde NO hasta EO. En tanto, al Norte del lineamiento Cebollatí el padrón de lineamientos estructurales es diferente, exhibiendo una orientación preferencial NO y en forma subordinada EO y NE (Fig. 18).



*Figura 18: Trazo rojo los principales lineamientos reconocidos en el área de estudio de la Cuenca Laguna Merín, el punto blanco corresponde a la Ciudad de Treinta y Tres, en trazo blanco se señalan los lineamientos Cebollatí y Aiguá-India Muerta-Chuy. Los círculos amarillos muestran los complejos magmáticos intrusivos denominados de E a O, Lascano Este, Lascano Oeste y San Luis por Cernuschi (2011).*

La elección primaria de la ubicación de los sondeos respondió a la posibilidad de establecer la mayor equidistancia posible entre el sondeo y los lineamientos identificados, y a que la transecta final tuviera una orientación lo más perpendicular posible a los mismos. De ese modo, la orientación NO-SE de la transecta es perpendicular a los bordes estructurales de la Cuenca Laguna Merín. Además, originalmente la ubicación de los sondeos fue considerando una equidistancia a los dos máximos gravimétricos de la cuenca, sin embargo, por cuestiones logísticas esto no se pudo lograr, y el tramo S de la transecta se acerca al máximo gravimétrico de la cuenca.

Una vez en el campo para la localización final de los sondeos magnetotelúricos se tuvieron las siguientes consideraciones a efectos de optimizar la calidad del dato: a) distancia no inferior a los 200 m de conductores eléctricos (por ejemplo, cercas o líneas de alta tensión) y de áreas transitables por vehículos o animales, b) áreas no anegadas, c) resistividad de contacto entre 0-1500  $\Omega$ .

Los datos geofísicos fueron obtenidos mediante el equipo ADU-07, de la empresa Metronix, en dos salidas de campo distintas. En primer instancia se adquirieron 6 sondeos MT (Fig. 19, sondeos 1 al 6), distanciados aproximadamente 7,5 km entre sí. Cinco de ellos dan lugar a una transecta de orientación NO-SE y aproximadamente 25 km de longitud (sondeos 2 a 6), en tanto que el Sondeo 1 se ubicó fuera de la transecta y sobre la perforación Puerto Gómez (Fig. 19, icono 1), a efectos de ser utilizado como sondeo paramétrico.

En virtud de que la profundidad de investigación que se quiera alcanzar depende de la duración del tiempo de medición, a efectos de alcanzar profundidades de varios km, los sondeos tuvieron una duración de entre 20 y 41 horas aproximadamente (Tabla 1).

*Tabla 1: Localización de los sondeos y datos de medición.*

Sondeo	Latitud (S)	Longitud (O)	Fecha inicio medición	Fecha fin medición	Duración medición (hh:mm:ss)
1	33°16'13,00"	53°52'1,00"	16/07/2015	18/07/2015	36:27:00
2	33°24'32,00"	53°58'2,00"	18/07/2015	19/07/2015	21:49:00
3	33°27'7,00"	53°55'26,00"	20/07/2015	22/07/2015	39:26:00
4	33°30'16,00"	53°52'50,00"	16/07/2015	18/07/2015	41:14:00
5	33°33'2,00"	53°50'23,00"	18/07/2015	19/07/2015	20: 25:00
6	33°36'37,90"	53°46'57,90"	20/07/2015	22/07/2015	40: 57:00
7	33°8'43,00"	54°12'58,00"	22/11/2015	22/11/2015	00:55:00
8	33°10'27,00"	54°11'46,00"	23/11/2015	23/11/2015	00:57:00
9	33°12'38,00"	54°12'0,00"	23/11/2015	23/11/2015	02:28:00
10	33°20'41,00"	54°1'14,00"	22/11/2015	23/11/2015	25:34:00

En segunda instancia se adquirieron datos a lo largo de una segunda transecta que posee una longitud de 30 km y una orientación NO-SE, estando localizada en el límite norte de la Cuenca Laguna Merín, en donde se constató la presencia de afloramientos del basamento (Ver Anexo 1). Se realizaron 4 sondeos MT (Fig. 19, sondeos 7 al 10), que están distanciados entre sí 4 km aproximadamente, con excepción del Sondeo 10 que está distanciado 22 km del Sondeo 9. Los mismos tuvieron una duración de medición de entre 1 y 25 horas (Tabla 1). No fue posible realizar un sondeo entre los sondeos 9 y 10, a efectos de disminuir la distancia entre ellos, ya que no se obtuvo autorización del propietario del predio.



*Figura 19: Localización del área estudiada y de las dos transectas magnetotelúricas. En trazo rojo se señala el límite de la Cuenca Laguna Merín y los puntos numerados señalan la ubicación de los sondeos magnetotelúricos.*

Con el fin de interpretar los datos, se unificaron las dos transectas, dando origen a una transecta final (Fig. 20) que consta de una longitud aproximada de 65 km y de 9 sondeos MT. La tabla 1 presenta los datos de medición y la ubicación de los sondeos realizados.

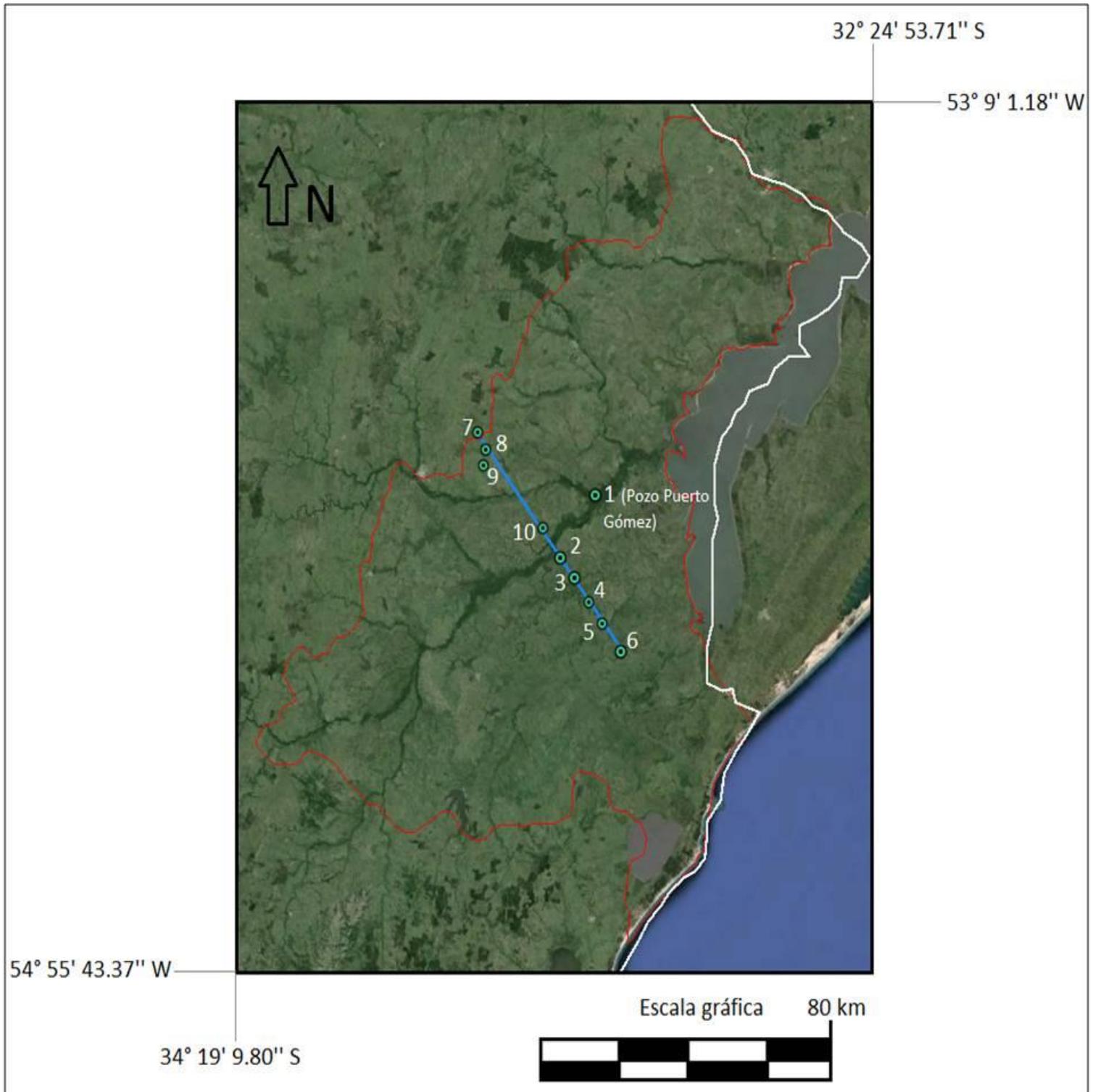


Figura 20: Transecta final (trazo azul) y los 10 sondeos MT (íconos verdes).

## 5.2. ÍNDICE PLANETARIO K<sub>p</sub>

Las tormentas geomagnéticas son perturbaciones de la magnetosfera terrestre, que duran desde varias horas hasta incluso algunos días. Su origen se debe a una perturbación brusca en los

parámetros del viento solar como resultado de la actividad solar. Dichas perturbaciones alcanzan la magnetosfera terrestre produciendo alteraciones en el campo geomagnético.

La actividad solar es registrada a través de la red global de magnetómetros instalados alrededor de la Tierra. Una forma de caracterizar el nivel de actividad geomagnética es mediante el índice K (Bartels *et al.*, 1939), el cual constituye una escala cuasi-logarítmica que registra las perturbaciones máximas en las componentes horizontal y de declinación magnética local a intervalos de 3 horas respecto a la curva de variación diurna correspondiente a un día quieto de referencia. El índice planetario Kp, es un promedio ponderado del índice K registrado en trece estaciones localizadas alrededor de la Tierra entre las latitudes geomagnéticas 48° y 63° (González *et al.*, 2013). Los valores de Kp están dentro de un rango de 0 a 9 y se expresan en tercios, representando el 0 condiciones magnéticas calmas y el 9 una perturbación geomagnética extrema.

Para alcanzar los objetivos de este trabajo se realizaron tres salidas de campo. La primera de ellas tuvo por propósito solicitar autorización a los propietarios de los predios identificados, en primera instancia, para la localización de los sondeos. Y como se mencionó anteriormente, la adquisición de los datos geofísicos se realizó en dos salidas de campo diferentes. La primera se realizó entre el 16 y el 22 de junio de 2015 y la segunda los días 22 y 23 de noviembre de 2015, en los Departamentos de Rocha y Treinta y Tres, respectivamente.

Para las salidas de adquisición de datos geofísicos se tomaron en consideración los informes de la actividad solar del NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). La figura 21 muestra que en el primer relevamiento no sucedieron tormentas solares, salvo para la finalización del día 22 de junio que se registraron algunos fenómenos de tormentas solares. Sin embargo, el equipo fue retirado del Sondeo 6 a la media tarde de esa fecha.

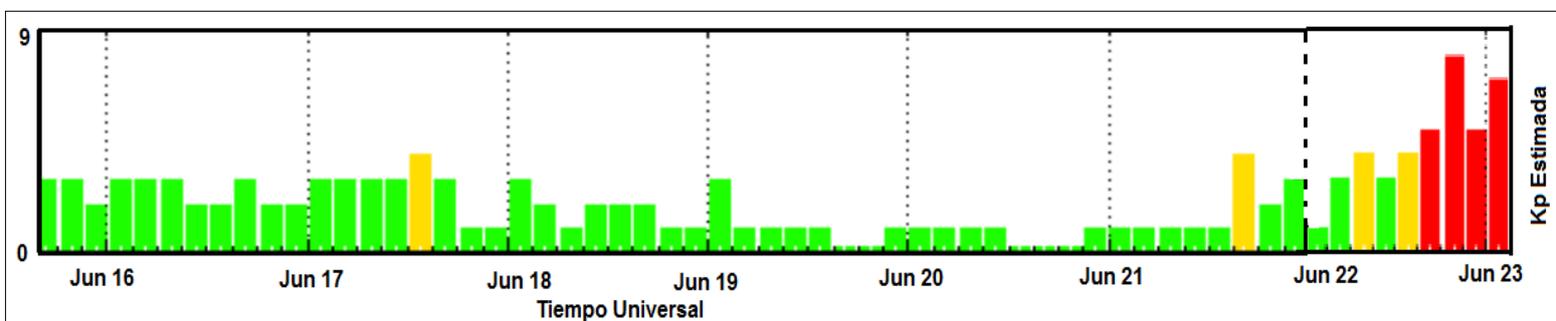


Figura 21: Índice Kp para la primera campaña de medición-16-22 de junio 2015 (Fuente: NOAA 2015a).

Para la segunda campaña realizada durante el 21 y 22 de noviembre se observa un índice Kp muy bajo en torno al valor 1 (Fig. 22). Concluyendo que los datos obtenidos no están afectados por procesos de perturbación en la magnetosfera.

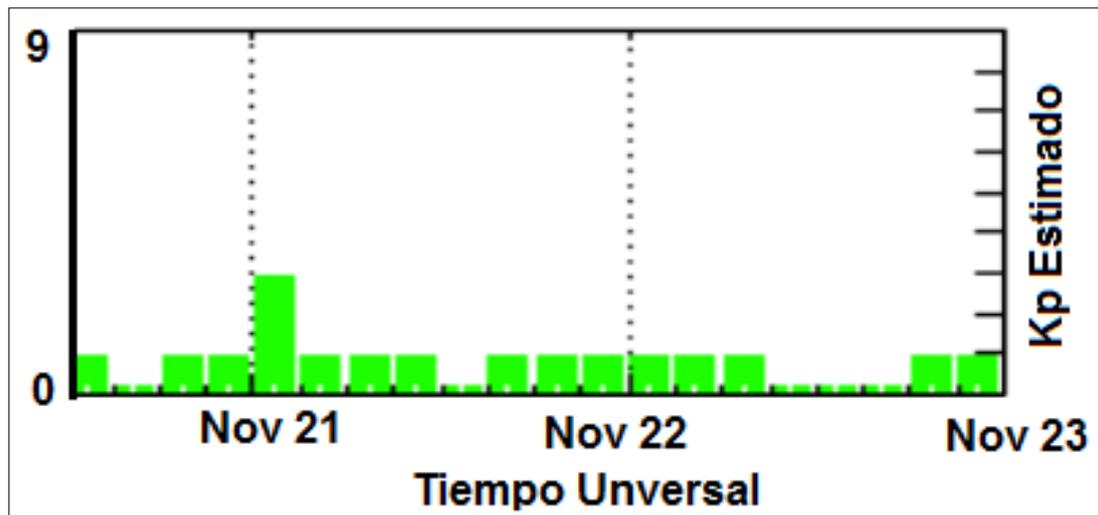


Figura 22: Índice Kp para la segunda campaña de medición-21-22 de noviembre 2015 (Fuente: NOAA, 2015b).

### 5.3. PROCEDIMIENTO DE CAMPO

La metodología de campo consistió en colocar dos dipolos eléctricos de 25 a 50 m de longitud, orientados en dirección NS y EO (Fig. 23). Cada dipolo está conectado a tierra a través de dos electrodos impolarizables. La instalación de los electrodos se efectúa haciendo un pequeño hueco de forma cilíndrica de aproximadamente 20-30 cm de profundidad, en donde se coloca un lodo de bentonita y agua con el fin de que el electrodo tenga mínima resistencia de contacto y se mantenga en condiciones estables. El quinto electrodo se coloca en el centro del arreglo que funciona como descarga a tierra para la protección del instrumento (Fig. 23).

La colocación de los dos dipolos divide al área en cuatro cuadrantes, en tres de estos se colocan las bobinas magnéticas. Cada una de estas es orientada y nivelada; una orientada NS, la otra EO y la tercera se coloca verticalmente, luego son enterradas y recubiertas con tierra, con el fin de que no sean perturbadas por movimientos del viento o animales. El esquema de instalación del equipo está representado en la figura 24.



*Figura 23: a) y b) Equipo utilizado, c) bobinas magnéticas, d) orientación de los dipolos, e) nivelación de una bobina magnética horizontal conectada previamente al cable que lleva la señal al instrumento, f) vista general del equipo en donde se puede apreciar la bobina magnética vertical nivelada y conectada.*

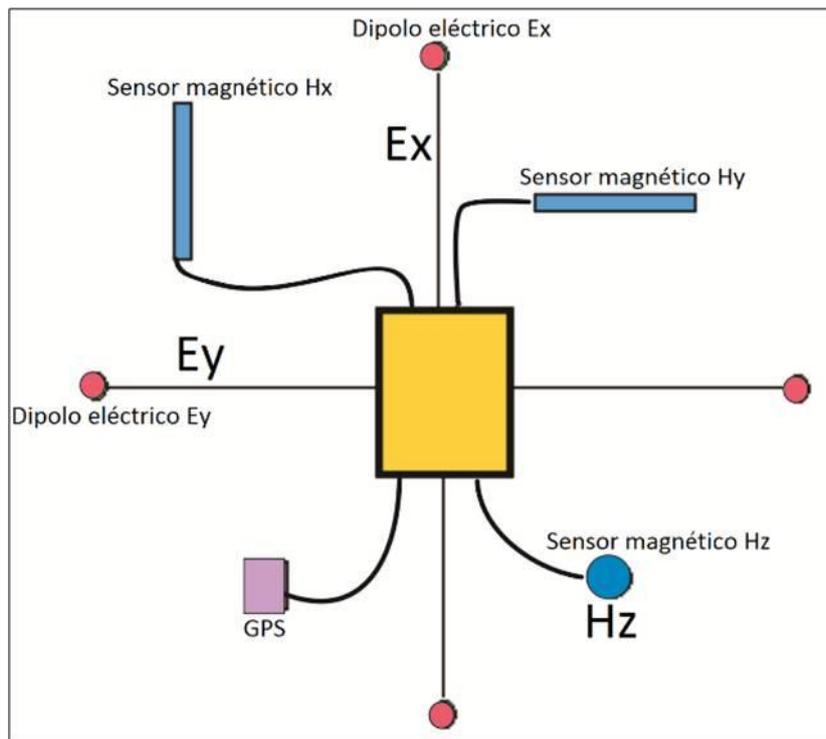


Figura 24: Esquema del equipo utilizado.

## 6. RESULTADOS

### 6.1. DESCRIPCIÓN DEL POZO PUERTO GÓMEZ N° 502

El pozo Puerto Gómez N° 502 se encuentra en la litoteca de DINAMIGE. El mismo está preservado en forma de *cuttings* entre el nivel 0 y los -221 m y desde esa profundidad hasta el final del pozo mayormente en forma de testigo continuo; no obstante, algunos tramos menores de este último intervalo se encuentran en forma de *cuttings*. Asimismo, vale la pena mencionar que entre los -221 m y los -234 m no se encontró registro del pozo en DINAMIGE y que la muestra más profunda preservada corresponde a los -1.180 m.

La figura 25 presenta el perfil estratigráfico del pozo Puerto Gómez N° 502. Desde el inicio del pozo hasta una profundidad de -221 m se identifican sedimentos y rocas sedimentarias y desde los -234 m hasta los -1.180 m de profundidad se encuentran basaltos. A continuación, se realiza una descripción de las litologías observadas.

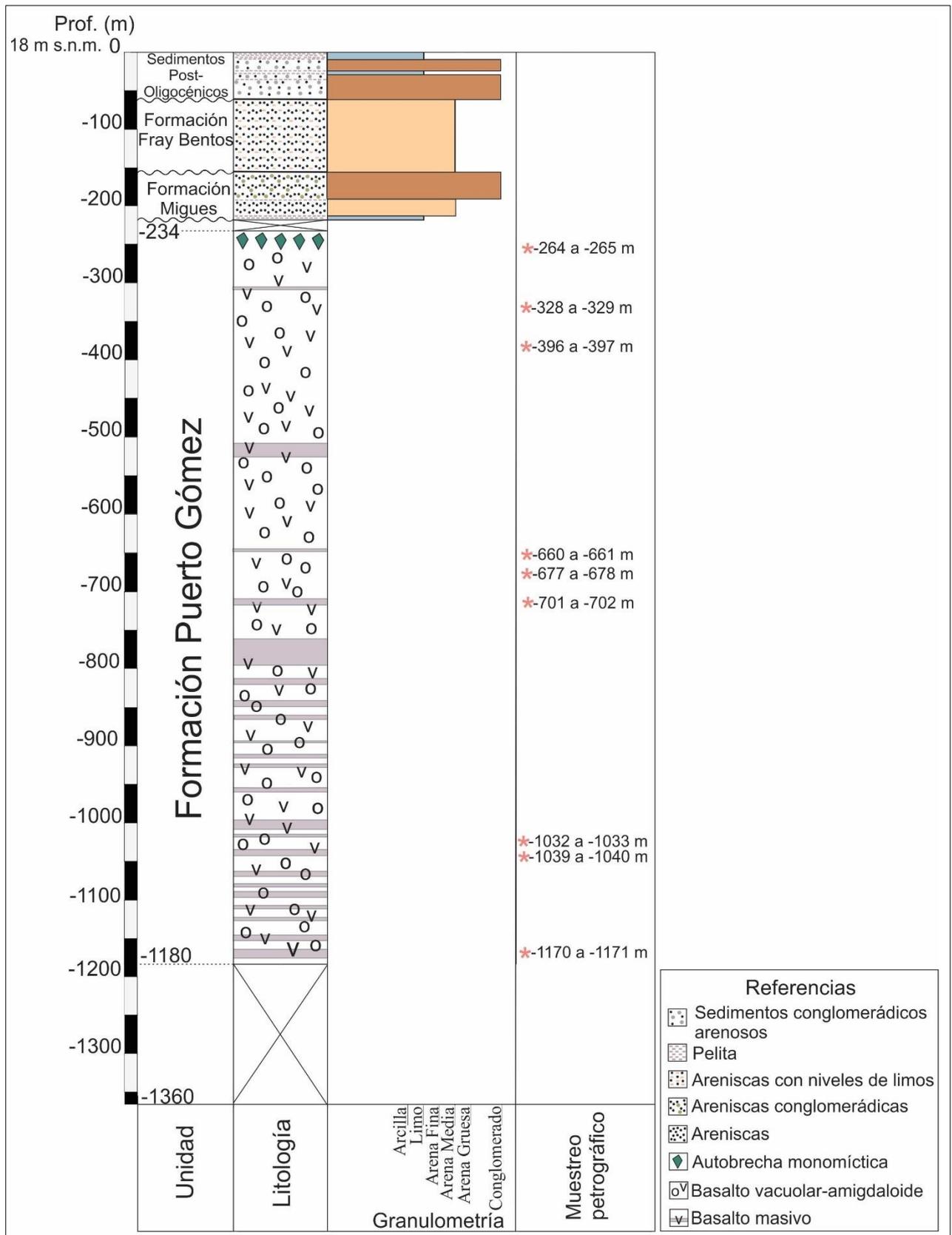


Figura 25: Perfil estratigráfico del pozo Puerto Gómez N° 502.

Los primeros 63 m de perforación están representados por sedimentos post-oligocénicos compuestos por intercalaciones de niveles pelíticos y conglomerádicos. Los sedimentos arcillosos presentan coloración grisácea y se encuentran en cuatro intervalos de profundidad: entre 0 y -14 m, -21 m a -25 m, -29 m a -32,50 m y -36 m a -41 m. Entre estos se encuentran sedimentos areno-conglomerádicos, de coloración grisácea a blanuzca (Fig. 26). Los clastos son predominantemente de cuarzo, subredondeados a subangulosos y de esfericidad variable. El segundo componente principal de estos sedimentos es el feldespato, el cual se presenta desde subanguloso a subredondeado y con baja esfericidad. En forma minoritaria ocurren clastos líticos, subangulosos y de baja esfericidad.



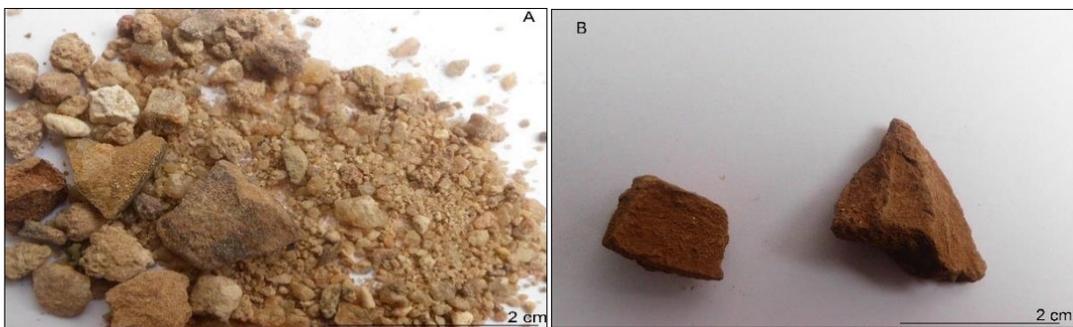
Figura 26: A: Pelita grisácea ubicada a una profundidad de -36 m a -41 m. B: Sedimentos cuarzosos en gran proporción, feldespáticos y líticos en menor, ubicados a una profundidad de -54 m a -60 m.

Litologías asignables a la Formación Fray Bentos se ubican entre -63 m y -157 m. Corresponden a areniscas marrones y rojizas intercaladas con limos marrones (Fig. 27). Las areniscas están compuestas predominantemente por fragmentos líticos subangulosos a subredondeados, con baja esfericidad. En menor proporción aparecen clastos de cuarzo subredondeados con esfericidad variable, y clastos de feldespato subangulosos a subredondeados con baja a alta esfericidad. El cemento es carbonático, reaccionando las muestras positivamente ante la presencia de ácido clorhídrico.



