



Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Tesis de Grado en Geofísica

**“Tomografía eléctrica y refracción sísmica
para estudiar la relación agua
superficial-subterránea en bañados de
desborde fluvial.”**

Autor: Ignacio Paniagua Lantelli

Director: Dr. Santiago Perdomo

Co-Director: Geof. Federico G. E. Späth

La Plata

Septiembre de 2022

Agradecimientos

Me pareció importante separar por el carácter de éstos, a los agradecimientos formales de aquellos que tienen un tono más personal e íntimo. Ambos igualmente necesarios y totalmente sinceros.

Le agradezco enormemente a mis directores de tesis Santiago y Federico. A Simón Lissa, que sin su generosidad, esta tesis nunca hubiese contado con los programas para poder realizarse. Al geofísico Tomás D'Biassi por la supervisión y por los excelentes consejos en el picado de primeros arribos. A mis profesores de la Universidad. A mis compañeros de facultad y amigos.

A mis abuelos Antonio y Josefina que me quisieron como un hijo, y a quienes los quiero como si fuesen mis padres. Si no fuese por el cariño de la Nana y los viajes hasta el colegio del Nono quizá hoy no estaría aquí. Este título es tanto de ellos como mío. Poder dárselos es una de las cosas más lindas que me llevo. A mi madre, la mujer más fuerte que conozco, quien tuvo que ser madre y padre a la vez. Mi mayor orgullo, quien me enseñó que la búsqueda de la excelencia en lo que uno hace es necesario. A quien hoy como con mis carreras, le otorgo mis medallas, éstas son siempre de ella. Todos pensarán que tienen a la mejor madre del mundo, pero yo estoy seguro. A mi profesor de secundaria, Alfano, que me mostró la belleza de la matemática, quien me hacía volver a mi casa pensando en problemas y ecuaciones. A mi hermana Pepepe, mi hermana mayor, la mujer más inteligente que conozco, quien sin darse cuenta tantas veces me formó. A mi prima, que es casi mi hermana, que siempre estuvo a mi lado. Como triperos los dos nos queremos en las buenas, pero en las malas mucho más. A mi tía que tanto la quiero, que me enseñó quizá lo más difícil que puede aprender un niño, lo primero. A leer y a escribir, a sumar y restar. A mi novia Giuliana, la mujer que amo. La mujer más buena que conozco. No sabría como agradecer su apoyo, que siempre crea en mí, que me escuche y me acompañe. Sin su ayuda a estas palabras les faltaría tanto. Mi Tita, su amor y su fuerza para mí son fundamentales. A Roxana por sembrar el orden en mi caos, por su cariño y su preocupación.

Y finalmente a la Universidad y al Estado Argentino, en representación de todas las personas que quizá sin saberlo permiten que haya universitarios, porque éste como todos los títulos, es de todos.

Resumen

En el presente trabajo se hizo un estudio y análisis de la zona de los bañados de desborde fluvial con tomografía eléctrica y sísmica de refracción para determinar la interacción del curso principal de agua con el acuífero freático, pudiendo entender así su sistema de recarga.

La campaña de medición se realizó en el mes de enero y febrero del año 2022, y se midieron dos tomografías sísmicas y cuatro tomografías de resistividad eléctrica en una zona urbana sobre la canalización del arroyo Carnaval en la cuenca Martín-Carnaval del Partido de La Plata y en una zona rural sobre el arroyo El Espinillo del Partido de Magdalena, ambos en la provincia de Buenos Aires, Argentina.

A través de dichos relevamientos se buscó comparar estos dos métodos, analizar ventajas y desventajas, y valorar su aplicación conjunta en la caracterización de los bañados. Si bien ambos métodos han sido probados e investigados por separado, hay muy pocos antecedentes de la aplicación de estos métodos de estudio en conjunto en Argentina.

Además, se buscó información geológica y geohidrológica para una mejor caracterización de la zona de estudio. Asimismo se investigaron los antecedentes para enmarcar la presente tesis en un esfuerzo por mejorar la comprensión de estos tramos de los sistemas fluviales pampeanos. Se tuvo en cuenta además, el rol que la escasez de precipitaciones pudo tener en nuestro resultado final.

El principal objetivo técnico fue el de generar el contexto propicio para poder entender y formular un método de trabajo en el que se analicen la practicidad y los beneficios de aplicar ambos tipos de metodologías. Para así, poder valorar en conjunto la eficacia para la identificación de fuentes de agua somera en la región y su relación con los cursos de agua superficial. El análisis de las propiedades sísmicas y eléctricas inferidas, mediante ambas inversiones tomográficas, permitió definir el comportamiento del curso de agua, que presentó en ambos casos un carácter efluente en los sectores analizados.