Figura 27: Arenisca lítica correspondiente Formación Fray Bentos, ubicada a una profundidad de -155 m a -156,80 m.

Litologías asignables a la Formación Mígues se ubican entre -157 m y -221 m y están integradas predominantemente por areniscas conglomerádicas y un nivel de arcillita y otro de limolita (Fig. 28). Las areniscas conglomerádicas presentan gran proporción de granos de cuarzo subredondeados a subangulosos con esfericidad variable. Los granos de feldespato y los fragmentos líticos son subredondeados a subangulosos, con una baja a alta esfericidad. Algunas de las muestras reaccionaron positivamente con la presencia de ácido clorhídrico. Entre -159 m a -165 m se observa un mayor predominio de líticos sobre los otros componentes. El nivel de arcillita se encuentra a una profundidad de -189,30 m a -192 m, mientras que el nivel de limolita a -213,5 m a -221 m, el cual presenta granos de cuarzo y líticos subredondeados a subangulosos con alta y baja esfericidad.



*Figura 28: A: Granos de cuarzo, feldespato y líticos correspondiente a una arenisca de la Formación Mígues, ubicada a una profundidad de -188 m a -189,30 m. B: Limolita rojiza correspondiente a la Formación Mígues, ubicada a -220 m a -221 m de profundidad.*

El resto de la perforación corresponde a la Formación Puerto Gómez. En el tope de este intervalo a una profundidad de -234 m a -266 m está presente una brecha volcánica autoclástica. La misma está constituida por fragmentos de basalto subangulosos de dimensiones mayores a 1,5 cm (Ver descripción petrográfica de muestra -264 m a -265 m). Posteriormente de ese nivel y hasta los -1.180 m de profundidad la litología presente corresponde a basalto (Fig. 29).

El basalto presenta dos grandes subdivisiones, la mitad superior corresponde a facies predominantemente vacuolar y amigdaloides, donde las amígdalas están rellenas por clorita, yeso, zeolitas, ópalo, cuarzo, celadonita y calcita, llegando a dimensiones de hasta 5 cm (Ver descripción petrográfica de muestra -328 m a -329 m). En tanto, que la mitad inferior corresponde a facies predominantemente masiva, con la presencia de muy pequeñas y en escasa cantidad de vacuolas y amígdalas (Ver descripción petrográfica de muestra -1032 m a -1033 m).

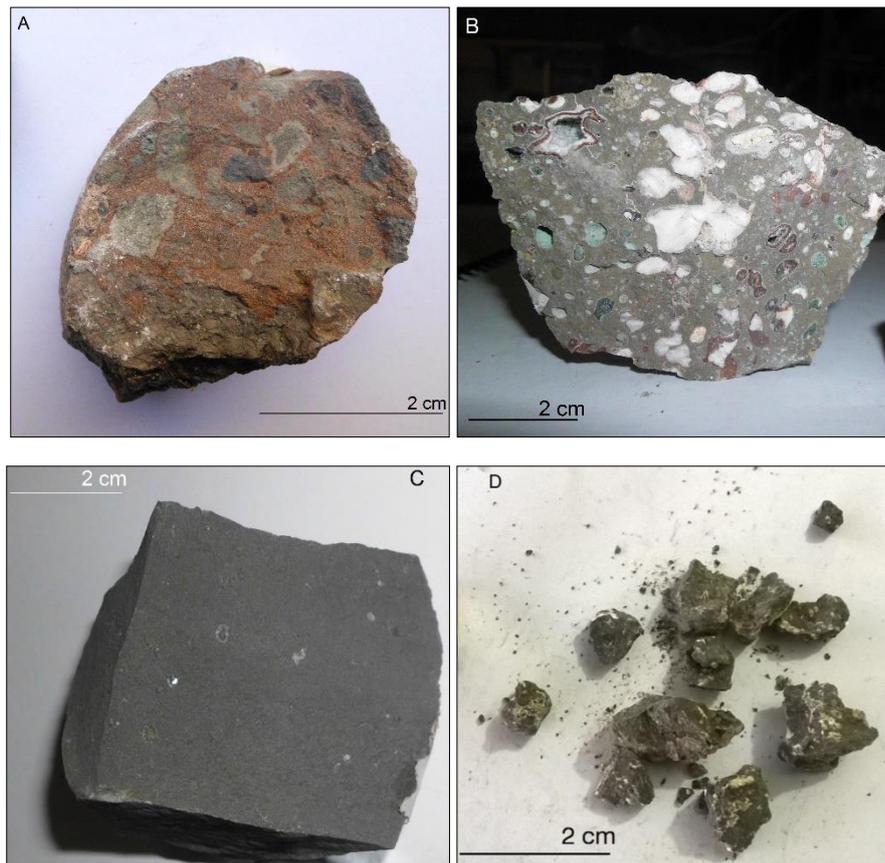


Figura 29: Muestras de la Formación Puerto Gómez. A: Brecha volcánica autoclástica, ubicada a una profundidad de -264 m a -265 m. B: Basalto amigdaloides con relleno de ceolita, yeso, celadonita, ubicado a una profundidad de -284 m a -285 m. C: Basalto masivo, ubicado a una profundidad de a -1032 m a -1033 m. D: Último tramo de basalto encontrado a -1179 m a -1180 m.

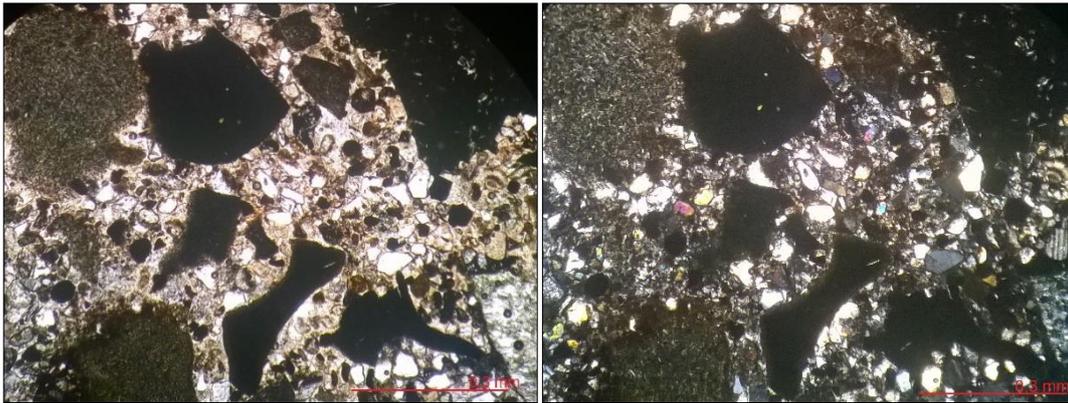
### 6.1.1. PETROGRAFÍA DE MUESTRAS DEL POZO PUERTO GÓMEZ N° 502

A efectos de caracterizar con mayor detalle las litologías encontradas en el pozo se seleccionaron nueve muestras para la realización de láminas delgadas (Ver ubicación de las láminas delgadas en Fig. 25). La muestra superior corresponde a una autobrecha monomítica volcánica y las restantes a basaltos tanto de las facies vacuolares-amigdaloides como masivas.

#### ▪ Muestra ubicada a una profundidad de -264 m a -265 m

Corresponde a una brecha volcánica autoclástica, integrada por fragmentos de basalto angulosos a subangulosos y dimensiones de entre 1 mm y 15 mm. Los fragmentos de basalto presentan fenocristales de plagioclasa automorfa con dimensiones aproximadas de 0,2 mm y una matriz de textura subofítica a ofítica, dominada por plagioclasa subautomorfa a automorfa de dimensión aproximadas de 0,025 mm, y clinopiroxeno subautomorfo de 0,05 mm aproximadamente.

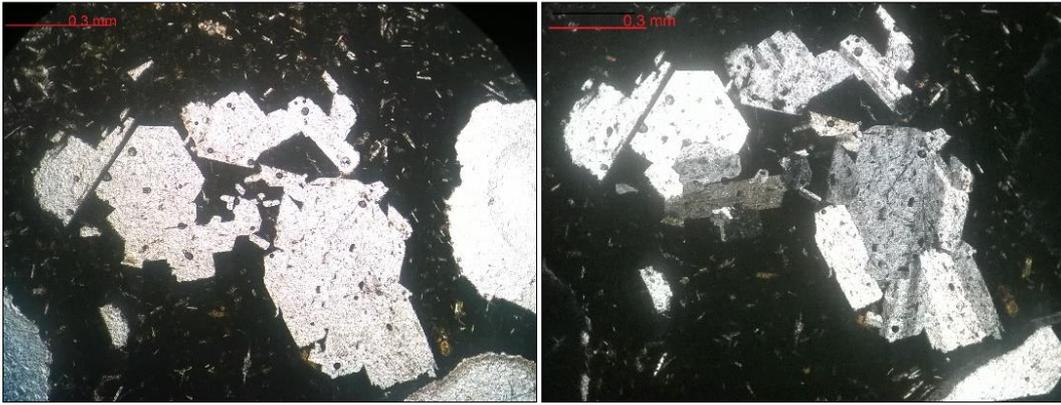
Se constató un fragmento con dimensión de al menos 15 mm que presenta un glomérulo de plagioclasa y piroxeno, y amígdalas de ceolita, yeso y carbonato, las cuales presentan una textura fluidal. Algunos cristales de plagioclasa se encuentran reemplazados pseudomórficamente a carbonatos, los cuales son reconocidos por su característica macla. Por otra parte, la matriz de la brecha está conformada por plagioclasa con macla polisintética y dimensiones de 0,07 mm aproximadamente, piroxeno con dimensiones aproximadas de 0,03 mm y anfíbol de 0,050 mm aproximadamente. Asimismo, se observa un 10% de opacos automorfos y óxidos subautomorfos (Fig. 30).



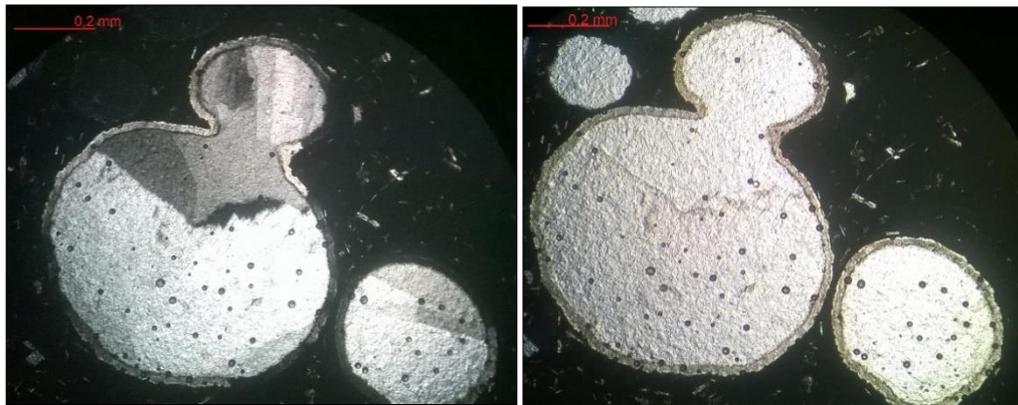
*Figura 30: Fragmentos mayores de basalto y matriz de plagioclasa y piroxeno, a la izquierda luz polarizada plana y a la derecha nícoles cruzados.*

▪ Muestra ubicada a una profundidad de -328 m a -329 m

Corresponde a un basalto amigdaloido porfirítico. Los fenocristales son de plagioclasa automorfa de dimensiones aproximadas de 0,05 mm y piroxeno subautomorfo de 0,04 mm aproximadamente, los cuales presentan óxidos y opacos sobreimpuestos (Fig. 31). Ocasionalmente los fenocristales se presentan conformando glomérulos. La matriz presenta textura subofítica y está integrada por plagioclasa, piroxeno y vidrio. La mayor proporción de esta muestra está constituida por amígdalas con dimensiones entre 0,2-1,2 mm aproximadamente (Fig. 32) con relleno de ceolita.



*Figura 31: Glomérulo de plagioclasa con ópacos y óxidos sobreimpuestos, a la izquierda luz polarizada y a la derecha nícoles cruzados.*



*Figura 32: Amígdala rellena por ceolita, a la izquierda luz polarizada y a la derecha nícoles cruzados.*

- Muestra ubicada a una profundidad de -396 m a -397 m

Corresponde a un basalto amigdaloides glomeroporfirítico. Los fenocristales son de plagioclasa automorfa con dimensiones aproximadas de 0,7 mm y clinopiroxeno subautomorfo de 0,8 mm aproximadamente (Fig. 33). La matriz presenta textura subofítica a ofítica, compuesta por cristales de plagioclasa de dimensiones aproximadas de 0,08 mm y de clinopiroxeno de 0,025 mm aproximadamente. Las plagioclasas se encuentran en un 52% y algunas se encuentran zoneadas, mientras que los piroxenos están presentes en un 44% de la totalidad de la muestra. Las amígdalas presentan dimensiones entre 0,05 mm y 0,1 mm aproximadamente (Fig. 34) y relleno de ceolita fibrosa. Los opacos presentan formas automorfas, con dimensiones entre 0,02 mm y están presentes en un 4% de la totalidad de la muestra. Se observan fracturas con rellenos de óxidos.



*Figura 33: Textura glomeroporfírica de plagioclasa y piroxeno y matriz con textura subofítica a ofítica, a la izquierda luz polarizada y a la derecha nícoles cruzados.*



*Figura 34: Glomérulo de plagioclasa y amígdala rellena de ceolita fibrosa, a la izquierda luz polarizada y a la derecha nícoles cruzados.*

- Muestra ubicada a una profundidad de -660 m a -661 m

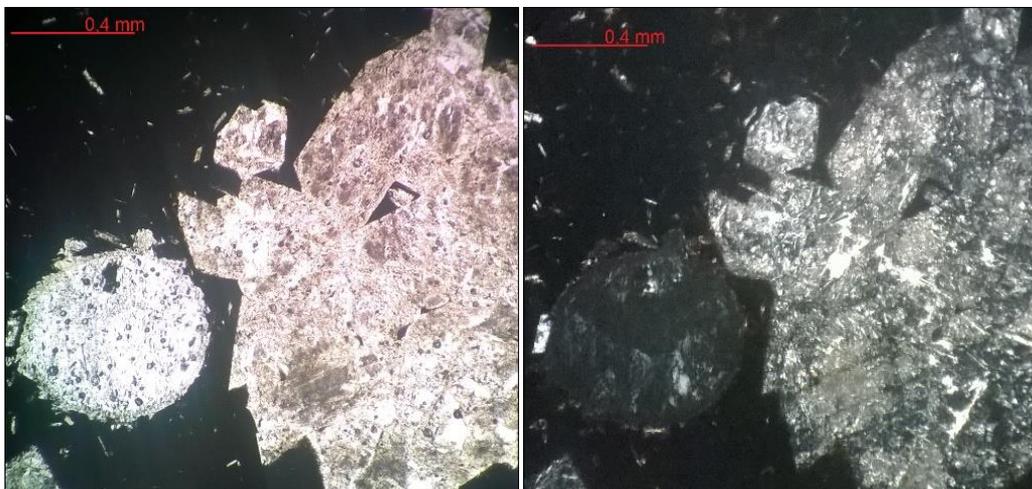
Corresponde a un basalto masivo glomeroporfírico. Los fenocristales son de plagioclasa automorfa a subautomorfa de 0,4 mm aproximadamente y de clinopiroxeno subautomorfo de 0,3 mm aproximadamente (Fig. 35). La matriz presenta textura subofítica, compuesta por andesina ( $An_{47}$ ) de 0,035 mm y clinopiroxeno de 0,01 mm aproximadamente. Los fenocristales de plagioclasa se encuentran intensamente fracturados rellenas de óxidos, y parcialmente alterados a arcillas. Las plagioclasas se encuentran en un 50% de la muestra y los piroxenos están en un 47%. Los minerales ferromagnesianos se encuentran muy alterados. Los opacos conforman el 3% y son automorfos con dimensiones aproximadas de 0,04 mm, y los óxidos están en un 1%, siendo subautomorfos, con dimensiones de 0,02 mm aproximadamente.



*Figura 35: Glomérulos de fenocristales de plagioclasa y piroxeno inmersos en una matriz subofítica, a la izquierda luz polarizada y a la derecha nícoles cruzados.*

- Muestra ubicada a una profundidad de -677 m a -678 m

Corresponde a un basalto amigdaloido porfirítico. Los fenocristales son de plagioclasa automorfa con dimensiones entre 0,05-0,6 mm, los cuales se encuentran parcialmente alterados a arcilla. La matriz presenta textura hipocristalina y subofítica, conformada por plagioclasa de dimensiones aproximadas de 0,008 mm y clinopiroxeno de 0,025 mm, de dimensiones aproximadas. Una característica de esta roca es la gran proporción de amígdalas con dimensiones de entre 0,4 y 5 mm y relleno de ceolita fibrosa (Fig. 36)

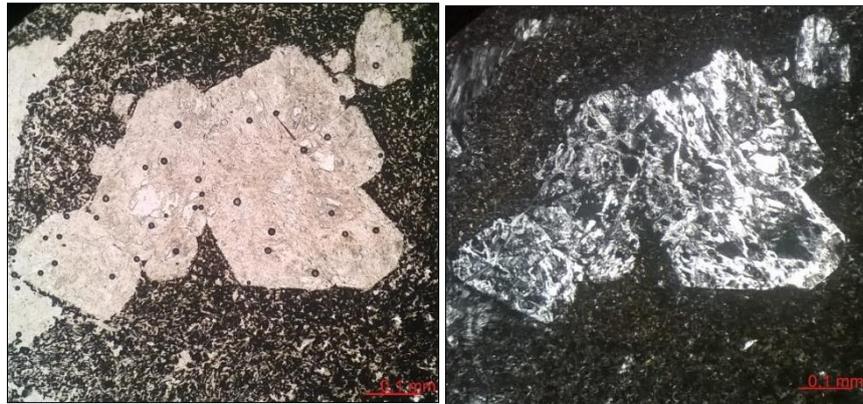


*Figura 36: Glomérulo de plagioclasa y vacuola rellena de ceolita, a la izquierda luz polarizada y a la derecha nícoles cruzados.*

- Muestra ubicada a una profundidad de -701 m a -702 m

Corresponde a un basalto masivo glomeroporfirítico, con escasas y pequeñas vacuolas. Los fenocristales son de plagioclasa subautomorfa con bordes corroídos y dimensiones hasta 2,6 mm, las cuales están fracturadas y rellenas por óxidos. Los cristales de plagioclasa se encuentran

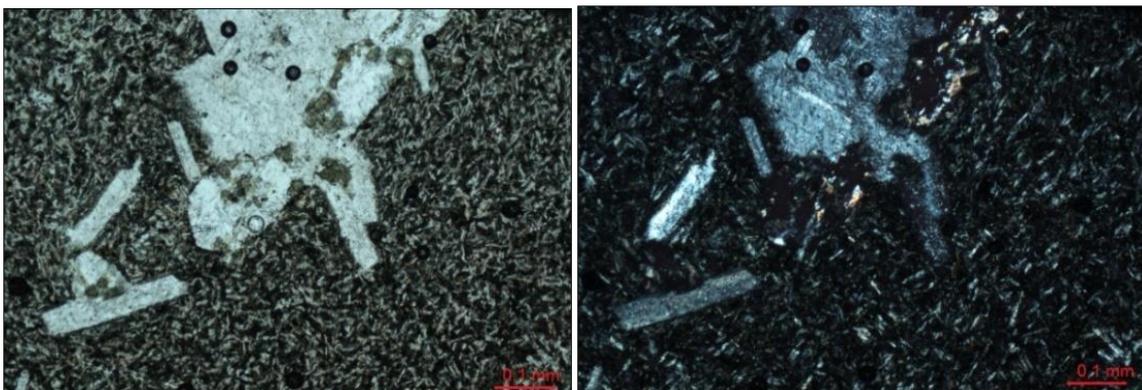
reemplazadas parcialmente por arcilla. La matriz está compuesta por plagioclasa de dimensiones de 0,04 mm aproximadamente y piroxeno subtomorfo de aproximadamente de 0,02 mm. La muestra se encuentra muy oxidada (Fig. 37).



*Figura 37: Glomérulo de plagioclasa alterado a arcilla, a la izquierda luz polarizada y a la derecha nícoles cruzados.*

▪ Muestra ubicada a una profundidad de -1032 m a -1033 m

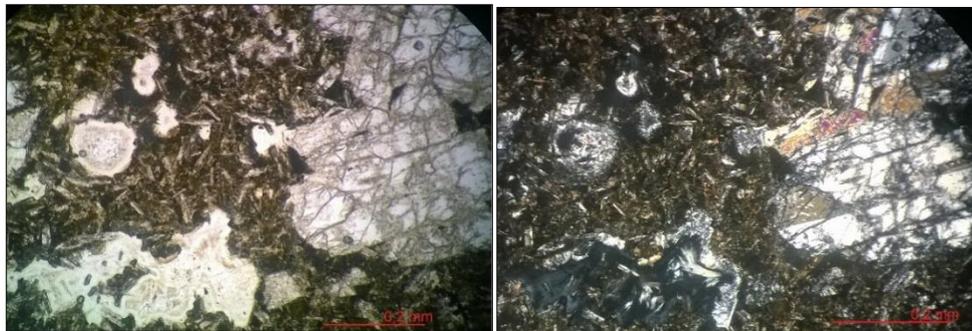
Corresponde a un basalto masivo porfirítico. Los fenocristales son de plagioclasa automorfa de 0,3 mm y de manera localizada se encuentra conformando glomérulos de dimensiones de 0,6 mm (Fig. 38). La matriz presenta textura subofítica de plagioclasa automorfa y subautomorfa de 0,01 mm y clinopiroxeno de dimensión aproximadas de 0,008 mm. Las plagioclasas están en un 50%, mientras que los piroxenos en un 44% de la totalidad de la muestra. Presenta muy escasas vacuolas de hasta 0,2 mm de diámetro. Como accesorios se encuentran opacos automorfos con dimensiones aproximadas de 0,008 mm en un 5% y óxidos subautomorfos de 0,005 mm encontrándose en 1%.



*Figura 38: Glomérulo de plagioclasa, a la izquierda luz polarizada y a la derecha nícoles cruzados.*

- Muestra ubicada a una profundidad de -1039 m a -1040 m

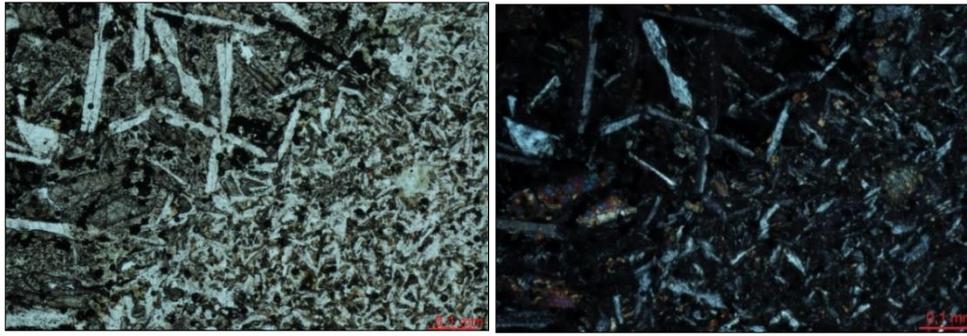
Corresponde a un basalto masivo glomeroporfirítico. Los fenocristales son de plagioclasa subautomorfa, se presentan con bordes corroídos y con una alteración a sericita. La matriz presenta textura subofítica a ofítica, estando integrada por andesina ( $An_{49}$ ) de dimensiones aproximada a 0,04 mm y clinopiroxeno de dimensión 0,02 mm aproximadamente. Las plagioclasas conforman el 55% de la muestra, mientras que los piroxenos el 44%. Se observó gran presencia de opacos automorfos de 0,025 mm aproximadamente en un 5%, los cuales de manera localizada se encuentran formando agregados de dimensiones de hasta 0,05 mm. Además, se encuentran óxidos subautomorfos en un 1% de 0,01 mm y muy escasas amígdalas de hasta 0,15 mm de diámetro, rellenas de ceolita y celadonita (Fig. 39).



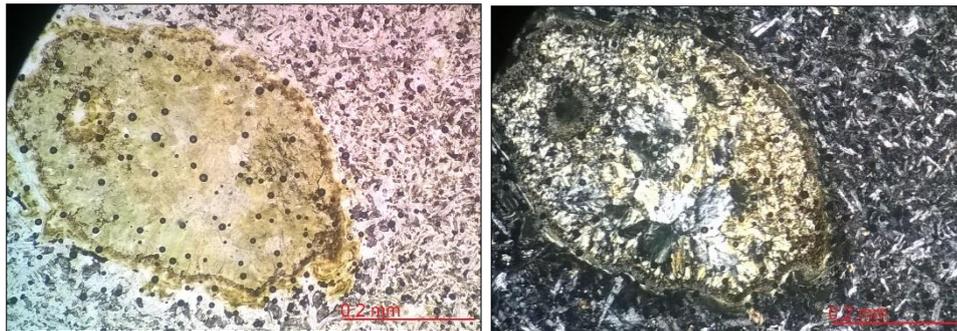
*Figura 39: Glomérulo de plagioclasa alterado a sericita y amígdala de ceolita, a la izquierda luz polarizada y a la derecha nícoles cruzados.*

- Muestra ubicada a una profundidad de -1170 m a -1171 m

Corresponde a un basalto masivo porfirítico. Los fenocristales son de plagioclasa automorfa a subautomorfa de hasta 0,7 mm y clinopiroxeno subautomorfo de hasta 0,3 mm aproximadamente, las cuales se encuentran fracturadas y rellenas por óxidos y opacos (Fig. 40). La matriz presenta textura subofítica estando integrada por plagioclasa automorfa de 0,017 mm aproximadamente y piroxeno subautomorfo 0,020 aproximado, la primera se encuentra en un 52% y la segunda en 44% de la totalidad de la muestra. Presenta pequeñas y escasas amígdalas de dimensiones entre 0,4 a 0,8 mm con relleno de ceolita y celadonita (Fig. 41). Los minerales accesorios son opacos automorfos, en un 4% del total, y dimensiones de 0,015 mm aproximadamente, los cuales forman agregados con dimensiones de 0,08 mm. Se observan niveles con cristales de tamaño mayor al promedio general de la muestra.



*Figura 40: Fenocristales de plagioclasa inmersos en una matriz subofítica. Se puede ver la zona de mayor crecimiento mineral, a la izquierda luz polarizada y a la derecha nicoles cruzados.*



*Figura 41: Amígdala rellena de ceolita y celadonita, a la izquierda luz polarizada y a la derecha nicoles cruzados.*

## 6.2. SONDEOS MAGNETOTELÚRICOS

Los 10 sondeos MT realizados en este trabajo mostraron buena calidad de medida y bajo ruido en prácticamente todas las frecuencias.

Únicamente, para los sondeos 8 y 9 se observó en las curvas de resistividad aparente la presencia de la banda de frecuencias muerta, la cual se caracteriza por presentar muy baja señal. La misma constituye una característica inherente al proceso de adquisición de datos, pudiendo, la mayoría de las veces, atenuarse, pero no eliminarse completamente. Es una problemática que ocurre en los primeros metros, debajo de la superficie del terreno, por lo cual no constituyó una dificultad en este estudio.

## 6.3. CURVAS DE RESISTIVIDAD APARENTE

La curva de resistividad aparente del Sondeo 1, ubicado en la perforación Puerto Gómez N° 502, evidencia al menos dos puntos de inflexión (Fig. 42). El primero se encuentra en el límite entre los materiales con comportamiento 1-D (zona negra en el gráfico), los cuales presentan una

resistividad aparente en el orden de  $10^1 \Omega.m$ , mientras que el segundo se encuentra localizado a más bajas frecuencias donde los materiales presentan al menos un comportamiento 2-D (zona gris en el gráfico) con una resistividad aparente inferior a  $10^1 \Omega.m$  hasta casi  $10^2 \Omega.m$ .

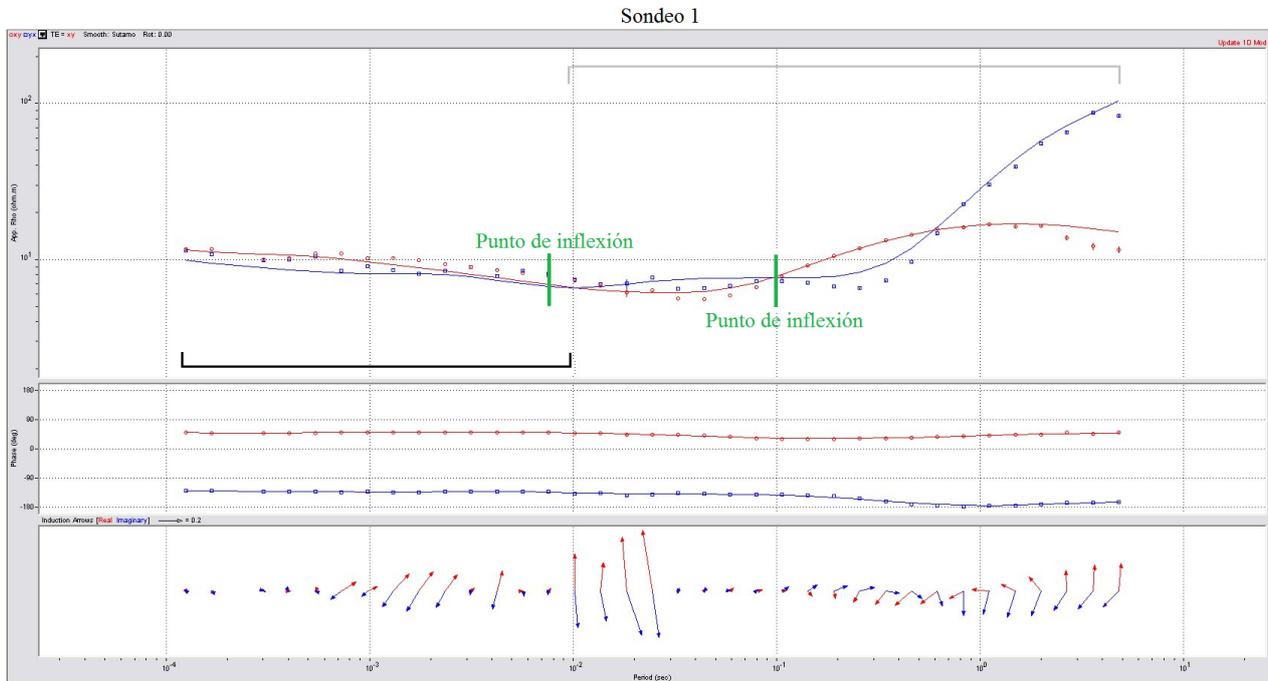


Figura 42: Curvas de resistividad aparente y fase para el Sondeo 1. La región en negro corresponde a materiales con un comportamiento 1-D y la región en gris a materiales con al menos un comportamiento 2-D.

Los sondeos 2 al 6 y el 10 presentan la curva de resistividad aparente muy similar con casi cinco órdenes de magnitud en datos, entre  $10^{-4}$  s y casi  $10^1$  s. Por tal razón, serán analizados en forma conjunta, tomando como ejemplo la curva de resistividad aparente del Sondeo 10 (Fig. 43).

Dicha curva puede ser dividida en dos grandes sectores con características y comportamientos diferentes. La primera corresponde a altas frecuencias y por tanto al material más somero, presentando un comportamiento 1-D, hasta 50 Hz, y la segunda corresponde a frecuencias más bajas, tratándose por tanto de un material ubicado a profundidades mayores, con un comportamiento al menos 2-D. Adicionalmente, es posible observar que existen al menos dos puntos de inflexión en el gráfico. El conjunto de materiales con comportamiento 1-D presenta un punto de inflexión en su recorrido, separando un material con una resistividad aparente del orden de  $10^1 \Omega.m$ , de otro material con un comportamiento también 1-D inicialmente, con resistividad aparente inferior a  $10^1 \Omega.m$ , que luego presenta una dimensionalidad mayor, alcanzando una

resistividad aparente superior a  $10^1 \Omega.m$ . El último material presenta una dimensionalidad al menos 2-D, y alcanza un valor de resistividad aparente del orden de  $10^2 \Omega.m$ .

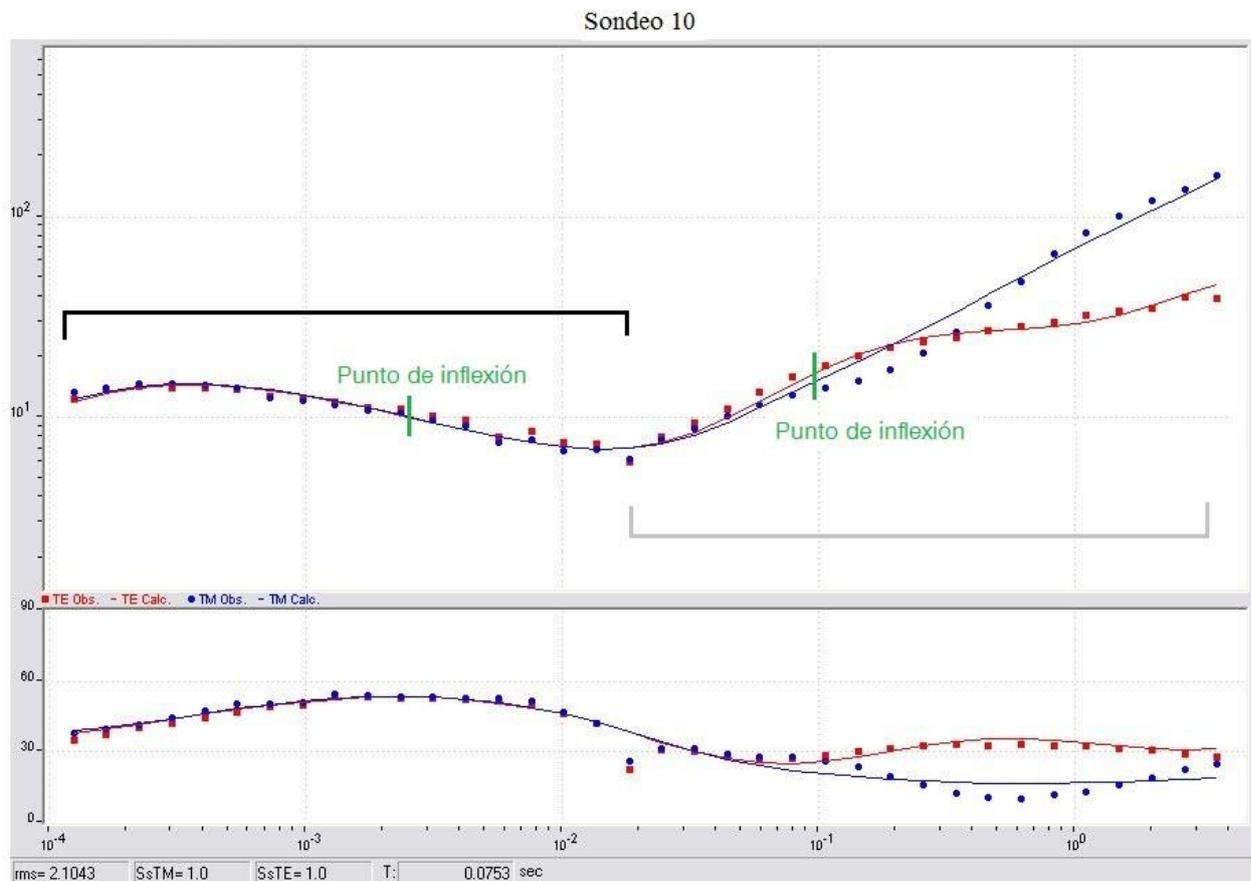


Figura 43: Curvas de resistividad aparente y fase para el Sondeo 10. La región en negro corresponde a materiales con un comportamiento 1-D y la región en gris a materiales con al menos un comportamiento 2-D.

Las curvas de resistividad aparente del Sondeo 7 muestran un comportamiento al menos 2-D del cuerpo del subsuelo, ya que las curvas TE y TM se presentan separadas para todas las frecuencias, alcanzando valores en el orden de  $10^4 \Omega.m$  (Fig. 44).

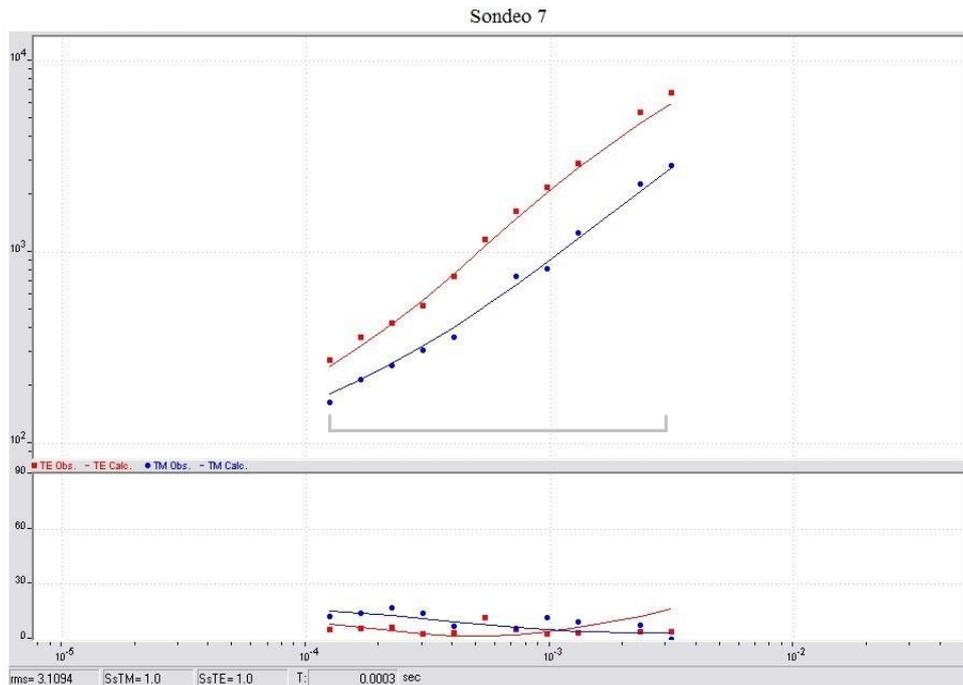


Figura 44: Curvas de resistividad aparente y fase para el para el Sondeo 7. La región en gris corresponde a materiales con al menos un comportamiento 2-D.

Las curvas de resistividad aparente del Sondeo 8 (Fig. 45) muestran un material, en los primeros metros del terreno, con valores en el entorno de  $10^2 \Omega.m$ , luego se constata la presencia del intervalo correspondiente a la banda de frecuencias muertas y a mayor profundidad un material con comportamiento, al menos, 2-D y valores de resistividad aparente en el entorno de  $10^4 \Omega.m$ .

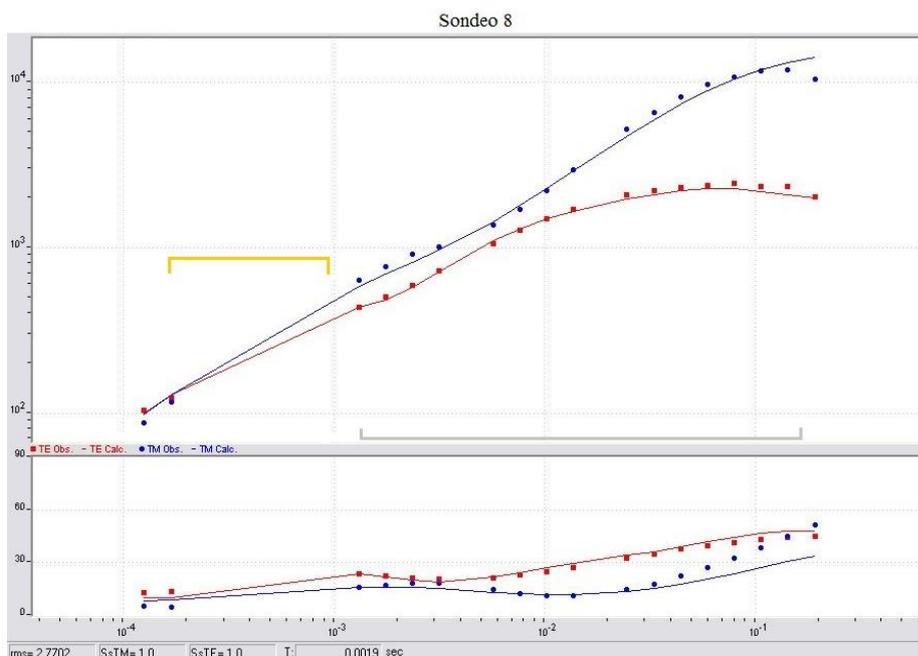


Figura 45: Curvas de resistividad aparente y fase para el Sondeo 8. La región en amarillo corresponde a la banda de frecuencias muerta. La región en gris evidencia un comportamiento al menos 2-D.

Las curvas de resistividad aparente del Sondeo 9 (Fig. 46) inicia con un material que presenta valores en el orden de  $1 \Omega.m$ , luego se observa la banda de frecuencias muertas y a mayor profundidad, un cuerpo con resistividad aparente que alcanza el orden de  $10^3 \Omega.m$  y comportamiento al menos 2-D.

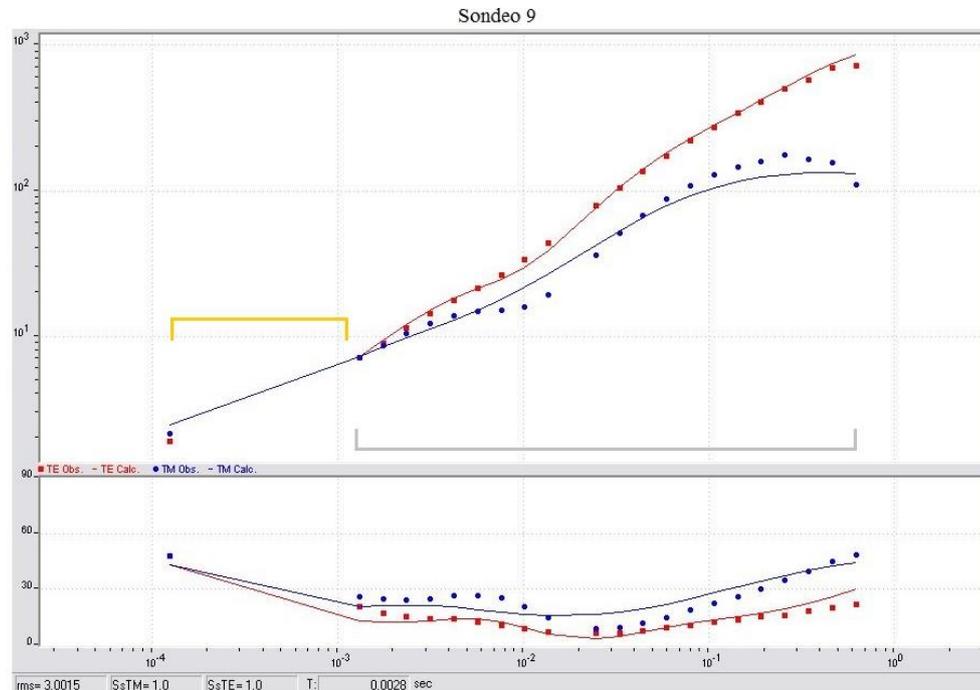


Figura 46: Curvas de resistividad aparente y fase para el Sondeo 9. La región en amarillo corresponde a la banda de frecuencias muertas. La región en gris evidencia un comportamiento al menos 2-D.

A pesar de que todos los sondeos alcanzan resistividades aparentes elevadas en profundidad, existen dos órdenes de magnitud de diferencia entre las observadas debajo de los sondeos 7, 8 y 9 ( $10^4 \Omega.m$ ) y los restantes sondeos ( $10^2 \Omega.m$ ).

#### 6.4. DIMENSIONALIDAD

El análisis de dimensionalidad para cada uno de los sondeos se presenta en función de la frecuencia. Es pertinente mencionar que dicho análisis se encuentra en escala logarítmica (Fig. 47).

Para los sondeos 1 al 6 y 10 a frecuencias altas se observa un comportamiento predominantemente 1-D (sin afectación estructural mayor), mientras que a medida que disminuye la frecuencia predomina un comportamiento 2-D y 3-D (mayor complejidad estructural), siendo estos últimos los predominantes para la cuenca.

En el Sondeo 1, no se reconoce en este análisis a altas frecuencias, la presencia del lineamiento Cebollatí, lo cual puede deberse a que el mismo no constituye una estructura geoelectrica en superficie, presentando las capas someras propiedades eléctricas similares.

En los sondeos 2 y 3 se observa a muy bajas frecuencias un comportamiento 2-D muy localizado. Ese comportamiento no podría asignarse al lineamiento Cebollatí, ya que de serlo no debería presentar un carácter localizado. Una posible causa es el establecimiento del límite arbitrario impuesto para la diferenciación 1-D y 2-D en el análisis.

Los sondeos 7, 8 y 9, son muy someros (sólo altas frecuencias) y presentan un comportamiento mayormente de carácter 2-D y 3-D.

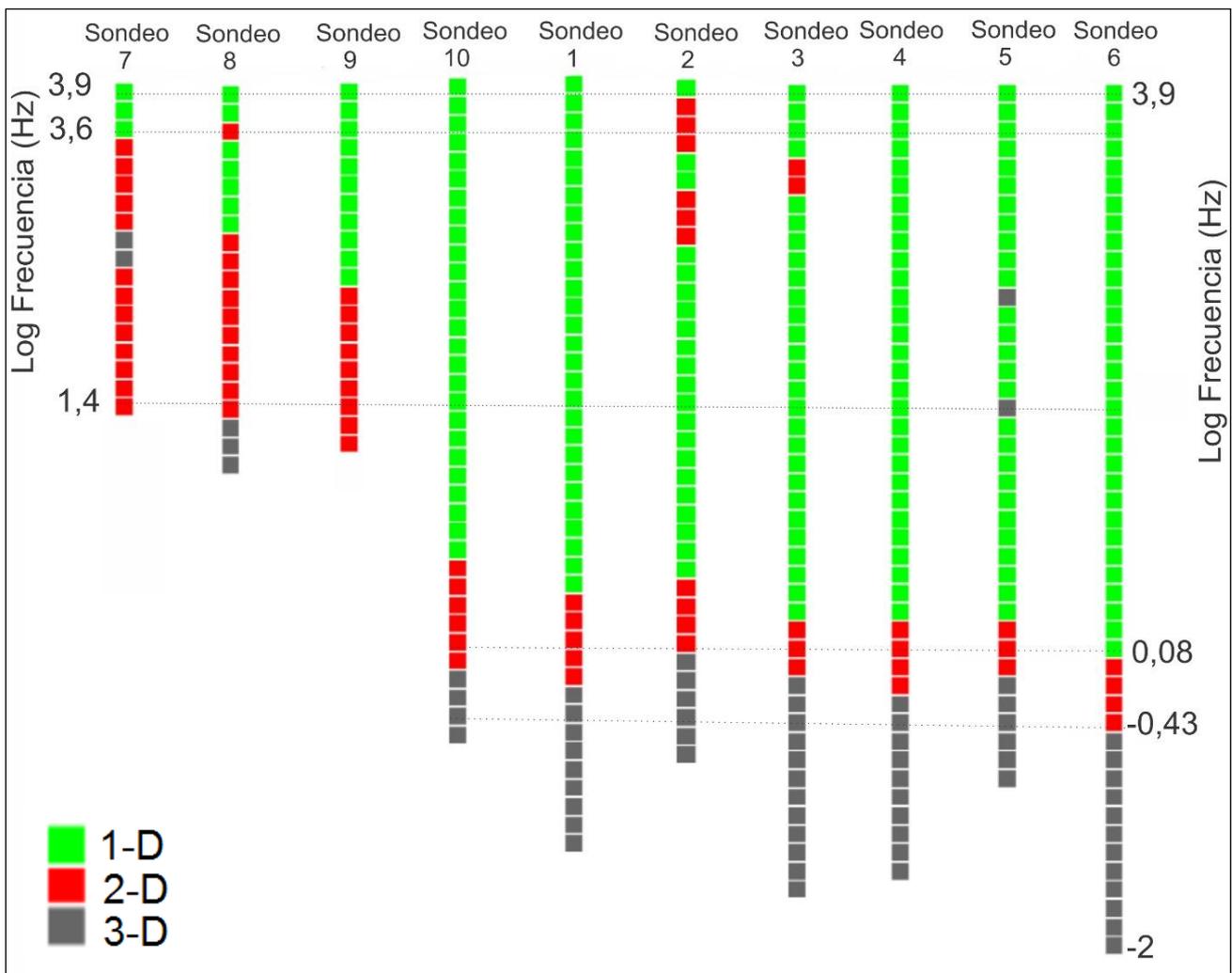


Figura 47: Análisis de la dimensionalidad en perfil de los sondeos MT realizados.

## 6.5. STRIKE

En forma complementaria, en aquellos casos en que a determinadas frecuencias el material no se comporte como unidimensional, a través del análisis del *strike* es posible estimar la dirección de la discontinuidad que se comporta como un conductor eléctrico (usualmente una estructura geológica), y que genera dicha anisotropía. Este análisis es pertinente para la interpretación, ya que permite estimar la dirección de las estructuras principales. Cabe destacar que el análisis de *strike* posee una ambigüedad de  $90^\circ$  en su resultado, es decir, la dirección perpendicular a la calculada también puede ser una solución. Para decidir cuál de las dos soluciones es la más apropiada, es de utilidad poseer datos geológicos estructurales del área y realizar el análisis de los vectores de inducción, a efectos de generar la mejor aproximación en la inversión 2-D.

En virtud de que el análisis de dimensionalidad arrojó para los sondeos 1 al 6 y 10 un comportamiento diferente para altas y bajas frecuencias, se evaluó el *strike* general y el *strike* a altas y a bajas frecuencias, siendo el *strike* a bajas frecuencias de mayor relevancia, ya que a altas frecuencias los materiales se presentan mayoritariamente con un comportamiento 1-D. Las figuras 48 a 50 muestran las direcciones aproximadas de las estructuras para cada uno de los sondeos, de acuerdo con los datos de *strike* general, *strike* a altas frecuencias y *strike* a bajas frecuencias, respectivamente. Estas direcciones fueron calculadas de acuerdo con los datos que figuran en los Anexos II, siendo resumidas en la siguiente tabla (Tabla 2).



*Figura 48: Dirección aproximada del strike general para todos los sondeos MT. En trazo verde se señala el borde de la Cuenca Laguna Merín.*

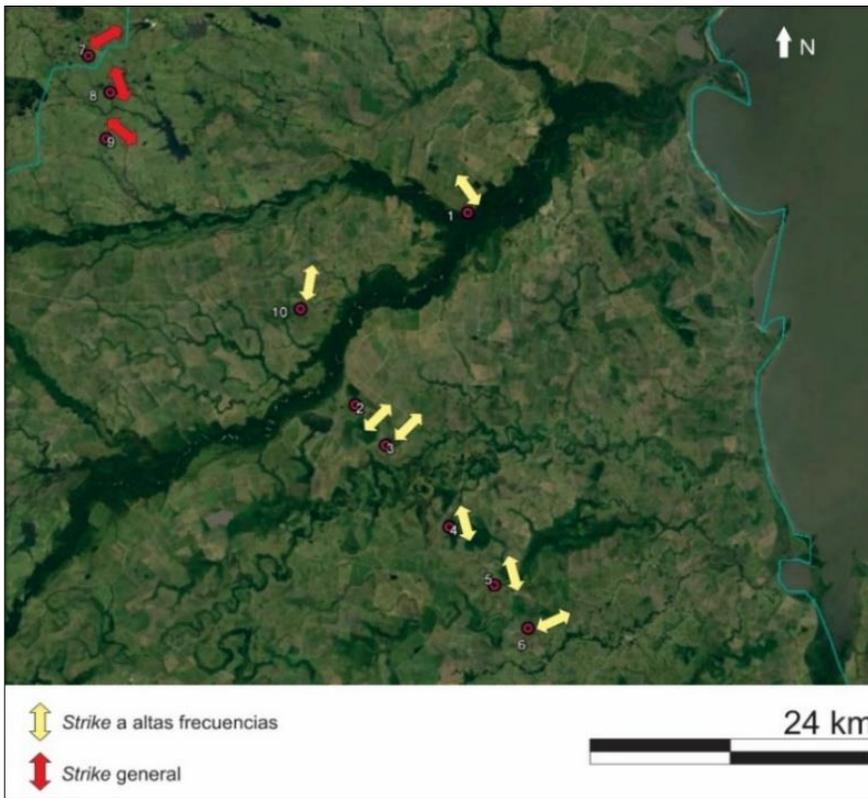


Figura 49: Dirección aproximada del strike a altas frecuencias para los sondeos MT 1 al 6 y 10, y strike general para los sondeos MT 7, 8 y 9. En trazo verde se señala el borde de la Cuenca Laguna Merín.

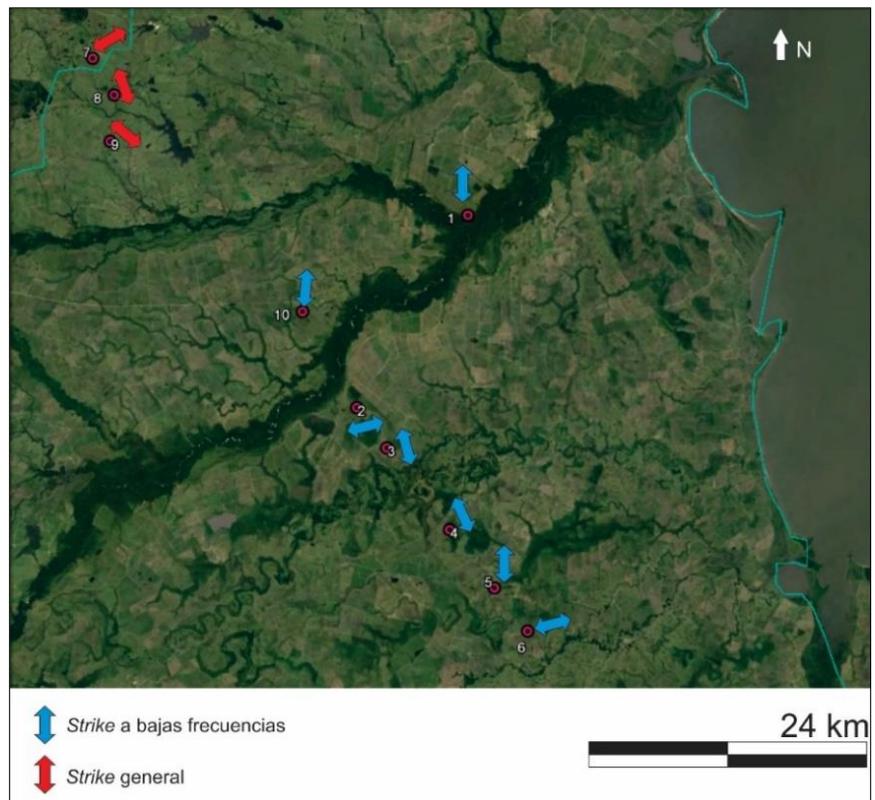


Figura 50: Dirección aproximada del strike a bajas frecuencias para los sondeos MT 1 al 6 y 10, y strike general de los sondeos MT 7, 8 y 9. En trazo verde se señala el borde de la Cuenca Laguna Merín.

*Tabla 2: Direcciones de strike general, a altas y a bajas frecuencias para los sondeos MT.*

Sondeo	General	Altas Frecuencias	Bajas Frecuencias
1	N 355°	N 325°	NS
2	N 55°	N 45°	N 75°
3	N 355°	N 45°	N 345°
4	N 345°	N 345°	N 335°
5	N 355°	N 345°	NS
6	N 55°	N 65°	N 75°
7	N 50°	-	-
8	N 340°	-	-
9	N 310°	-	-
10	N 5°	N 10°	N 5°

Para el caso de los sondeos 7, 8 y 9, realizados sobre el basamento, el *strike* general es el único presente.

## 6.6. VECTORES DE INDUCCIÓN

En forma complementaria al análisis de *strike* se realizó el análisis de los vectores de inducción, ya que se trata de un dato independiente al del *strike* y que permiten detectar estructuras en el subsuelo. El vector es perpendicular al conductor principal en el subsuelo e indica la presencia o ausencia de variaciones laterales de la conductividad. Sin embargo, no sirven para aproximar la magnitud de la conductividad eléctrica.

Al igual que en el análisis de *strike* se realizó un análisis de los vectores de inducción general, y a frecuencias altas y a bajas para los sondeos 1 al 6 y 10.

En la figura 51 se puede observar la dirección que muestran los vectores de inducción general de los sondeos realizados. Cabe mencionar que para los sondeos 6, 8 y 10, los vectores no presentan una dirección preferencial, por lo cual no se puede extraer ninguna conclusión de ellos, lo que

podría deberse a un comportamiento 3-D de los materiales del subsuelo (más de una estructura actuante en dichos sondeos).



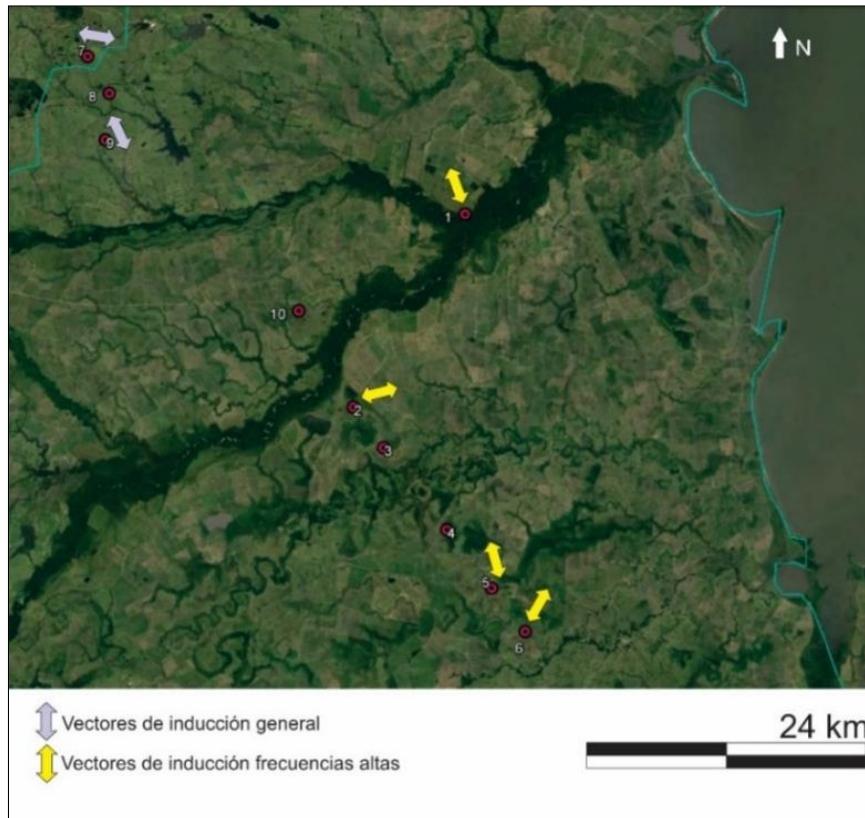
*Figura 51: Dirección aproximada de los vectores de inducción general para los sondeos MT. En trazo verde se señala el borde de la Cuenca Laguna Merín.*

La siguiente tabla (Tabla 3) resume los vectores de inducción general calculados para los restantes sondeos.

*Tabla 3: Direcciones de vectores de inducción general para los sondeos MT.*

Sondeo	General
1	N 165°
2	N 285°
3	N 105°
5	N 355°
7	N 100°
9	N 155°

La figura 52 muestra la dirección de los vectores de inducción para frecuencias altas de los sondeos. Al igual que lo que ocurre con el vector de inducción general, para altas frecuencias los sondeos 4, 3 y 10 no ajustaron una única dirección preferencial.



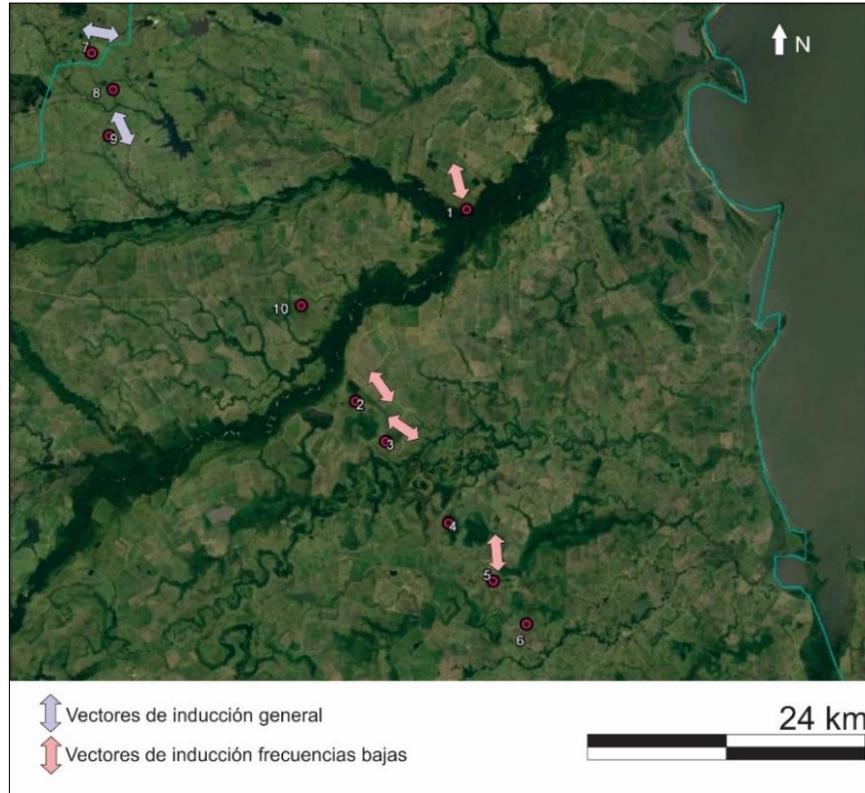
*Figura 52: Dirección aproximada de los vectores de inducción a frecuencias altas para los sondeos MT 1 al 6 y 10, y vectores de inducción general para los sondeos MT 7, 8 y 9. En trazo verde se señala el borde de la Cuenca Laguna Merín.*

La siguiente tabla (Tabla 4) resume los vectores de inducción para frecuencias altas calculados para los restantes sondeos:

*Tabla 4: Direcciones de vectores de inducción para frecuencias altas.*

Sondeo	Altas Frecuencias
1	N 160°
2	N 255°
5	N 345°
6	N 30°

La figura 53 muestra los vectores de inducción para bajas frecuencias. En el caso de los sondeos 4, 6 y 10 no se observa una dirección predominante, por lo que no presentan una clara dirección en los vectores de inducción. La tabla 5 resume los vectores de inducción para frecuencias bajas calculados para los restantes sondeos.



*Figura 53: Dirección aproximada de los vectores de inducción a frecuencias bajas para los sondeos MT 1 al 6 y 10, y vectores de inducción general para los MT 7, 8 y 9. En trazo verde se señala el borde de la Cuenca Laguna Merín.*

*Tabla 5: Direcciones de vectores de inducción para frecuencias bajas.*

Sondeo	Bajas Frecuencias
1	N 165°
2	N 55°
3	N 125°
5	N 355°

Los sondeos 8, 10 y 4 no presentan ningún vector de inducción, ni general, ni a altas o bajas frecuencias.

## 6.7. INVERSIÓN 1-D PARA EL SONDEO 1

La inversión y posterior interpretación 1-D de un sondeo parte de la hipótesis de que el subsuelo se comporta, desde el punto de vista geoelectrónico, en capas planas, paralelas y horizontales, aunque desde un punto de vista práctico, son aceptables pequeñas variaciones laterales. En caso de incumplimiento de esta hipótesis toda interpretación 1-D presentará importante error y baja confiabilidad en los espesores y resistividades eléctricos determinados. En dicho caso, una interpretación 2-D (y/o 3-D si fuera el caso) sería una herramienta más acorde, permitiendo una más precisa y robusta aproximación a las condiciones del subsuelo en el entorno del sondeo (Almaguar, 2013).

Para el caso de los sondeos realizados en este trabajo al presentar todos un comportamiento mayoritariamente 2-D y/o 3-D, no resulta recomendable realizar una inversión 1-D. Sin embargo, para el caso del Sondeo 1 por tratarse del pozo paramétrico y del único dato con el cual podemos contrastar los resultados del método, se realizó este análisis como una aproximación mediante la rotación de los ejes de medición de los sondeos magnetoteléuticos en dirección paralela y perpendicular a las estructuras.

La curva de resistividad aparente del Sondeo 1 sin rotar (Fig. 54) muestra una serie de pequeñas curvaturas, que aparentan ser capas, pero son sólo elementos ficticios, que responden a la situación 2-D existente. Al rotar el sondeo en la dirección de la estructura (N 50°) desaparecen la mayoría de estas capas ficticias (Fig. 55).

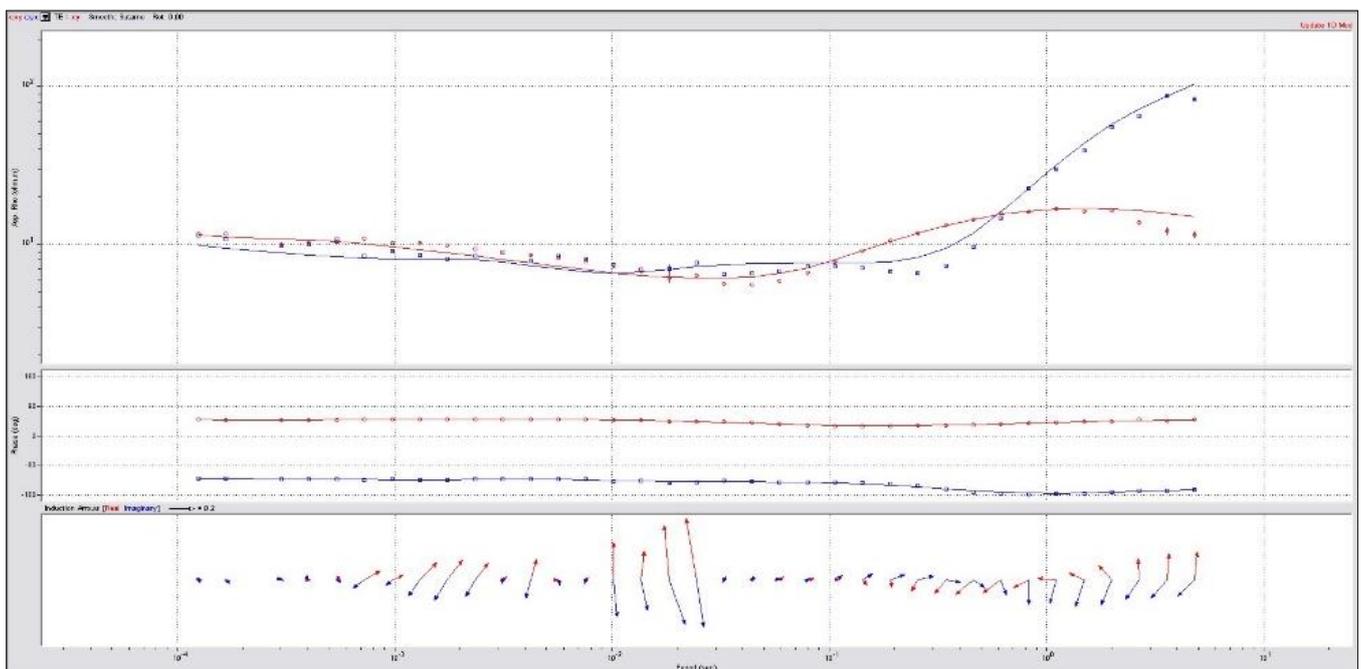


Figura 54: Curvas de resistividad aparente y fase para el Sondeo 1 sin rotar.

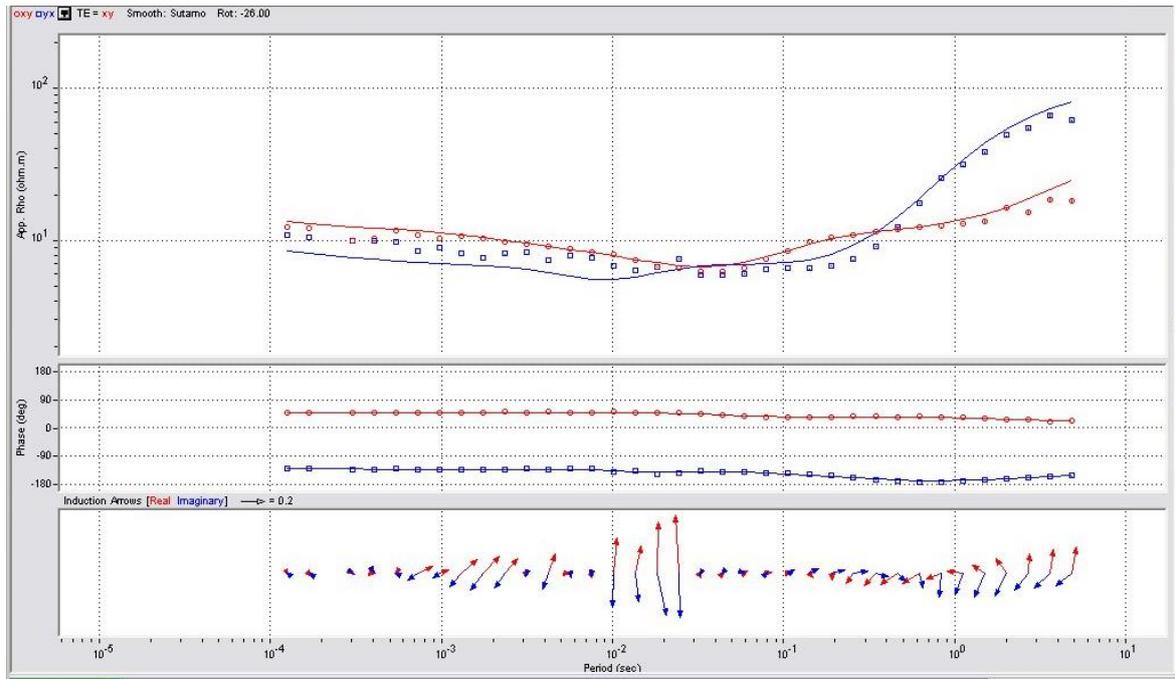


Figura 55: Curvas de resistividad aparente y fase para el Sondeo 1 rotado.

La figura 56 muestra la inversión 1-D del invariante, correspondiendo sólo a una aproximación de la situación existente en la localización del pozo.

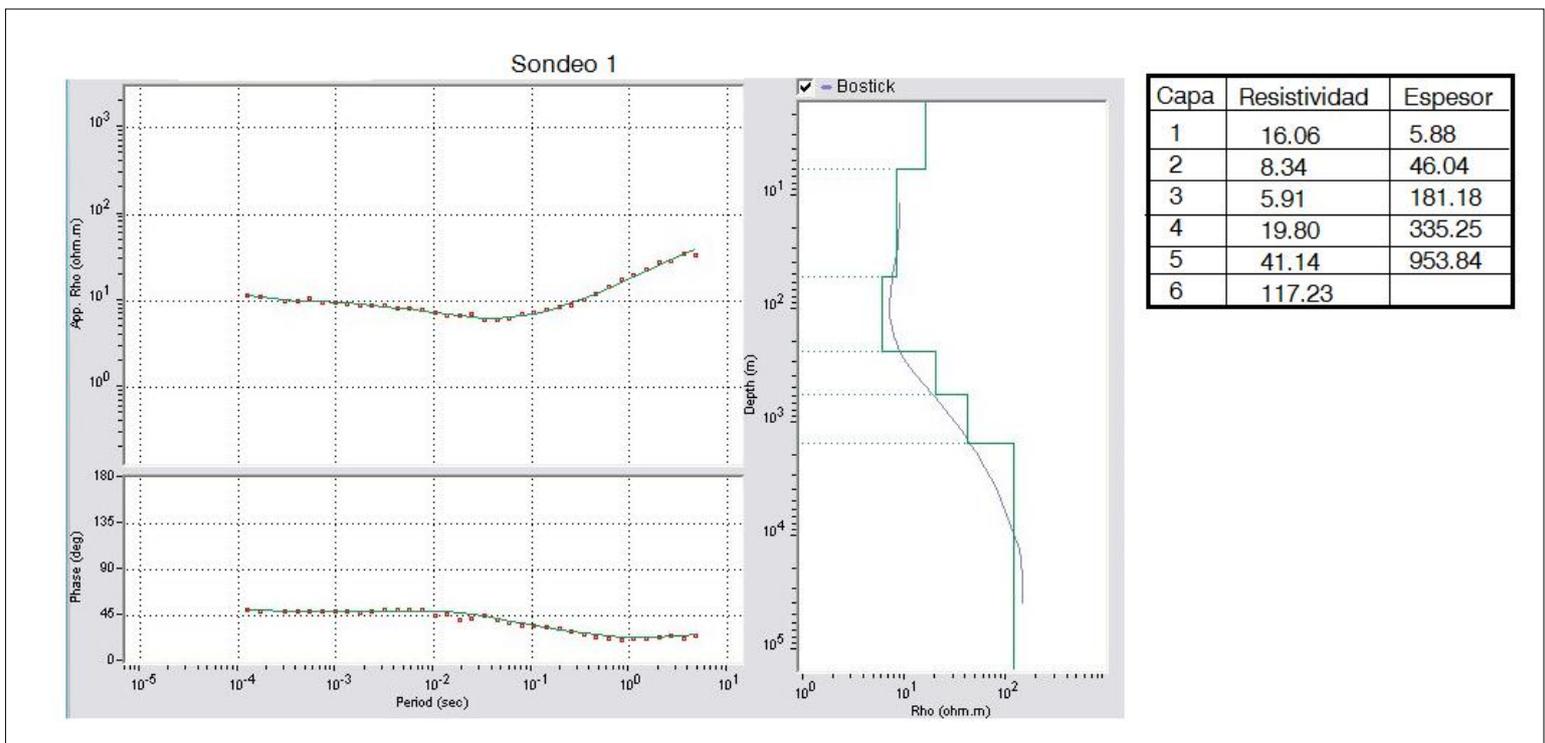


Fig. 56: Inversión 1-D del invariante del Sondeo 1.

## 6.8. INVERSIÓN 2-D

Se realizó la interpretación de la inversión 2-D de todos los sondeos, con excepción del Sondeo 1, debido a que dicho sondeo no se encuentra en la dirección de la transecta que dio origen a la inversión (Fig. 57).

Esta inversión se obtuvo a través de diferentes instancias de aproximación, ajustando primero la fase TE y luego la TM, para luego ajustar la resistividad aparente TE y finalmente la TM. Los ángulos propuestos para las diferentes aproximaciones surgen del análisis de los datos de *strike*, vectores de inducción y fotolineamientos interpretados. Con relación al *strike* y vectores de inducción se consideró de mayor relevancia los datos a bajas frecuencias.

Para el Sondeo 2 el *strike*, el vector de inducción a bajas frecuencias y los fotolineamientos marcan una dirección estructural predominante NE.

Para el Sondeo 3 los vectores de inducción y los fotolineamientos marcan una dirección estructural preferencial NE. En tanto, el *strike* a bajas frecuencias presenta una dirección NO pudiendo deberse a su ambigüedad.

En el Sondeo 4 los vectores de inducción no presentan una dirección específica. Según el *strike* se observa una dirección aproximada NS, pero los fotolineamientos interpretados marcan una dirección aproximada E-O, tomándose como válida la última dirección ya que el *strike* es ambiguo en 90°.

Para el Sondeo 5 la dirección de los vectores de inducción y de los fotolineamientos evidencian una dirección aproximada E-O. Mostrando el *strike* una dirección NS y considerando su ambigüedad la otra posibilidad sería E-O, lo cual sería coherente con los datos obtenidos en el sondeo.

El Sondeo 6 presenta una dirección estructural preferente E-O según lo registrado en el *strike* a bajas frecuencias y en los fotolineamientos. El único vector de inducción que se tiene para este sondeo es de altas frecuencias, el cual muestra una dirección estructural aproximada E-O.

Los vectores de inducción y el *strike* para el Sondeo 7 marcan una dirección preferente NE.

Para el Sondeo 8 la estructura que lo afecta es NO, lo cual se observa a través del *strike* en conjunto con los fotolinamientos.

Para el Sondeo 9 las direcciones del vector de inducción y del principal fotolineamiento interpretado marcan una dirección preferente NE, mientras que el *strike* registra una dirección NO, lo cual puede deberse a la ambigüedad de  $90^\circ$  que presenta el dato.

Para el Sondeo 10 la dirección estructural preferente es aproximadamente NE, según datos de *strike* y de fotolineamientos. Es destacable mencionar que el fotolineamiento interpretado corresponde a la inflexión del Río Cebollatí.

De lo anteriormente expuesto se entendió que la mejor dirección para rotar los sondeos, con el fin de lograr la mejor inversión 2-D, es en dirección NO para los sondeos 2, 3, 7, 8, 9 y 10, perpendicular a la orientación del lineamiento Cebollatí y los restantes sondeos en dirección NS, aproximadamente perpendicular a las estructuras. La figura 58 muestra la Inversión 2-D realizada en este trabajo.

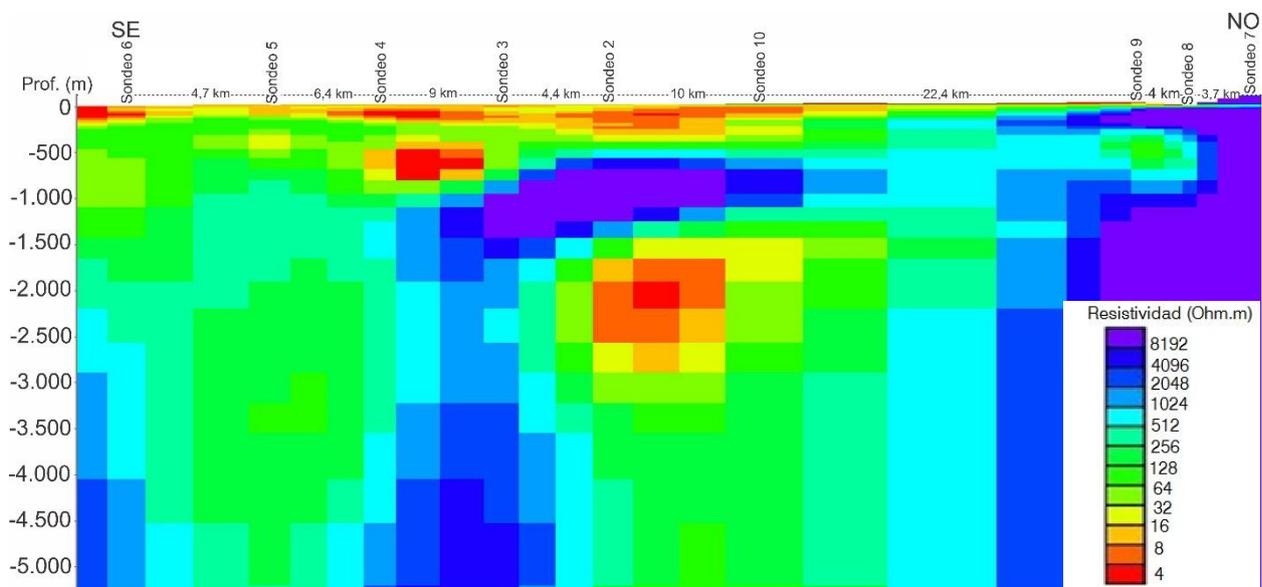


Figura 57: Inversión 2-D de la transecta magnetotelúrica.

## 7. DISCUSIÓN

Existe cierta correspondencia entre los datos del pozo Puerto Gómez N° 502, los antecedentes de SEV en la proximidad del pozo y los resultados obtenidos de la inversión 1-D del Sondeo 1.

En la inversión 1-D presentada en la figura 56 las tres capas más someras presentan resistividades bajas, de 16, 8 y  $5 \Omega.m$ , respectivamente, con un espesor total de 230 m. Esto podría corresponderse con las unidades sedimentarias atravesadas en el pozo las que presentan un espesor total de 221 m. Si bien ambos valores son muy comparables la diferencia podría deberse

a: i) la ubicación del sondeo, ya que el mismo, por cuestiones logísticas se hizo muy próximo al pozo, pero no exactamente sobre él; ii) a que la capa superior de los basaltos esté muy alterada (no existe registro preservado del pozo en DINAMIGE desde los -221 m a los -234 m). Adicionalmente, Bossi (1966) describe para los últimos metros de sedimentos una pelita marrón a rojiza que podría ser producto de la alteración de los basaltos subyacentes y iii) a la propia resolución del método.

Las capas 4 y 5 de la inversión 1-D muestran un espesor total cercano a los 1.300 m y resistividades bajas de entre 19 y 41  $\Omega \cdot m$ , respectivamente. Se corresponden con los basaltos de la Formación Puerto Gómez presentes en la perforación homónima, que presentan un espesor de 1.138 m, según los antecedentes. Esta situación presenta correspondencia con la caracterización del pozo realizada en el presente trabajo, donde es posible distinguir que la mitad superior de la Formación Puerto Gómez corresponde a facies más vacuolares y por tanto, presumiblemente menos resistivas, mientras que la mitad inferior a facies masivas (Ver Capítulo 6.1.) y por tanto más resistivas.

Asimismo, Reitmayr (2001) propone dos posibles perfiles de resistividad en función de la profundidad (SEV 6\_A y SEV 6\_B, Fig. 58) para un SEV realizado muy próximo a la perforación Puerto Gómez. Ambas interpretaciones muestran sedimentos superficiales con un espesor en el entorno de los 220 m y bajas resistividades.

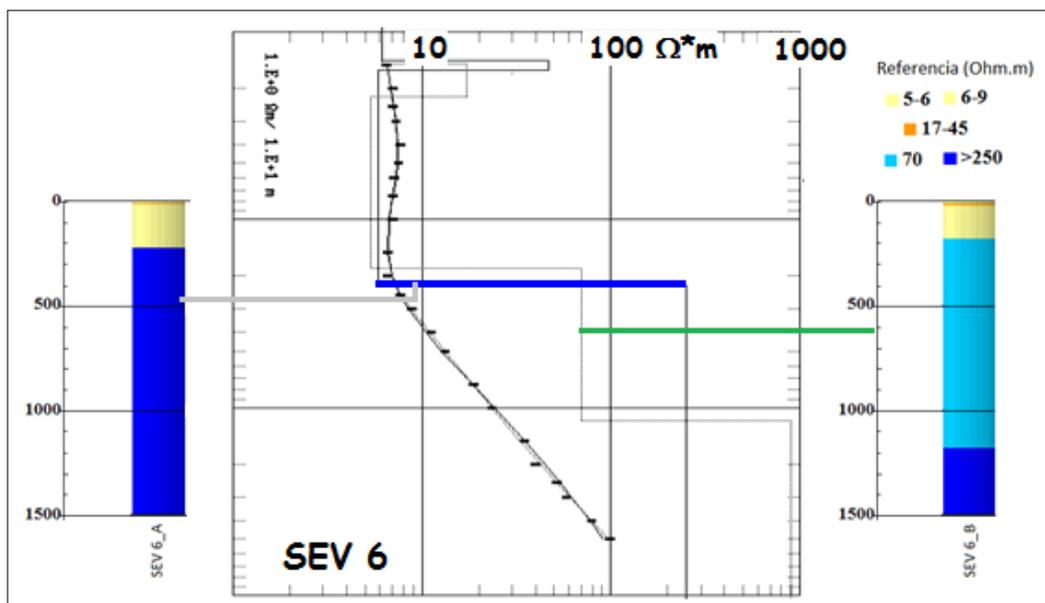


Figura 58: Perfiles de resistividad en función de la profundidad del SEV 6 (Modificado de Reitmayr, 2001).

Con relación a las interpretaciones de Reitmayr (2001) la propuesta SEV 6\_B presenta mejor correspondencia con la inversión 1-D, ya que la misma contempla por debajo de los sedimentos una capa de espesor cercano a los 1.000 m y resistividades de 70  $\Omega$ .m y una capa más profunda de resistividad mayor a 250  $\Omega$ .m. La primera de las cuales y presumiblemente el tope de la segunda se corresponden a los basaltos de la Formación Puerto Gómez.

La capa 6 de la inversión 1-D se correspondería con el basamento y estaría ubicada a una profundidad aproximada de -1.550 m, presentando resistividades superiores a 117  $\Omega$ .m. La perforación no alcanzó la base de los basaltos, y por tanto se desconoce su espesor total y la profundidad a la que se ubica el basamento. En tanto, en los perfiles SEV propuestos por Reitmayr (2001), a una profundidad superior a los -1.360 m, se registra un material con resistividad superior a los 250  $\Omega$ .m, consistente con lo observado en la inversión 1-D.

En resumen, a pesar de haberse realizado el sondeo próximo a una estructura, en donde el subsuelo presenta un comportamiento 2-D, se consiguió realizar aproximaciones a través de la inversión 1-D del mismo y obtener resultados coherentes con los antecedentes.

En la inversión 2-D presentada en la figura 57 se puede observar que el material existente debajo de los sondeos 7, 8 y 9 presenta una resistividad superior a 500  $\Omega$ .m.

Por otro lado, en los seis sondeos restantes se observa la existencia de una capa somera con baja resistividad, que va de los 4 a 32  $\Omega$ .m. Se trata de una capa con un espesor variable siendo el máximo encontrado en los sondeos 2 y 10, con un espesor aproximado de 480 m, y el menor en los sondeos 5 y 6, con 120 m de potencia, aproximadamente.

Por debajo de esta capa se encuentra otra unidad con resistividades medias de entre 32 y 256  $\Omega$ .m, que alcanza los mayores espesores en los sondeos 5 y 6, de hasta 1.750 m aproximadamente y los menores espesores en los sondeos 2 y 10 (100 m aproximadamente). Cabe mencionar que, incluida en esta capa, en los sondeos 3, 4 y 5, a una profundidad aproximada de -250 m y con un espesor promedio de 300 m aparece un cuerpo con resistividades bajas. En todos los sondeos, con excepción del 5, el material más profundo presenta una resistividad alta mayor a 500  $\Omega$ .m.

Adicionalmente, a través del resultado de la inversión 2-D es posible interpretar tres estructuras geoelectricas en profundidad (Fig. 59). La estructura ubicada al Norte de la transecta entre los sondeos 9 y 10, delimita dos materiales diferentes, uno más resistivo, con valores mayores a 500  $\Omega$ .m de otro más conductivo, con resistividad inferior a 256  $\Omega$ .m. La estructura ubicada en el sector

central de la transecta, entre los sondeos 2 y 10, la cual se observa a una profundidad de más de -1.500 m, con resistividades muy bajas de entre 4 y 32  $\Omega$ .m, se presenta como un conductor muy fuerte que enmascara su entorno, generando una geometría circular. La estructura ubicada en el sector sur de la transecta, próxima al sondeo 4, delimita el material con resistividad alta (mayor a 500  $\Omega$ .m) de otro con una resistividad mayor a 256  $\Omega$ .m. Este último material es observado en los sondeos 4, 5 y 6, y se encuentra a una profundidad aproximada mayor a los -1.400 m. Vale la pena mencionar que en las diferentes instancias de aproximación estas estructuras geoelectricas fueron siempre observadas en profundidad.

En referencia a la estructura geoelectrica identificada al Norte, la misma puede deberse a la falla que delimita el basamento del borde NO de un material de resistividades medias. Esta estructura se ubicó en esa posición en función del resultado de la inversión 2-D y del límite de afloramientos de las litologías del basamento observadas en imágenes satelitales.

Por otra parte, la estructura geoelectrica central ubicada entre los sondeos 2 y 10 se interpreta a partir de una geometría subcircular de baja resistividad en el entorno de los -1.500 m de profundidad. La misma se asigna al lineamiento Cebollatí en este trabajo, en virtud de su ubicación. Una interpretación alternativa sería que la geometría subcircular de baja resistividad observada se corresponde con un cuerpo intrusivo, el cual debería ser un conductor por presentar tan baja resistividad. Sin embargo, para este sector la gravimetría actual no expone la presencia de un cuerpo de esas características. Por lo cual, en este trabajo se optó por interpretar la geometría subcircular como un lineamiento.

La inversión 2-D interpretada de los sondeos se presenta en la figura 59.

Los sondeos 7, 8 y 9 se ubican en áreas del basamento del borde Norte de la Cuenca Laguna Merín, lo cual además de constatarse en campo se ve reflejado en los resultados geofísicos. El Sondeo 7 se ubicó directamente sobre ortogneiss del basamento cristalino (Ver Anexo I). En tanto que en los sondeos 8 y 9 existía una delgada capa de suelo debajo de los mismos.

Ninguna perforación profunda alcanzó el basamento de la cuenca, lo cual significó un gran desafío en el análisis de los datos al desconocerse con exactitud la litología presente en profundidad. Según los antecedentes geológicos podría tratarse desde litologías asignables a la Formación Rocha (rocas metasedimentarias de grado metamórfico bajo) con resistividades que podrían estar en torno a  $10^2$ - $10^3$   $\Omega$ .m, hasta granitos con eventuales resistividades en torno a  $10^3$ - $10^4$   $\Omega$ .m (Fig. 15).

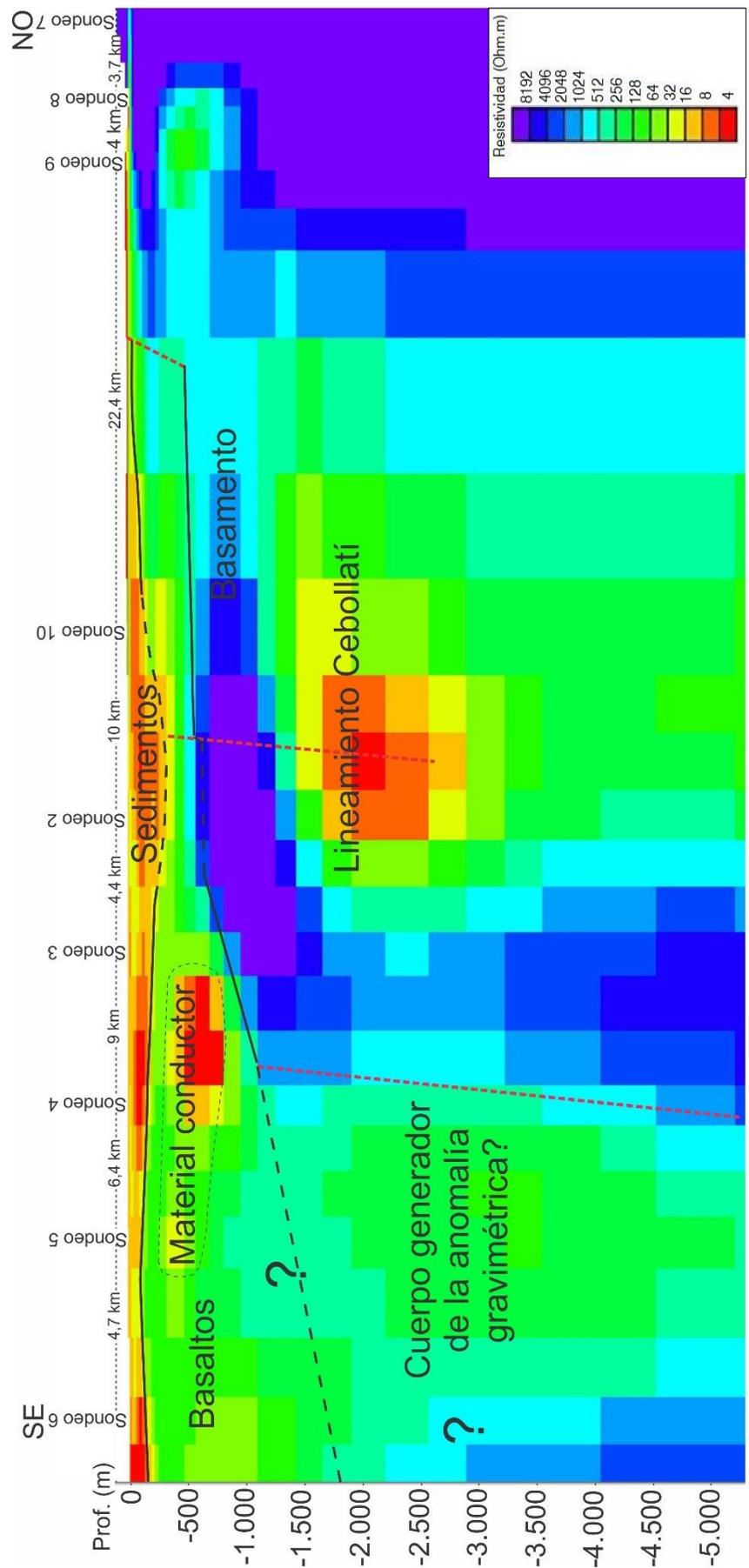
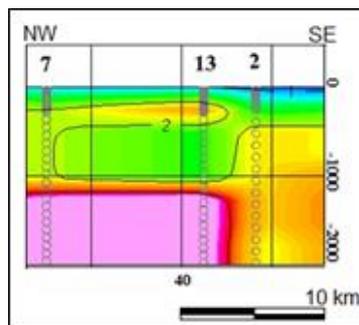


Figura 59: Inversión 2-D interpretada de los sondeos MT realizados.

Los restantes sondeos presentan una capa superficial de baja resistividad que es asignable a sedimentos por presentar una continuidad lateral y por las descripciones geológicas y geofísicas del área.

Subyacente a la capa sedimentaria en la inversión 2-D se observa una capa, que según los antecedentes geológicos y geofísicos corresponde a los basaltos de la Formación Puerto Gómez. Esta capa en la inversión 2-D alcanza valores de resistividad entre 32 y 256  $\Omega$ .m, este valor es inferior al esperado para estas litologías, pero semejante con los valores obtenidos en los ensayos SEV, pudiéndose inferir que la presencia abundante de vacuolas podría ser la responsable del mismo. La presencia de las vacuolas y de las amígdalas con minerales hidratados fue corroborada en la descripción petrográfica del pozo (Ver capítulo 6.1.).

En la inversión 2-D, en el Sondeo 5, a partir de los -250 m de profundidad aproximadamente se observa la presencia de un material con resistividad baja en el entorno de 16-32  $\Omega$ .m. Este también está presente en el antecedente geofísico de Reitmayr (2001) (Fig. 60). El SEV 13 se ubica muy próximo al Sondeo 5 y ambos detectan este cuerpo.



*Figura 60: Perfil de los SEV 7, 13 y 2 (Modificado de Reitmayr, 2001).*

En los sondeos MT 4 y 3 también se observa ese cuerpo de baja resistividad entre la unidad asignable a los basaltos. De acuerdo con el trabajo de Reitmayr (2001) cercanos a estos sondeos se ubican los SEV 5 y 8 (Fig. 61), los cuales no identifican esta capa de baja resistividad. Esto podría deberse a que el cuerpo caracterizado en la inversión 2-D no está presente en el área de los mencionados SEV o bien a un efecto del modelo suavizado de los SEV, incluyendo esta capa en la de los sedimentos superficiales. Esto puede suponerse del análisis de la figura 61 donde se observa un espesamiento de la capa superficial de sedimentos en la posición de los SEV 8 y 5.

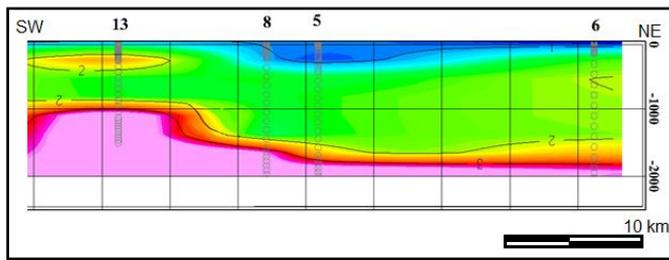


Fig. 61: Perfil de los SEV 13, 8, 5 y 6 (Modificado de Reitmayr, 2001).

El cuerpo de baja resistividad localizado entre los sondeos 3 y 5, y a una profundidad de entre -200 m y más de -500 m aproximadamente podría corresponder a una estructura subhorizontal localizada en los basaltos, a una capa de basaltos muy alterados o bien a otro cuerpo que reúna esas características resistivas, tales como por ejemplo litologías metálicas o sedimentarias. Según los antecedentes los cuerpos magnéticos en la cuenca se encuentran a profundidades menores a 1 km (Reitmayr, 2001) pudiendo corresponder los mismos a basaltos (Cernuschi, 2011).

Por otro lado, los sondeos 4, 5 y 6 son los que se encuentran más próximos a la anomalía gravimétrica presente en la cuenca, siendo el Sondeo 5 el que se encuentra más cerca del máximo gravimétrico. En la inversión 2-D se pudo visualizar un cuerpo subcircular a una profundidad mayor a los -1.400 m, con resistividades mayores a  $256 \Omega \cdot m$  que podría ser asignable al cuerpo generador de la anomalía. La estructura geoelectrónica, ubicada al Sur de la transecta, delimita el cuerpo mencionado anteriormente, caracterizado por resistividades medias, de otro cuerpo muy resistivo, el cual correspondería al basamento por su alta resistividad.

Reitmayr (2001) realizó un modelo geofísico del cuerpo generador de la anomalía gravimétrica (Fig. 62) en el área de estudio. En la figura del autor se puede observar la existencia de un cuerpo de alta densidad a una profundidad de entre -1 y -7 km, el cual no presenta una magnetización considerable. La dirección de este perfil es aproximadamente paralela, pero se encuentra desplazada aproximadamente 15 km al Este de la transecta realizada este estudio. Los límites del cuerpo “denso” del modelo realizado por Reitmayr (2001) presentan una geometría parcialmente coincidente con los observados en la inversión 2-D.

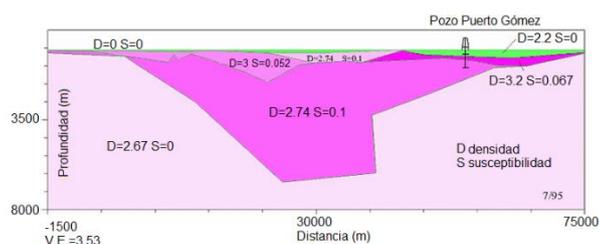


Figura 62: Modelo del cuerpo generador de la anomalía (Modificado de Reitmayr).

Con relación a la génesis de la anomalía gravimétrica presente en la Cuenca Laguna Merín se han planteado varias hipótesis. Según Reitmayr (2001) y Veroslavsky *et al.* (2002), dicha anomalía estaría asociada a basaltos y diques de rocas básicas y máficas de origen mantélico. Por su parte Cernuschi (2011) la asocia a la presencia de un complejo magmático intrusivo.

El material más profundo ubicado debajo de los sondeos 4, 5 y 6, interpretado como el cuerpo posiblemente generador de la anomalía gravimétrica en este trabajo podría tener varias interpretaciones: a) ser un cuerpo co-genético con las lavas de la Formación Puerto Gómez y ser la fuente alimentadora en esta área de los basaltos, b) ser una heterogeneidad en el basamento.

La identificación litológica de esta anomalía excede los objetivos de este trabajo y del propio método empleado, por lo que se sugiere una mayor densificación de sondeos MT que permitan delimitar la morfología del cuerpo identificado y de sus relaciones de contactos con la roca caja. La caracterización de la misma debería hacerse mediante la utilización de otros métodos de estudio.

A continuación, se presenta una propuesta del perfil geológico de la transecta magnetotelúrica realizada en este trabajo (Fig. 63).

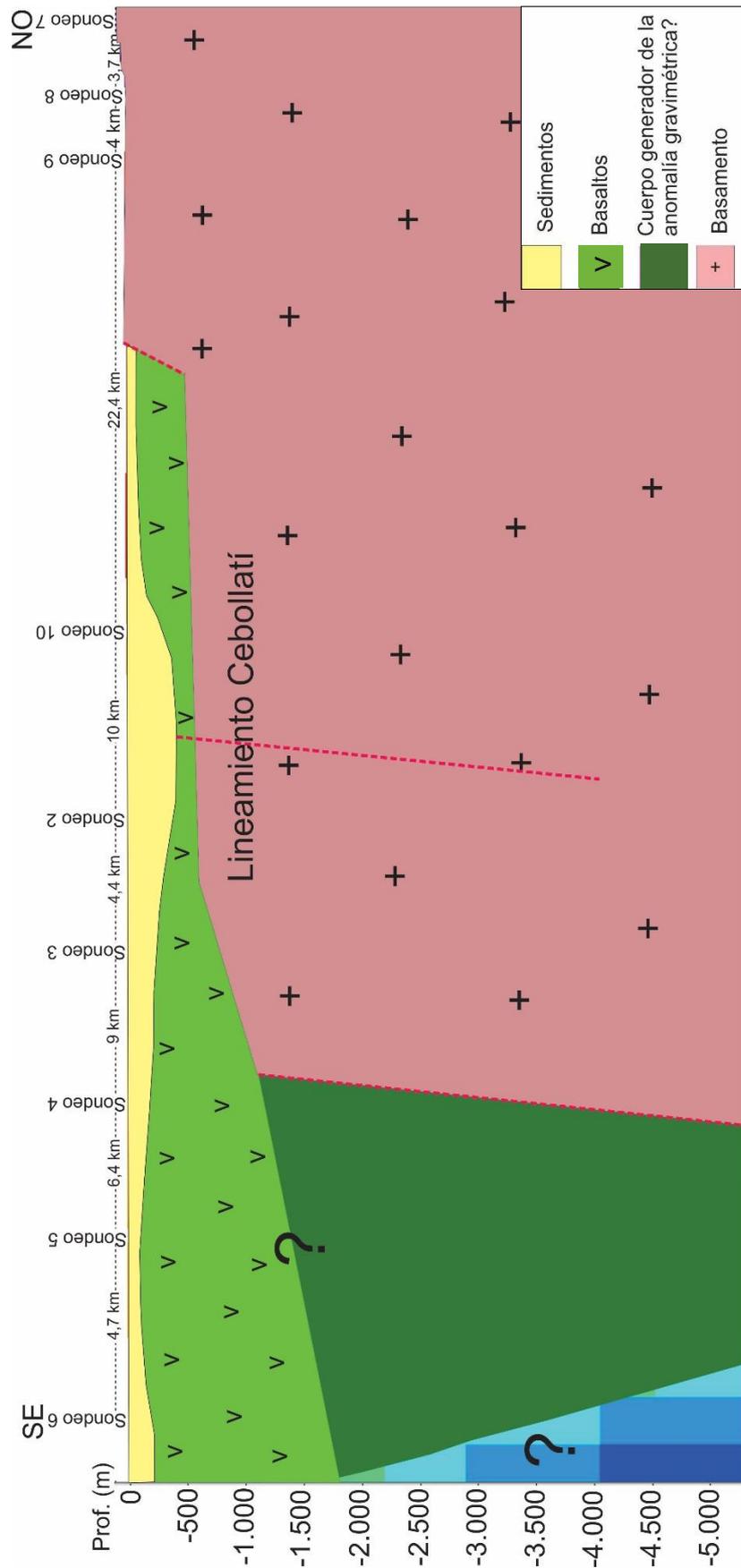


Figura 63: Propuesta del perfil geológico para la transecta magnetotélúrica realizada en este trabajo.

## 8. CONCLUSIONES

Los diez sondeos magnetoteléuticos conforman una transecta de orientación NO-SE, siendo perpendicular a los bordes estructurales de la Cuenca Laguna Merín. El índice planetario  $K_p$ , extraído de los informes de NOAA para las fechas de las campañas de adquisición de datos indica que los mismos no están afectados por procesos de perturbación magnetosférica.

Las litologías identificadas en el pozo Puerto Gómez corresponden hasta una profundidad de -221 m a sedimentos y rocas sedimentarias, y entre -234 m y -1.180 m a basaltos. El paquete sedimentario puede ser subdividido en 3 unidades: la primera corresponde a sedimentos post-oligocénicos hasta una profundidad de -63 m, la segunda corresponde a la Formación Fray Bentos y se ubica entre -63 m a -157 m y la tercera a la Formación Migués desde los -157 m hasta los -221 m. Los basaltos corresponden a la Formación Puerto Gómez y se observa en sus primeros 32 m la presencia de una brecha volcánica autoclástica. Adicionalmente, fue posible distinguir dos facies en los basaltos: una vacuolar-amigdaloidal predominante en la mitad superior, y otra masiva predominante en la mitad inferior.

A través del análisis de las curvas de resistividad aparente para todos los sondeos MT se concluye que las mismas alcanzan resistividades aparentes elevadas en profundidad, existiendo dos órdenes de magnitud de diferencia entre las observadas debajo del sondeo 7, 8 y 9 ( $10^4 \Omega.m$ ) y los restantes sondeos ( $10^2 \Omega.m$ ).

Por otro lado, el análisis de la dimensionalidad arrojó que los sondeos MT exhiben un comportamiento predominantemente 2-D y/o 3-D, por tal razón se efectuaron inversiones 2-D de todos los sondeos MT, con excepción del Sondeo 1, al que se realizó una inversión 1-D con el fin de correlacionar la inversión con los datos del pozo Puerto Gómez N° 502.

A través de la inversión 1-D del Sondeo 1 se determinó la presencia de 6 capas con características geoeléctricas diferentes, las tres primeras presentan resistividades bajas de 16, 8 y 5  $\Omega.m$  respectivamente, siendo asignables a los sedimentos atravesados en el pozo Puerto Gómez N° 502. La cuarta y quinta capa presentan resistividades bajas de entre 19 y 41  $\Omega.m$ , respectivamente, tienen un espesor total cercano a los 1.300 m y serían asignables a los basaltos de la Formación Puerto Gómez. La baja resistividad de la capa 4 podría deberse a la presencia de la facies vacuolar en la mitad superior de la unidad. En tanto, el incremento de la resistividad en la capa 5 podría deberse al carácter masivo del basalto en la mitad inferior. La última capa de la inversión 1-D ubicada a una profundidad de -1.550 m, sería asignable al basamento y presenta resistividades

superiores a 117  $\Omega$ .m. Estas 6 capas se compararon con dos perfiles de interpretación de un SEV ubicado cercano a la perforación Puerto Gómez (SEV 6\_A y SEV 6\_B, Reitmayr, 2001). La inversión 1-D presenta mayor coherencia con el SEV 6\_B.

A partir del análisis de los fotolineamientos, vectores de inducción y del *strike* de todos los sondeos, con excepción del Sondeo 1, se determinó la mejor dirección de rotación de los sondeos para generar la inversión 2-D. Para los sondeos 2, 3, 7, 8, 9 y 10 la dirección determinada fue NO (perpendicular a la orientación del lineamiento Cebollatí), en tanto que para los restantes sondeos fue NS (aproximadamente perpendicular a las estructuras más cercanas).

Los sondeos 7, 8 y 9 se ubican en áreas del basamento del borde Norte de la Cuenca Laguna Merín, lo cual además de constatarse en campo, se ve reflejado en los resultados geofísicos. En la inversión 2-D el material presenta resistividades superiores a 500  $\Omega$ .m, siendo asignable tal resistividad a materiales del basamento cristalino.

En los restantes sondeos se observa la existencia de una cobertura sedimentaria con baja resistividad, que va de los 4 a 32  $\Omega$ .m, y con un espesor variable entre 120 m y 480 m. Por debajo de esta cobertura se encuentra otra unidad con resistividades medias de entre 32 y 256  $\Omega$ .m, la cual es asignable a basaltos. La mayor potencia es de 1.750 m aproximadamente y se encuentra entre los sondeos 5 y 6, y la menor potencia está en los sondeos 2 y 10, con 100 m aproximadamente. Incluida en esta capa, en los sondeos 3, 4 y 5, a una profundidad aproximada de -250 m, aparece un cuerpo con resistividades bajas y con un espesor promedio de 300 m. La capa más profunda presenta una alta resistividad con un valor mayor a 500  $\Omega$ .m, la cual es asignable al basamento, siendo observada en todos los sondeos, con excepción del Sondeo 5.

Se interpretaron tres estructuras geoelectricas en profundidad, la ubicada al Norte de la transecta entre los sondeos 9 y 10, delimita el área de afloramientos del basamento cristalino (mayor a 500  $\Omega$ .m) de otro material con resistividad inferior (menor a 256  $\Omega$ .m). La ubicada entre los sondeos 2 y 10 sería asignable al lineamiento Cebollatí, la misma se observa a una profundidad de más de -1.500 m. La tercera estructura se encuentra al Sur de la transecta, próxima al Sondeo 4 y delimita la unidad que correspondería al basamento cristalino del posible cuerpo generador de la anomalía gravimétrica, el cual presenta una resistividad mayor a los 256  $\Omega$ .m.

Los sondeos 4, 5 y 6 son los más cercanos a la anomalía gravimétrica, siendo el Sondeo 5 el más próximo al máximo gravimétrico. En la inversión 2-D es posible reconocer un cuerpo, ubicado a una profundidad mayor a los -1.400 m aproximadamente, que podría ser asignable al cuerpo

generador de la anomalía gravimétrica. Los límites del cuerpo observado en la inversión 2-D son parcialmente coincidentes con los establecidos en el modelo realizado por Reitmayr (2001).

Por las razones anteriormente expuestas, el método magnetotelúrico resultó apropiado para alcanzar los objetivos planteados en la presente investigación, es de destacar que los mismos no resultan concluyentes para la cuenca. Para un mejor entendimiento de la cuenca se entiende pertinente continuar las investigaciones en el área, densificando los sondeos MT, particularmente en las proximidades de las estructuras geoelectricas identificadas, o empleando otros métodos de estudio, tales como sísmica o perforaciones profundas.

## 9. BIBLIOGRAFÍA

### A

- Almaguer, J. (2013). Estudio magnetotelúrico con fines de interés geotérmico en el sector norte del nevado de ruiz, Colombia. Trabajo Final de Magister, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Almeida, F., Amaral, G., Cordani, U. & Kawashita, K. (1973). The Precambrian evolution of the South American cratonic margin, South of Amazonas River. In: Nairn ACM, Kanes WH, Stehli FG (eds) *The Ocean Basins and Margins*. Plenum, New York, pp 411–446.

### B

- Bahr, K. (1988). Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. *J. Geophys.*, 62, pp. 119-127.
- Bartels J., Heck H. & Johnston H. (1939). The Three-Hour-Range index measuring geomagnetic activity, *Terr.Mag.*, Vol. 44, No. 4, 411-454.
- Berdichevsky, M., Bezruk, I. & Chinavera, O. (1973). Magnetotelluric sounding with the use of mathematical filters. *Fiz. Zelm*, 3:79-92.
- Bossi, J. (1966). *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República.
- Bossi, J., Ferrando, L., Montaña, J., Campal, N., Morales, H., Gancio, F., Schipilov, A., Piñeyro, D. & Sprechmann, P. (1998). *Carta Geológica del Uruguay*. Escala 1:500.000- Geo-editores, Montevideo.
- Bossi, J. & Navarro, R. (1991). *Geología del Uruguay*. 2 vol. Montevideo: Universidad de la República. 948p.
- Bossi, J., Preciozzi, F. & Campal, N. (1993). *Predevoniano del Uruguay*. Parte I: Terreno Piedra Alta. DINAMIGE, Montevideo, pp.
- Bossi, J. & Gaucher, C. (2014) Terreno Cuchilla Dionisio: bloque meridional. In: Bossi, J., Gaucher, C. (Eds.) *Geología del Uruguay*. Tomo 1: Predevónico. Polo, Montevideo, pp. 355-376.
- Bostick, F. (1977). A simple almost exact method of magnetotelluric analysis. In: Ward, S. (ed.), *Workshop of Electrical Methods in Geothermal Exploration*, Univ. of Utha, Res. Inst., U.S. Geolog. Surv.
- Brandy, J., Campbell, T., Fenoick, A. & Sandberg, S. (2009). Sondeos electromagnéticos para la exploración de petróleo y gas. *Oilfield Revista*, Schlumberger, 21 (1).

### C

- Carta Gravimétrica Nacional. Servicio Geográfico Militar. (1973). [www.sgm.gub.uy/index.php/7-institucion](http://www.sgm.gub.uy/index.php/7-institucion).

- Cagniard, L. (1953). Principe de la méthode magneto-tellurique, nouvelle méthode de prospection géophysique. *Geophysics*, 18:605-635.
- Caldwell, T., Bibby, H. & Brown, C. (2004). The magnetotelluric phase tensor. *Geophys. J. Int.* 158 (2), 457–469.
- Cantwell, T. (1960). Detection and analysis of low frequency magnetotellurics signals. Ph.D Thesis, Dept. of Geology and Geophysics, Cambridge.
- Cernuschi, F. (2011). Geology of the Cretaceous Lascano -East Intrusive Complex: Magmatic Evolution and Mineralization Potential of the Merín Basin, Uruguay. Master of Science Thesis, Oregon State University.
- Chang, R. & College, W. (2002). Química, 6ta edición. Ed. Mc Graw-Hill.
- Chave, A. & Jones, A. (2012). The magnetotelluric method. Cambridge University Press.
- Consortio Guaraní. (2008). Técnicas geofísicas terrestres aplicables al estudio del SGA y Guía Básica de Datos Regionales, 2008, p.75.
- Constable, S., Parker R. & Constable. C. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52, 3, pp 289-300.
- Conti, B. (2008). Caracterización faciológica y estructural del magmatismo Mesozoico en la región de Lascano. Tesis, UdelaR, 85 pp.
- Corbo, F. (2006). Modelo geofísico del Acuífero Guaraní: zona comprendida entre Uruguay y Argentina. Tesis maestría. UNAM. 155 pg.
- Correa, M. (2009). Análise gravimétrica e magnetométrica da região sul da província costeira do Rio Grande do Sul, setor Sudoeste da Bacia de Pelotas. Tesis Maestria em Geociências.
- Correa, M., Tomazelli, L., Uberti, A. & Guimaraes, Barboza, E. (2009). Integracao de métodos potenciais (gravimetria e magnetometria) na caracterizacao do embasamento da região sudoeste da Bacia de Pelotas, Sul Do Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica* 27(4): 641-657.

## D

- de Santa Ana H. (1989). Consideraciones tectónicas y deposicionales de la Cuenca Norte uruguaya. *Boletín Técnico de ARPEL*, 18(4): 319-339.
- de Santa Ana, H., Goso, C., Muzio, R., Oyhantçabal, P. & Veroslavsky, G. (1994). Bacia de Santa Lucia (Uruguai): Evolução tectônica e sedimentar. *Revista Geociências* 13(1): 37-52.
- de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. (2003). La tectosecuencia volcanosedimentaria de la Cuenca Norte de Uruguay. Edad Jurásico-Cretácico Temprano, pp. 51-74 de Veroslavsky G, Ubilla M & Martínez S (eds.): *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y recursos naturales – Mesozoico*. DIRAC, Montevideo.
- de Santa Ana, H., Goso, C. & Daners, G. (2006). Cuenca Norte. Estratigrafía del carbonífero-pérmico. Veroslavsky G, Ubilla M & Martínez S (eds.): *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Paleozoico*,

cap. V.

Dmitriev, W. & Berdichevsky, M. (1979). The Fundamental Model of Magnetotelluric Sounding. *Journal Proceeding of the IEEE*. 67(7): 1034-1044.

## E

Ellis, T. & Turner, R. (2006). Progress report on the evaluation of the air-FTG gravity gradiometer and aeromagnetic surveys on the Lascano project, Uruguay. Internal Orosur Mining Inc.

## F

Fragoso Cesar, A. (1980). O Cráton do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio – Sul-Rio-Grandense, in 31º Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú (Brazil). Curitiba, Soc. Bras. Geol., v. 5, p. 2879–2892.

Fragoso Cesar, A., Machado, R. & Gómez Rifas, C. (1987). Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o Escudo do Rio Grande do Sul. In: *Simp. Sul-Bras. Geol.*, 3, SBGeol, núcleo Sureste, Curitiba, Atas, 2:791-809.

## G

Gómez, C. & Masquelin, H. (1996). Petrología y geoquímica de las rocas volcánicas cretácicas del Uruguay. *Actas XIII Congreso de Geología Argentina*, Buenos Aires, Vol. III, pp. 635 – 652.

González, A., Clezio, M., Siomes, S., Reinaldo, R. & Odim, M. (2014). Pronóstico del índice planetario Kp usando modelos autoregresivos. *Ciencias de la Tierra y el Espacio*, Vol. 15, No 1, pp. 67-76, ISSN 1729-3790.

## I

Introcaso, H. & Huerta, E. (1982). Interpretación del exceso de gravedad en Uruguay. V Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina, Actas IV: 87-104.

## J

Jones, G. (1956). Memoria explicativa y mapa geológico de la región de Oriental del Dpt. de Canelones. *Boletín* 34.1:193. IGU, Montevideo, Uruguay.

Jiracek, G. (1990). Near -surface and topographic distortions in electromagnetic induction. *Surv. Geophys.*, 11, 163-203.

Jones, A. (1983). On the equivalence of the "Niblett" and "Bostick" transformations in the magnetotelluric method, *J. Geophys. (Z. Geophysik)*, 53, 72-73.

Jones, A. (1986). Parkinson's pointers potential perfidy. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 87, 1215-1224.

- Jones, A. (1988). Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. *Geophysics*, vol 53, No 7, pp 967-978.
- Jones, F. & Price, A. (1970). The perturbations of alternating geomagnetic fields by conductivity anomalies, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 20, 317-334.

## L

- Ledo, J. & Jones, A. (2005). Temperature of the upper mantle beneath the Intermontane Belt, northern Canadian Cordillera, determined from combining mineral composition, electrical conductivity laboratory studies and magnetotelluric field observations. *Earth and Planetary Science Letters*, 236, 258-268.

## M

- Masquelín, H. (2006). El escudo uruguayo. En: Veroslavsky G, Ubilla M, Martínez S. [Eds.] *Cuencas Sedimentarias del Uruguay*. Vol. III: Paleozoico. Montevideo: Facultad de Ciencias. pp. 37 – 106.
- Medina, E & Pirelli, H. (1995). Anomalía gravimétrica de la Cuenca Laguna Merín. *DINAMIGE*.
- Miensopust, M. (2010). *Multidimensional Magnetotellurics: A 2D Case Study and a 3D Approach to Simultaneously Invert for Resistivity Structure and Distorsion Parameters*. Ph.D. Thesis, National University of Ireland, Galway Ireland.
- Montaña, J. & Bossi, J. (1995). Geomorfología de los humedales de la cuenca de la Laguna Merín en el departamento de Rocha. *Facultad de Agronomía/ Convenio PROBIDES*. p.11-20.
- Morales, E. (2006). Caracterización faciológica de los depósitos volcánicos mesozoicos asociados a la Formación Arequita, Uruguay. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias, Montevideo. 64 p.
- Morales, E., Muzio, R., Veroslavsky, G. & Conti, B. (2006). Geología de la Sierra de los Ajos. Cuenca Laguna Marín (Rocha, Uruguay). *Revista de la SUG*. No 13, p 2-8.
- Morales, E., Soto, M., Conti, B., de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. (2013) Cretácico postrift de las cuencas del margen continental uruguayo: implicancias para la exploración de hidrocarburos. VII Congreso Uruguayo de Geología. Montevideo, Uruguay. CD-Rom.
- Muzio, R. & Artur, A. (1998). *Actas de 2° Congreso Uruguayo de Geología*: 145-150, Punta del Este.
- Muzio, R. (2000). *Evolução petrológica e geocronologia do Maciço Alcalino Valle Chico, Uruguai*. Tese de doutorado. UNESP. SP, Brasil. 171 pp.
- Muzio, R., Artur, A. & Wernick, E. (2002). Petrological and geochemical evolution of the Valle Chico Alkaline Massif, southeastern Uruguay. *International Geology Review*, 44 (4): pp. 352 – 369.
- Muzio, R., Veroslavsky, G. & Morales, E. (2004). Geología de la Sierra de San Miguel, departamento de Rocha (Uruguay). *Actas IV Congreso Uruguayo de Geología*, versión CD-ROM, Montevideo

Muzio, R., Conti, B., Scaglia, F. & Morales, E. (2008). Las calderas de Lascano – Sierra de los Ajos, Cuenca Laguna Merín (SE- Uruguay). Revista de la SUG. No 15, p 54-62.

Muzio, R., Peel, E., Morales, E., Veroslavsky, G. & Conti, B. (2009). Mesozoic Magmatism in East Uruguay: Petrological Constraints related to the Sierra San Miguel Region. Earth Sciences Research Journal. 13:16-29.

## N

NOAA.(2014).<http://mragheb.com/NPRE%20402%20ME%20405%20Nuclear%20Power%20Engineering/Solar%20Storms%20Effects%20on%20Nuclear%20and%20Electrical%20Installations.pdf>

NOAA. (2015a). <ftp://ftp.SOpc.noaa.gov/pub/warehouse/2016/WeeklyPDF/prf2078.pdf>.

NOAA. (2015b). <ftp://ftp.SOpc.noaa.gov/pub/warehouse/2016/WeeklyPDF/prf2099.pdf>

## O

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S. & Wemmer, K. (2010). The Rio de La Plata craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. Int J Earth Sci. (Geol. Rundsch) doi:10.1007/s00531-010-0580-8.

## P

Panario, D. (1988). Geomorfología del Uruguay. Facultad de Humanidades y Ciencias, Universidad de la República, Montevideo, 1 – 31 pp.

Parkinson, W. (1959). Direction of rapid geomagnetic fluctuation. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. Vol 2. pp: 1-14.

Pous, J. & Marcuello, A. (2003). El método magnetotelúrico: descripción y aportaciones en investigaciones de ámbito regional. Boletín Geológico y Minero, 114.

Preciozzi, F., Spoturno, J. & Heinzen, W. (1979). Carta Geo-Estructural del Uruguay. Instituto Geológico Ing. Eduardo Terra Arocena. Montevideo, Uruguay.

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

## R

Reitmayr, G. (2001). Una espectacular peculiaridad uruguaya: la anomalía gravimétrica de la Laguna Merín. 15° Congreso Latinoamericano de Geología, 3° Congreso Uruguayo de Geología, Actas Digitales, Montevideo.

- Rodi, W. & Mackie, R. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, Vol. 66, N° 1, pp. 174–187.
- 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.
- Rossello, E., de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. (1999). El lineamiento Santa Lucía -Aiguá- Merín (Uruguay): Un rifting transtensivo Mesozoico abortado durante la apertura atlántica?, V Simposio sobre o Cretáceo do Brasil -I Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, pp. 443-448, Serra Negra, Brasil.
- Rossello, E., de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. (2000). El lineamiento Santa Lucía -Aiguá- Merín (Uruguay): un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura Atlántica. *Revista Brasileira de Geociencias*, 30 (4): 749-756.
- Rossello, E., Veroslavsky, G., Masquelin, H. & de Santa Ana, H. (2007). El corredor tectónico juro-cretácico Santa Lucía -Aiguá -Merín (Uruguay): evidencias cinemáticas transcurrentes dextrales y controles estructurales preexistentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62 (1): 92-104.

## S

- Sánchez Bettucci, L., Peel, E. & Oyhantçabal, P. (2010). Precambrian geotectonic units of the Río de la Plata craton, *International Geology Review*, 52: 1, 32-50.
- Serwey, R. & Beichneir, R. (2002). *Física para Ciencias e Ingeniería*. Vol 2. 2 Ed.
- Simpson, F. & Bahar, K. (2005). *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press.
- Soliani Jr, E. (1986): Os dados geocronológicos do escudo Sul-Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica. Tese de Doutorado, USP, São Paulo, 1 tomo, pp. 1-396.
- Soto, M., Morales, E., Veroslavsky, G., de Santa Ana, H., Ucha, N. & Rodriguez, P. (2011). The continental margin of Uruguay: Crustal architecture and segmentation. *Marine and Petroleum Geology*, v.: 29 9, p.: 1676 – 1689.

## T

- Tikhonov, A. (1950). Determination of the electrical characteristics of the Deep strata of the earth's crust. *Doklady Akadamaia Nauk*. 73 (2): 295-297.

## U

- Ucha, N., de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. (2003). La Cuenca de Punta del Este: geología y potencial hidrocarburífero. In: Veroslavsky, G., Ubilla, M., Martínez, S. (EDS.): *Cuencas sedimentarias del Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales*. Mesozoico. DIRAC – Facultad de Ciencias, Montevideo, pp. 171 – 190.

## V

- 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., Rossello E. & de Santa Ana, H. (2002). La Anomalía Gravimétrica de la Cuenca Laguna Merín (Uruguay): Origen y Expectativas en la Exploración Mineral. *Revista Geológica Uruguaya*. 1 (2).
- Veroslavsky, G., de Santa Ana, H. & Rossello, E. (2004). Depósitos del Jurásico y Cretácico Temprano de la región meridional de Uruguay. El lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín. En Veroslavsky, G., Ubilla, M., Martínez, S. (eds.) *Cuencas sedimentarias del Uruguay, Mesozoico*. 2 Ed. Montevideo, DIRAC, Facultad de Ciencias, p.117-134.
- Vozoff, K. (1972). The magnetotellurics method in the exploration of sedimentary basin. *Geophysics*, 37:98-141.

## W

- Wait, J. (1954). On the relation between telluric currents and the Earth's magnetic field. *Geophysics*, 19:281-289.
- Wiese, H. (1962). Geomagnetische Tiefentellurik Teil II: Die Streichrichtung der Untergrundstrukturen des elektrischen Widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen Variationen, *Pure and Applied Geophysics*, 52:83-103.

## ANEXO I

### ● MUESTRA DE ROCA DEL BORDE NO DE LA CUENCA LAGUNA MERÍN.

Se realizó la descripción estructural de foliaciones de un afloramiento ubicado en el borde NO de la cuenca, el cual corresponde al basamento y la descripción petrográfica de una muestra del área.

El afloramiento se encuentra en un bajo topográfico cerca de la Ruta Nacional N° 18 (P1, Fig. 1), siendo la densidad de afloramiento pobre. La foliación tiene una dirección promedio de N 59°/85° SE (Tabla 1) (Fig. 2).



Figura 1: Ubicación del punto de muestreo (P1) y su cercanía con el Sondeo 7.

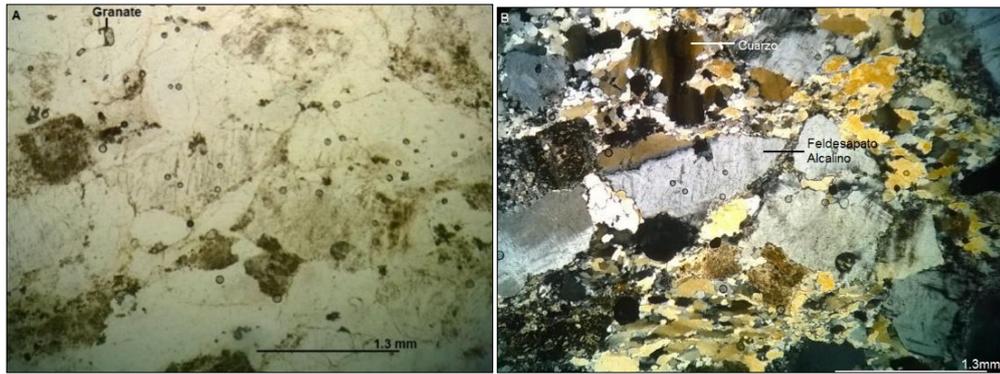
Tabla 1. Direcciones de Azimut medidos de foliaciones.

Rumbo	Buzamiento
N 65°	83° SE
N 70°	89° SE
N 51°	84° SE
N 62°	85° SE
N 50°	83° SE
N 53°	84° SE

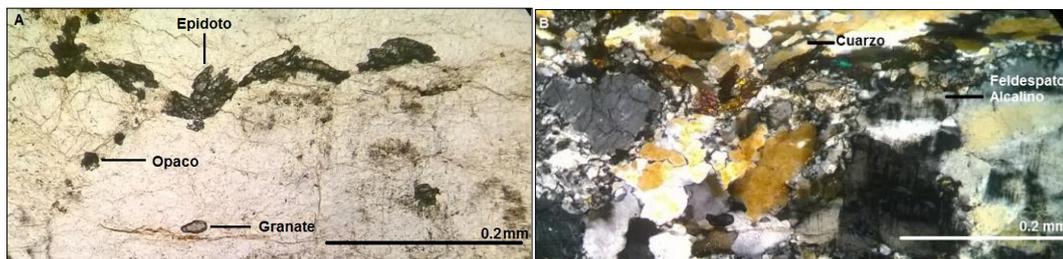


*Figura 2: A la izquierda se observa la densidad de afloramiento pobre, y a la derecha la foliación que presenta la roca.*

Se trata de un gneis leucócrata con textura granoblástica y tamaño de grano medio a grueso. Está conformado por bandas granoblásticas de cuarzo predominantemente, de feldespato potásico y plagioclasa. Los cristales de cuarzo son xenomorfos con dimensiones entre 0,1 mm a 0,7 mm y conforman el 60% de la totalidad de la muestra. Los cristales de cuarzo de menor tamaño presentan bordes irregulares y una textura ondulante. Por otro lado, los cristales de feldespato alcalino presentan el 35% del total de la muestra y alcanzan un tamaño desde 1,7 mm a 0,6 mm, y presentan una textura ondulante (Fig. 3). Algunos de estos feldespatos poseen la macla de combinación albita-periclina, infiriéndose así que se trata de una microclina. Dichos feldespatos presentan un manto de alteración el cual es evidenciado por la presencia de minerales sobrepuestos muy finos, probablemente arcillosos. Los minerales accesorios en esta muestra son granate xenomorfo con dimensiones desde 0,2 mm a 0,5 mm, epidoto xenomorfo el cual aparece en agregados de dimensiones de 0,4 mm y con orientación preferencial y opacos xeomorfos a subautomorfos con dimensiones de 0,08 mm, los cuales forman el 4% de la roca (Fig. 4). La presencia de biotita no supera el 1 % del total de muestra, presentando dimensiones de 0,1 mm aproximadamente.



*Figura .3: A: Presencia de granate en luz polarizada plana. B: Cuarzos orientados con extinción ondulante y feldespato alcalino, en nícoles cruzados.*

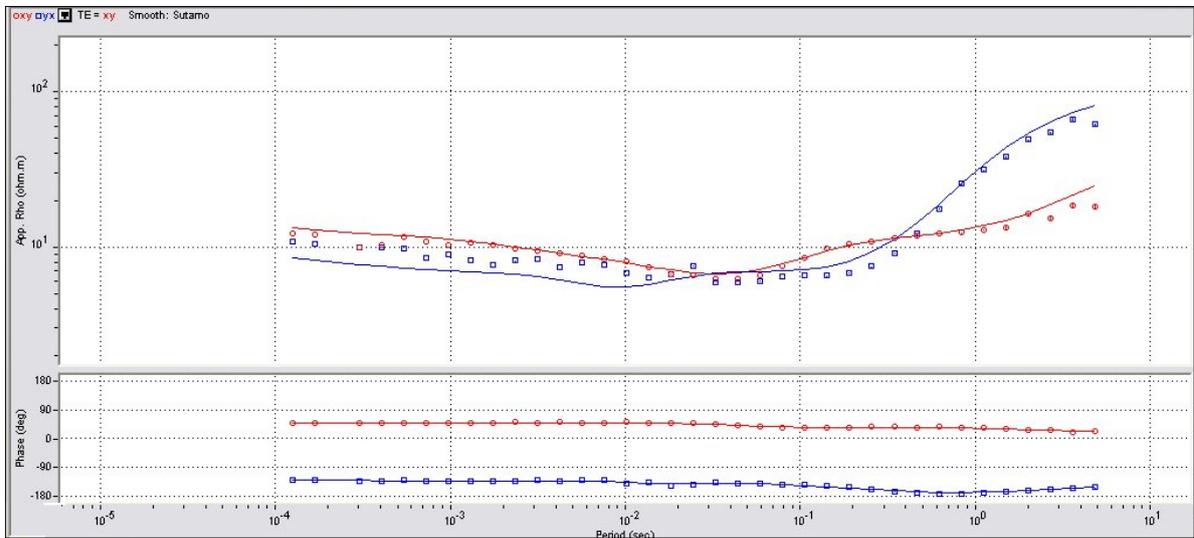


*Figura.4: A: Agregados de epidoto con una orientación preferencial, granate y opaco, en luz polarizada plana. B: Cuarzo y el feldespato alcalino con texturas ondulantes, en nícoles cruzados.*

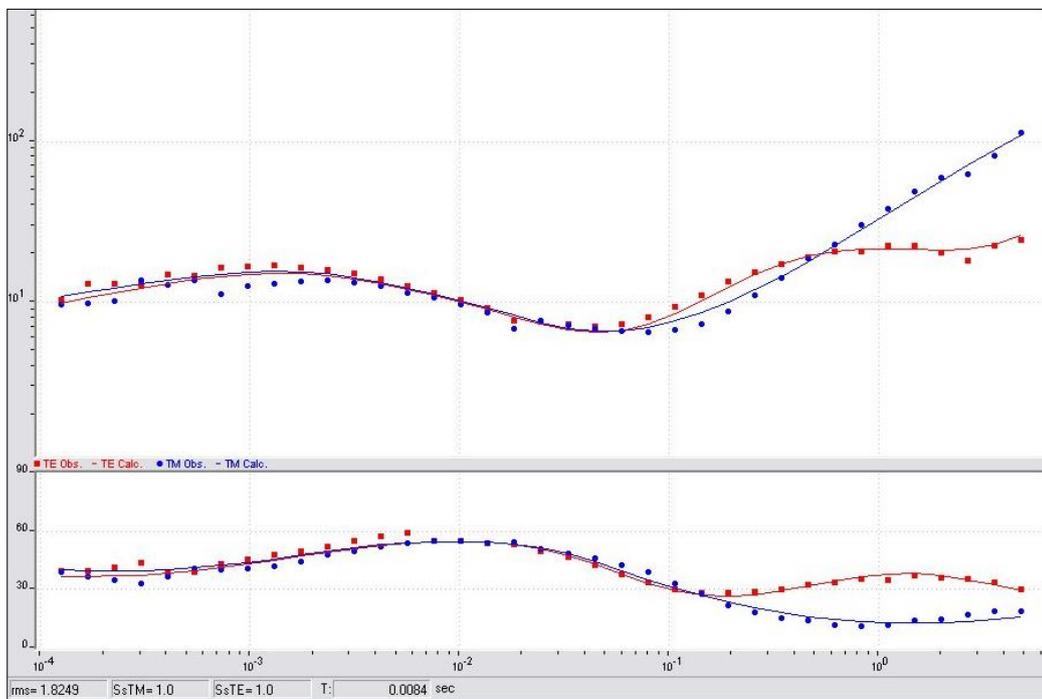
## ANEXO II

### ● CURVAS DE RESISTIVIDAD APARENTE Y FASE DE LOS SONDEO MT.

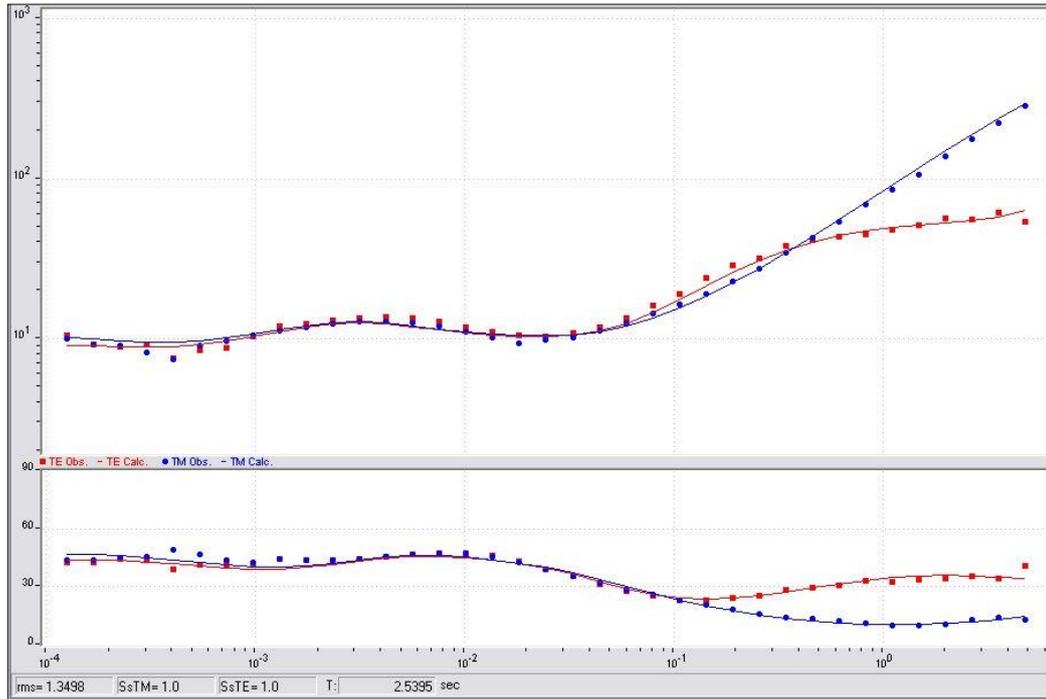
#### Sondeo 1



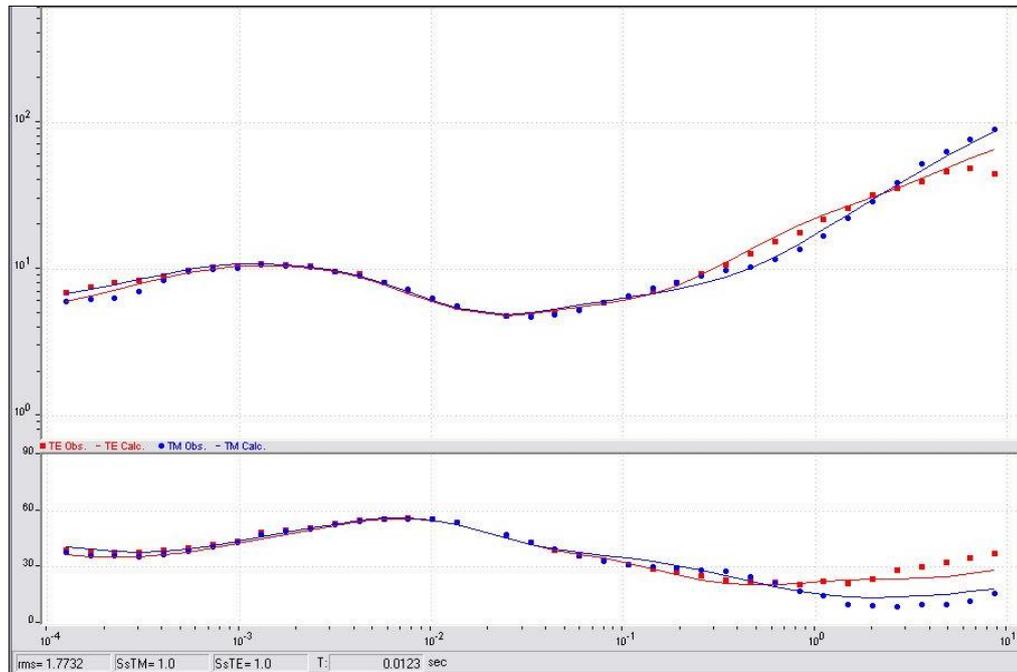
#### Sondeo 2



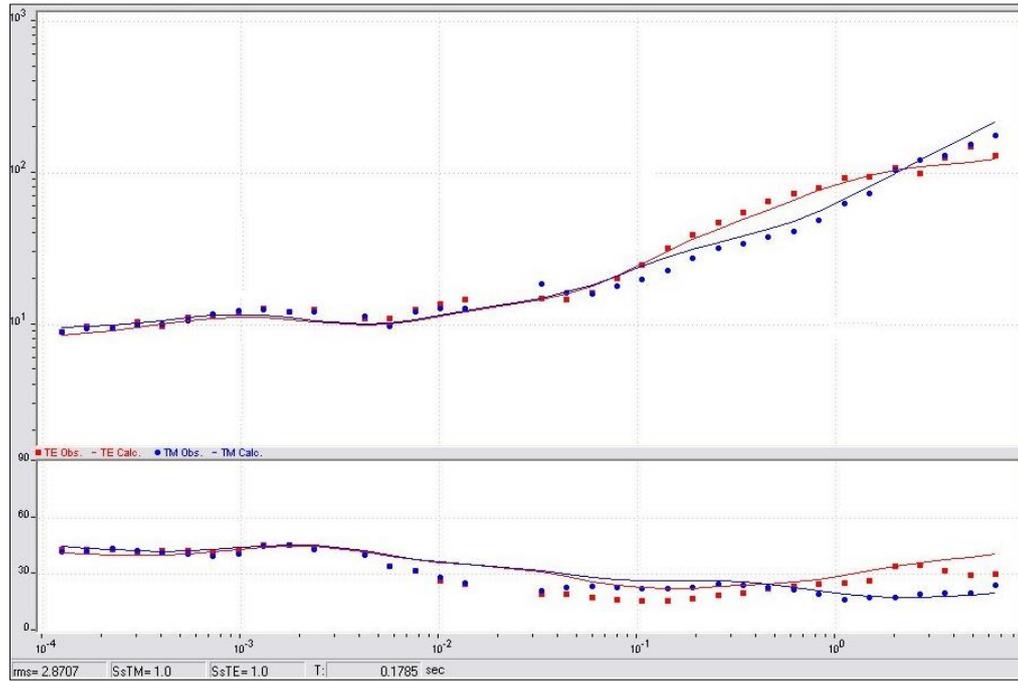
### Sondeo 3



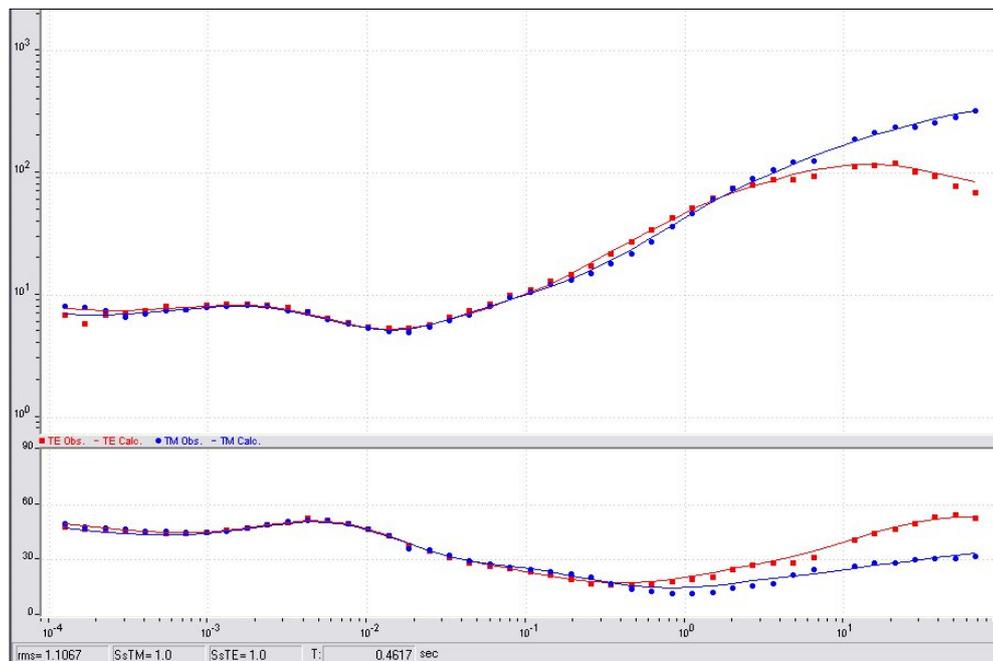
### Sondeo 4



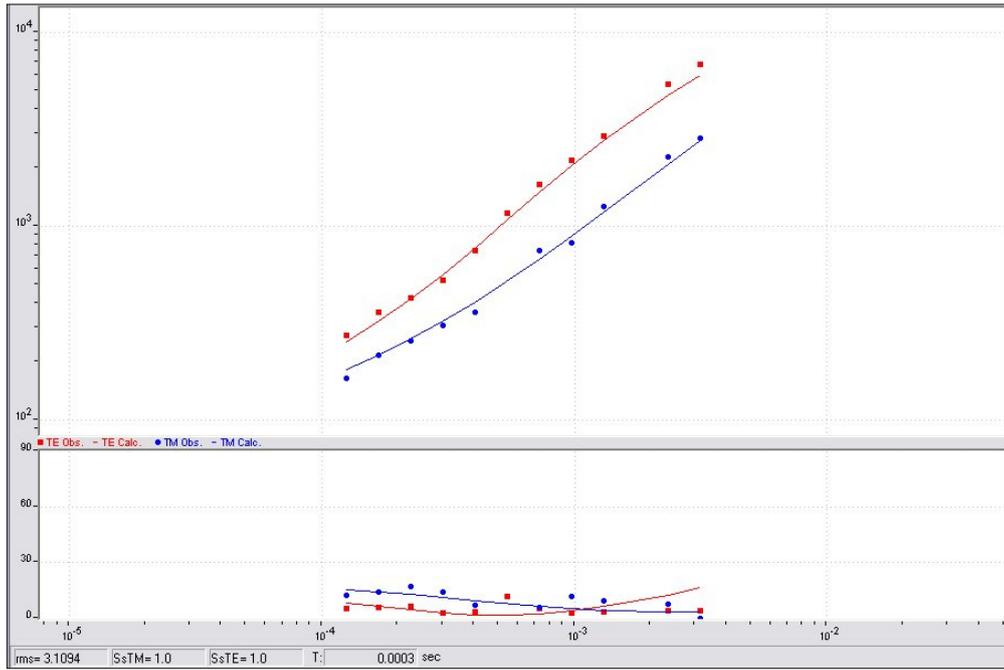
### Sondeo 5



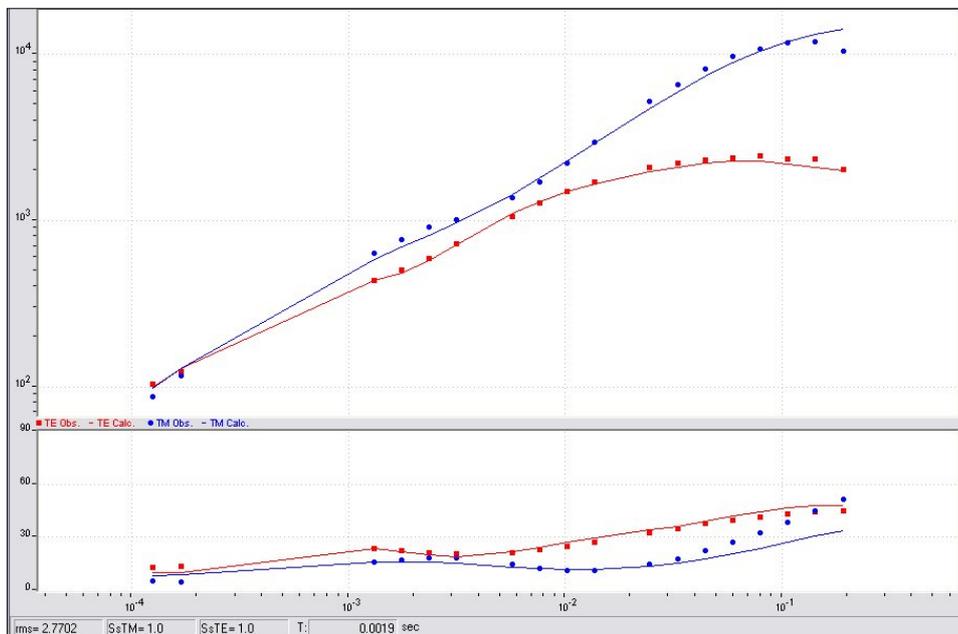
### Sondeo 6



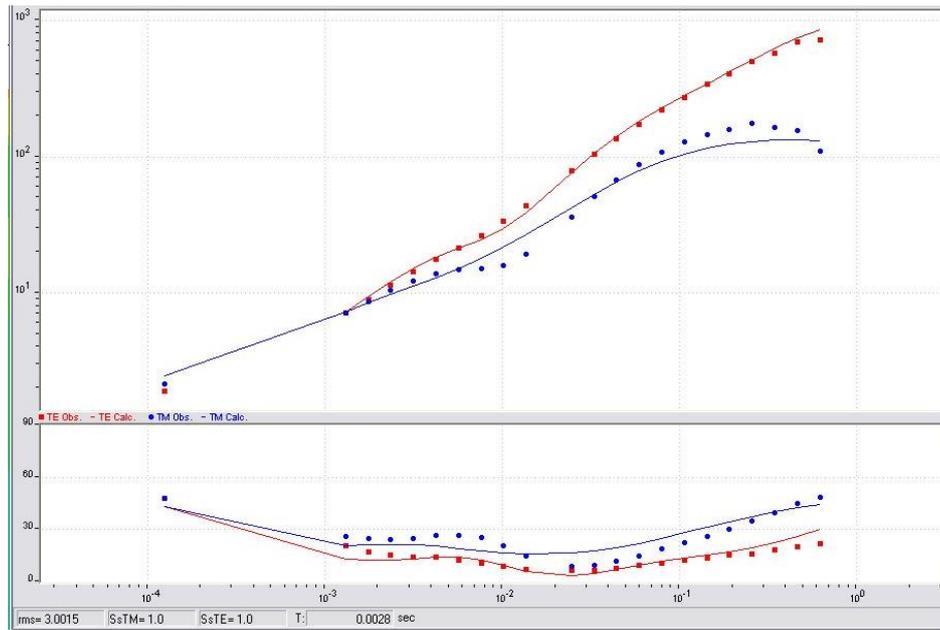
### Sondeo 7



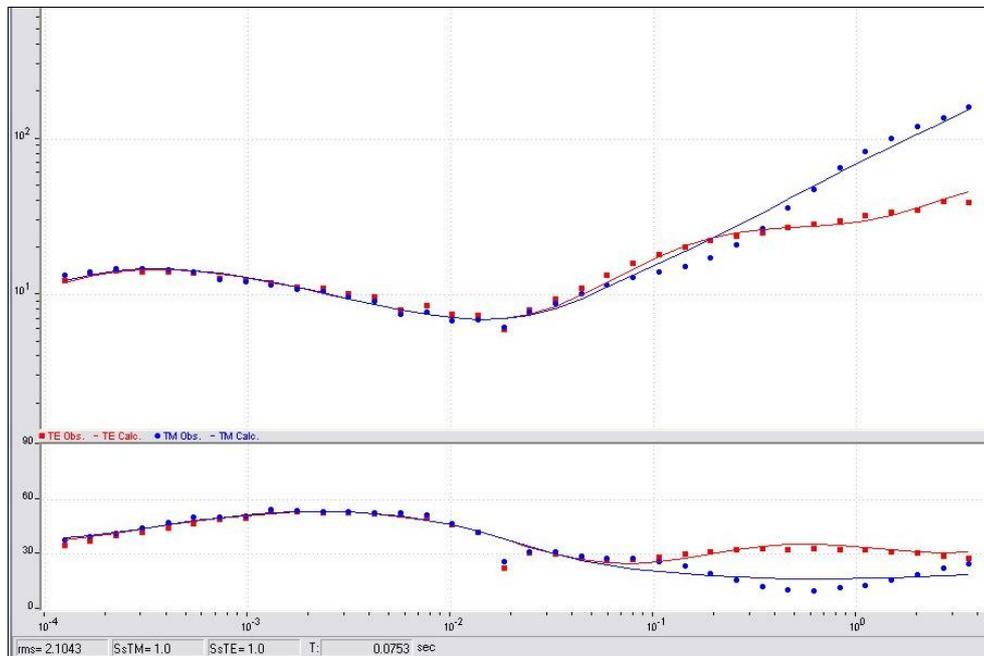
### Sondeo 8



### Sondeo 9

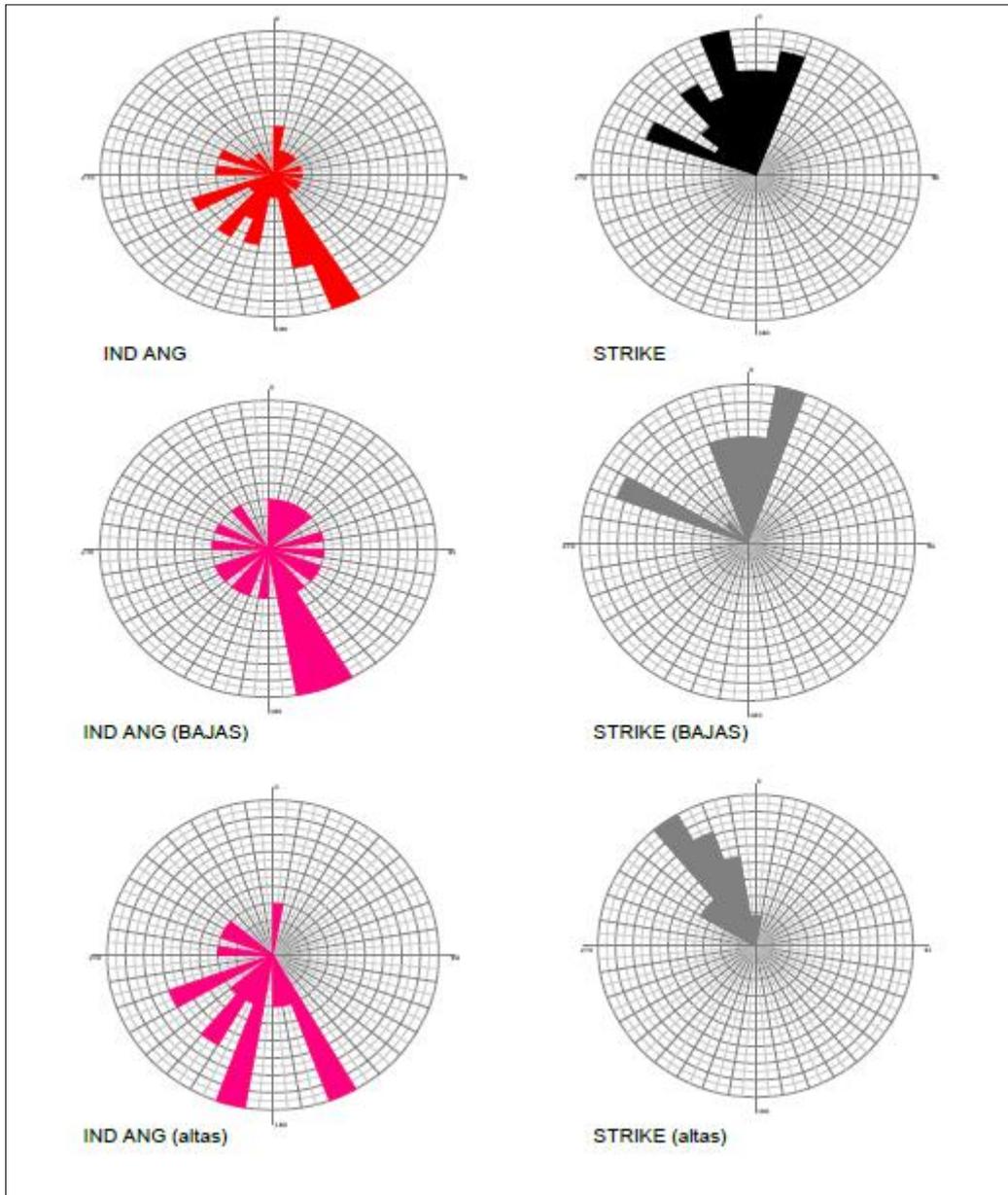


### Sondeo 10

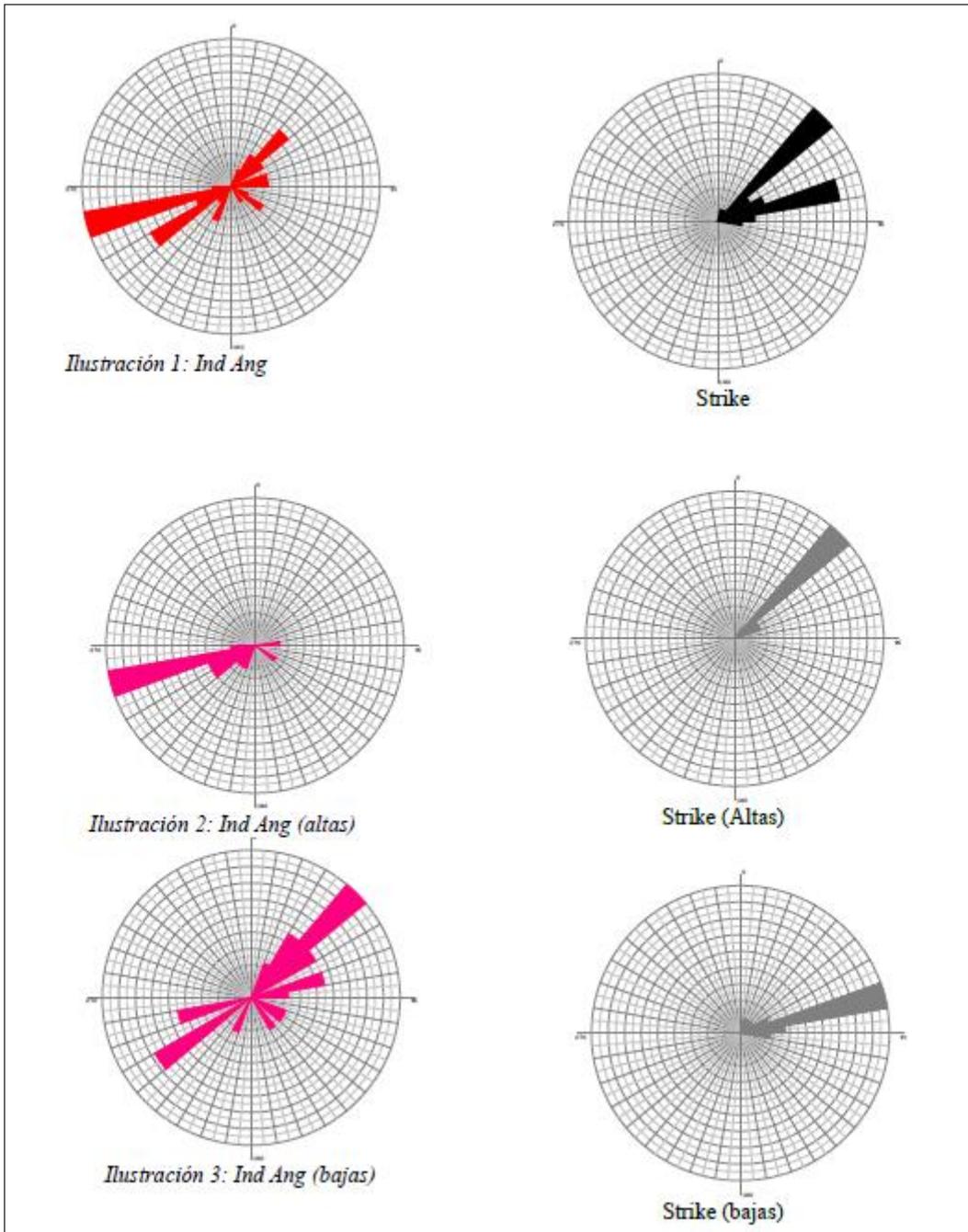


● ROSETAS VECTORES DE INDUCCIÓN Y STRIKE GENERALES, A ALTAS Y A BAJAS FRECUENCIAS.

Sondeo 1



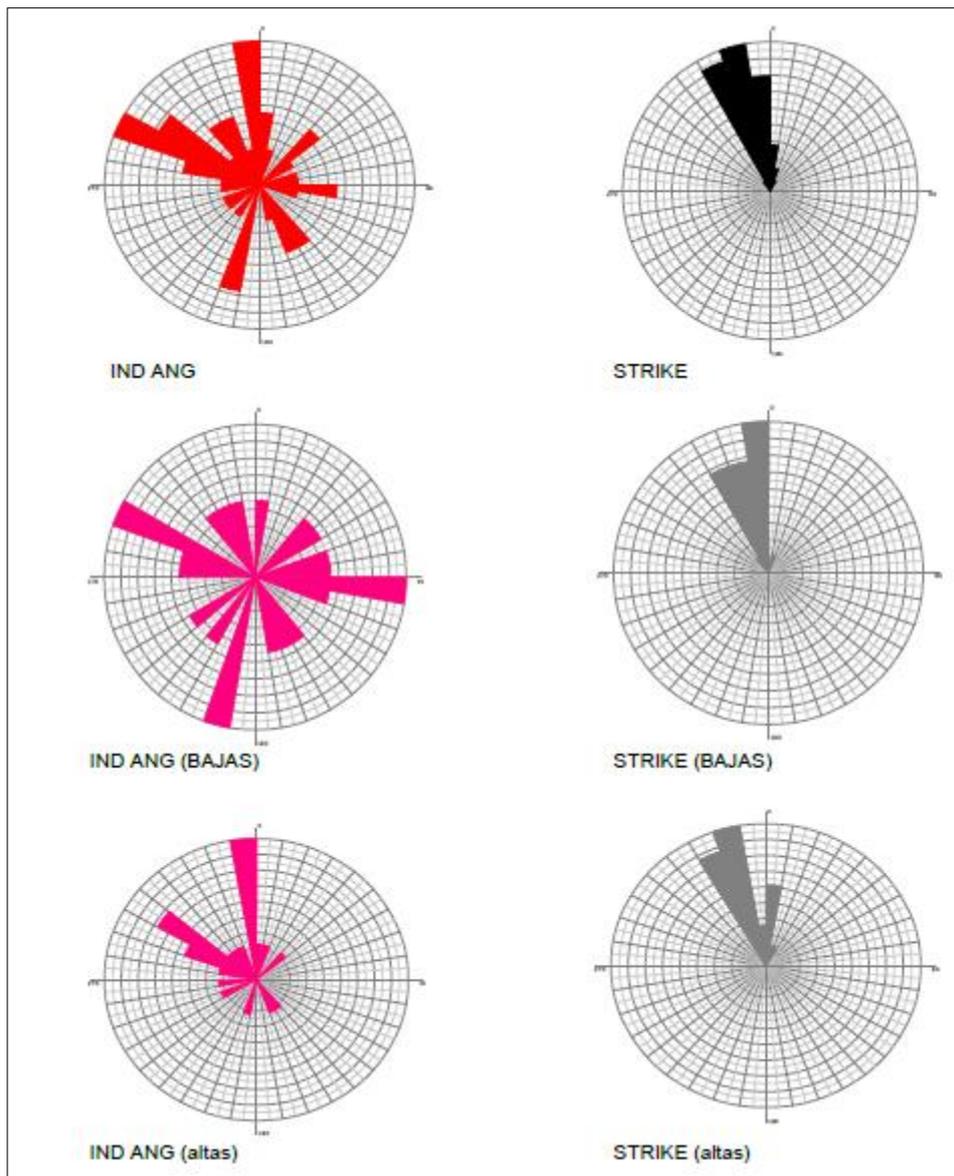
## Sondeo 2



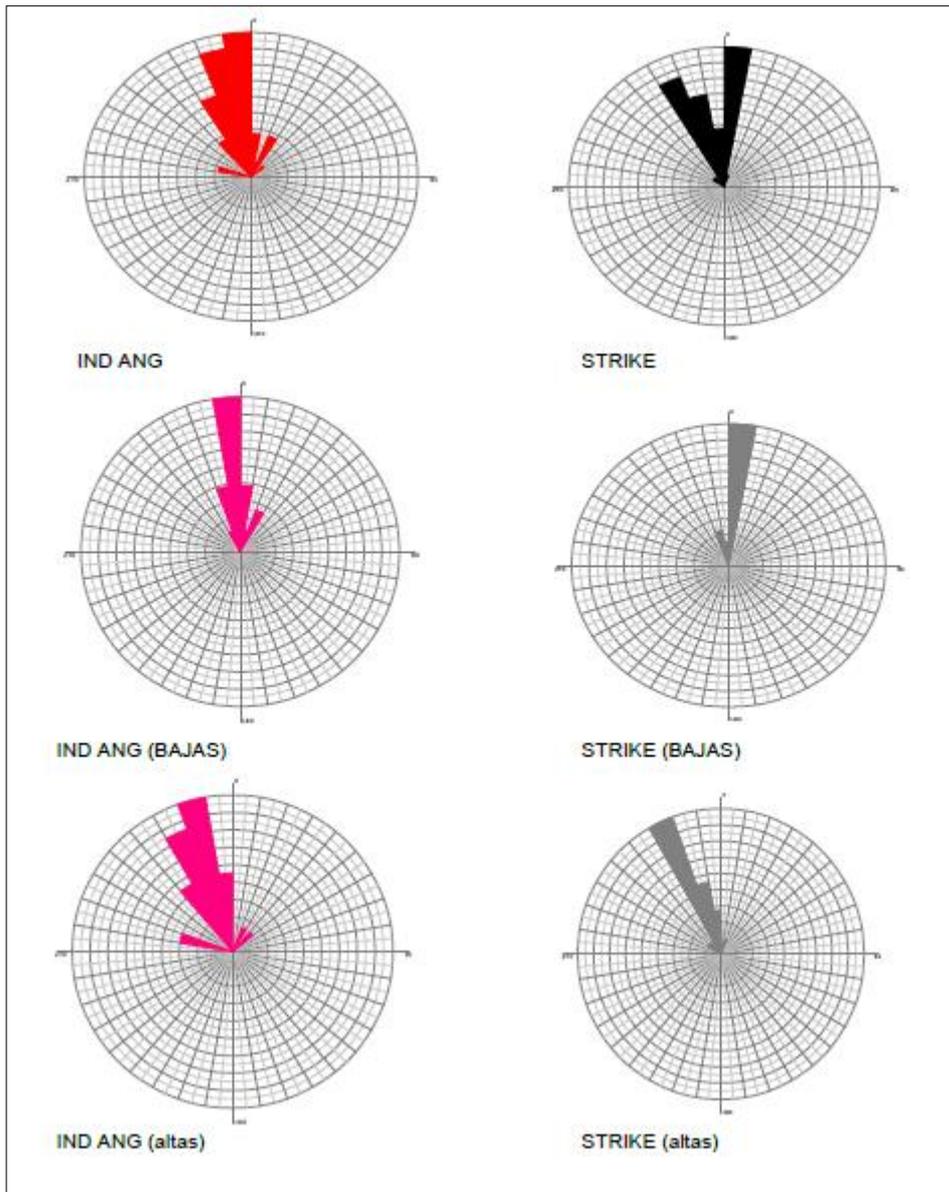
Sondeo 3



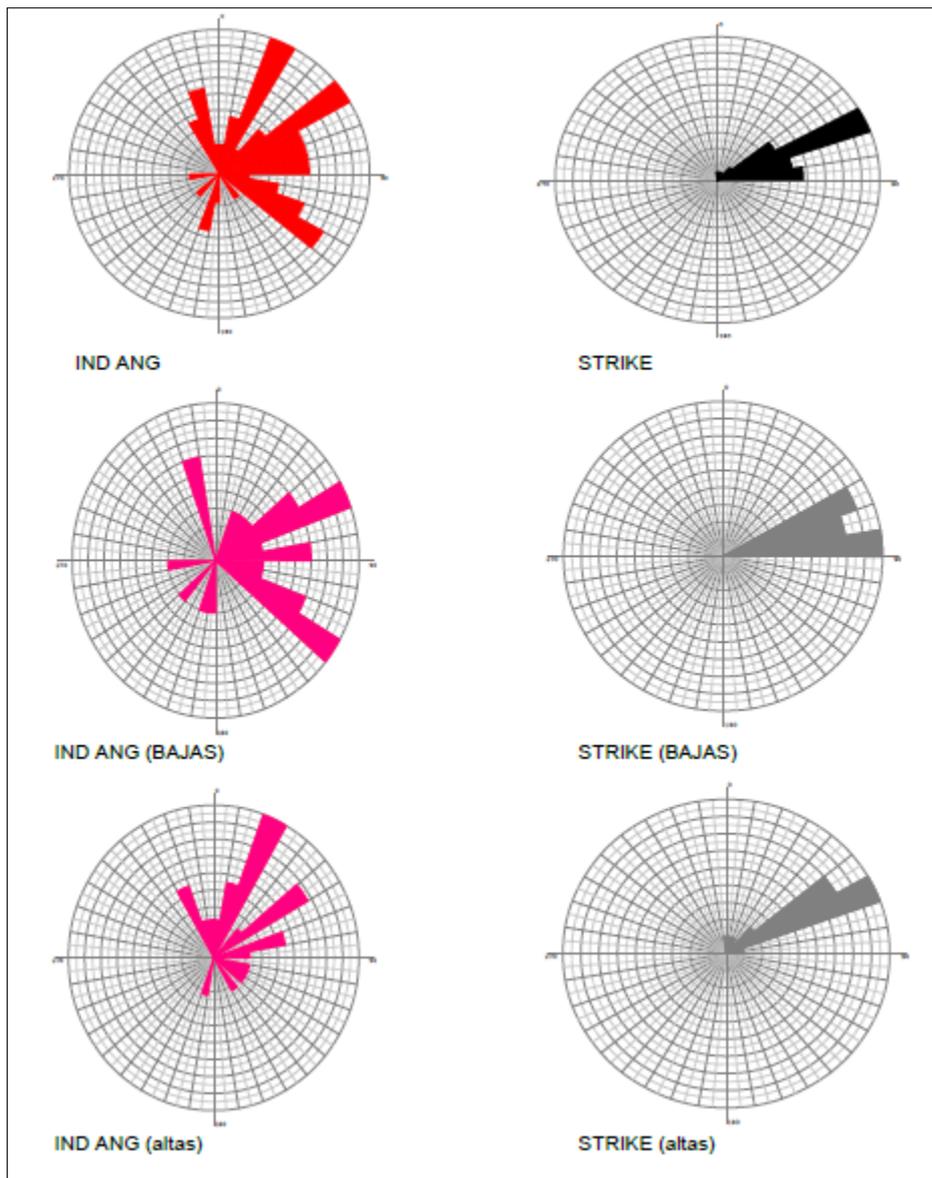
### Sondeo 4



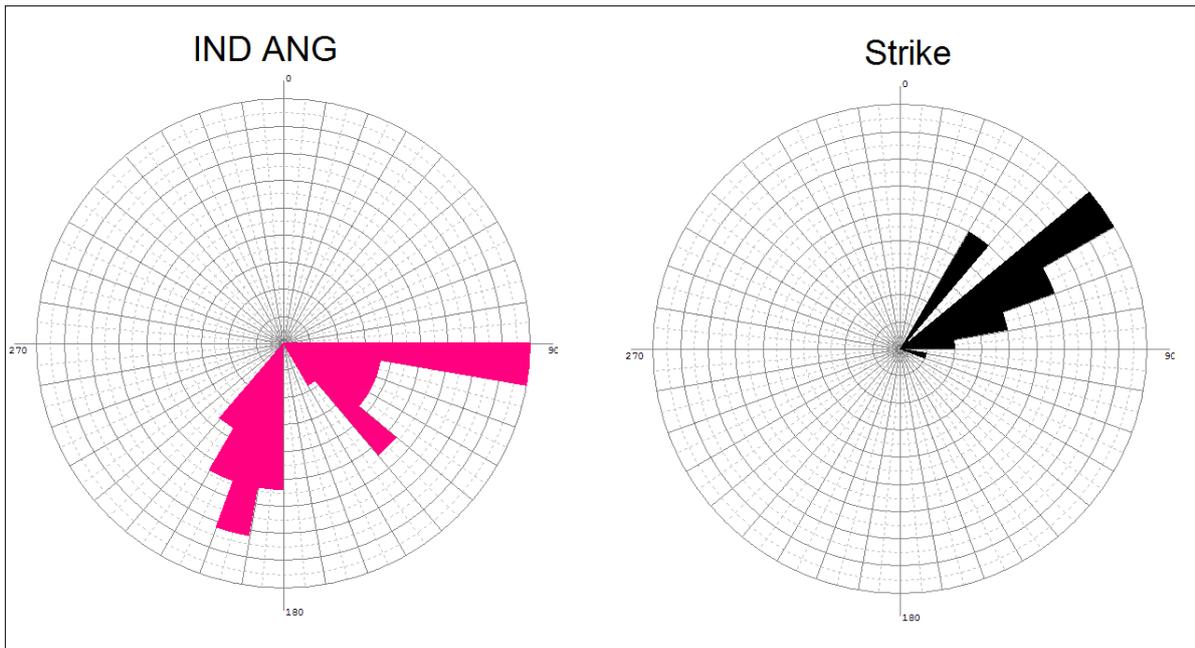
### Sondeo 5



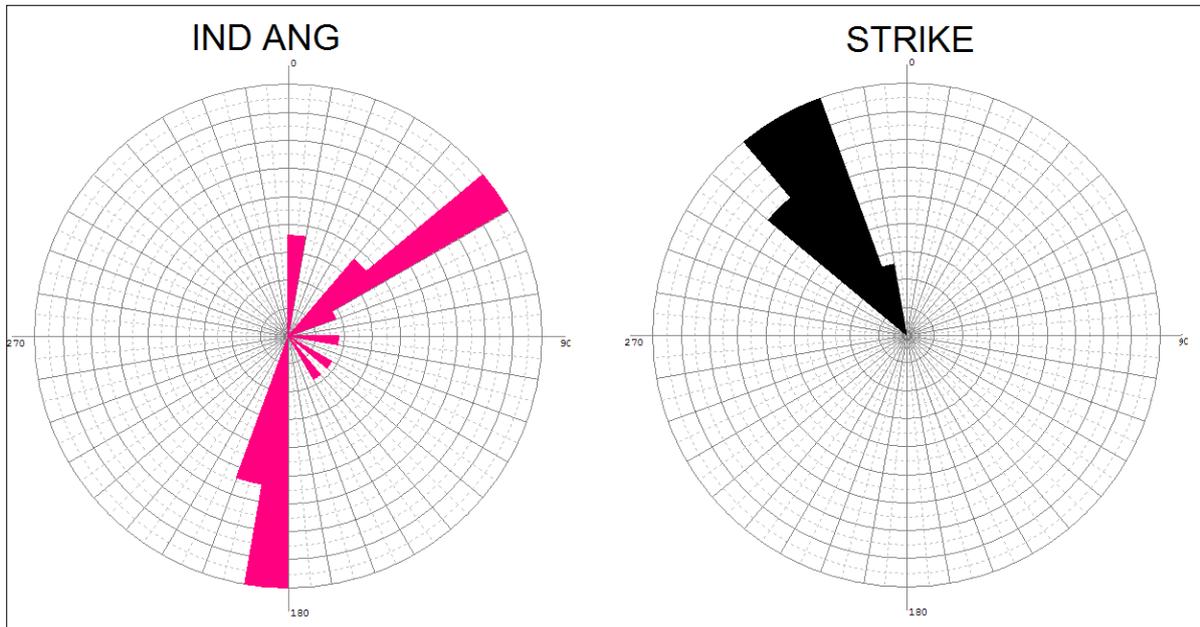
### Sondeo 6



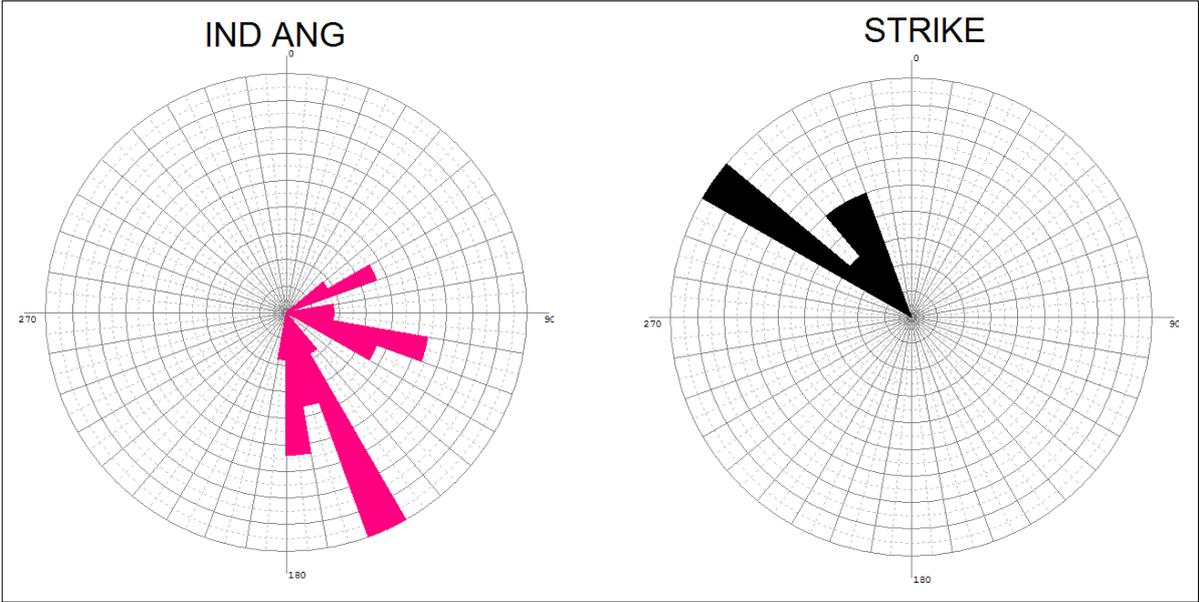
### Sondeo 7



### Sondeo 8



Sondeo 9



### Sondeo 10