Índice general

Agradecimientos	i
Resumen	ii
1. Introducción	1
2. Marco Teórico	4
2.1. Sísmica de refracción	4
2.2. Geoeléctrica	26
3. Área de Estudio	43
3.1. Introducción	43
3.2. Ubicación	45
3.3. Clima	46
3.4. Precipitación	47
3.5. Temperatura	49
3.6. Balance hídrico	49

3.7. Geología y comportamiento hidrogeológico	50
3.8. Descripción Hidrogeológica	50
3.9. Geomorfología	54
3.10. Hidrografía	55
4. Metodología y adquisición	57
4.1. Evaluación de la información disponible	57
4.2. Campaña de reconocimiento	58
4.3. Instrumental geoelectrico	59
4.4. Sensibilidad del dispositivo	60
4.5. Modelado y factibilidad del método eléctrico	62
4.6. Diagrama de trabajo para la tomografía eléctrica	65
4.7. Arreglo utilizado	66
4.8. Instrumental sísmico	66
4.9. Modelado y factibilidad del método sísmico	67
4.10. Diagrama de trabajo para la tomografía sísmica	68
5. Procesamiento Eléctrico	70
5.1. Introducción	70
5.2. Acondicionamiento e ingreso del dato	71
5.3. Parámetros de la inversión	73
6. Procesamiento Sísmico	76

6.1. Introducción	76
6.2. Software utilizados	77
6.3. Inversión término-tiempo	80
6.4. Inversión método recíproco	80
6.5. Inversión tomográfica	81
7. Análisis de los modelos y resultados	85
7.1. Resultados individuales	85
7.2. Análisis general de los resultados	96
8. Conclusiones	98
9. Bibliografía	100

Capítulo 1

Introducción

En la Provincia de Buenos Aires los bañados de desborde fluvial abarcan extensos tramos de los sistemas fluviales pampeanos. Estos humedales, se originan por un afloramiento del nivel freático y una disminución local del gradiente hidráulico, dando lugar a un ensanchamiento del curso de agua principal y a la aparición de una red de microdrenaje que acompaña a este último.

Dichas condiciones favorecen el desarrollo de humedales asociados al curso principal, con un importante desarrollo de la vegetación, característica de suelos muy húmedos. Estos ecosistemas cumplen varias funciones, tales como: la regulación de inundaciones, el mantenimiento de la biodiversidad, sirviendo de hábitat y refugio para la biota, y están presentes en procesos como la auto-depuración de aguas. El avance de la urbanización y las prácticas agrícolas han ido destruyendo o alterando este tipo de ambientes en la llanura.

La aplicación de métodos geofísicos para el estudio de la relación de agua superficial-subterránea constituye una herramienta importante para la exploración de estos ecosistemas y el recurso hídrico asociado. Los métodos geofísicos se presentan como un complemento a los métodos convencionales para el estudio del agua subterránea. La principal ventaja de los primeros es su carácter no intrusivo y económico, en relación con los tiempos. En este contexto, las técnicas de tomografía eléctrica y sísmica emergen como una herramienta con un alto potencial para poder estudiar simultáneamente las variaciones espaciales en la composición del medio y su funcionamiento como sistema hidrológico. Esto se debe a que ofrece una visualización en 2-D sin producir perturbaciones en el medio.

Los métodos eléctricos de prospección, también llamados geoelectrónicos, han sido ampliamente utilizados para estudiar la distribución de resistividades en el subsuelo desde los comienzos del siglo pasado. Después de terminada la primera guerra mundial, se produjo un importante desarrollo de estos métodos, liderado principalmente por los hermanos Schlumberger, en Francia, que fueron aplicados a la exploración hidrocarburífera.

Sin embargo el gran impulso les fue dado luego de que se sentaran las bases matemáticas de la propagación de las corrientes eléctricas en el subsuelo, tarea realizada principalmente por el ruso Sava Stefanescu y el francés Raymond Maillet (Orellana, 1982).

Desde entonces, las aplicaciones han sido muchas y continúan hasta la actualidad. De hecho, es un método que se aplica rutinariamente en la exploración de aguas subterráneas.

Uno de los trabajos precursores en esta línea de investigación ha sido el de Andrews et al. (1995), quienes aplicaron tomografía eléctrica en el estudio de la zona no saturada en el Reino Unido. Estos autores indicaron que el desarrollo de los equipos de campo y de los programas de inversión de datos, introducirían a esta técnica geofísica en una nueva era. En los últimos años, la investigación del suelo, mediante tomografía eléctrica, se ha intensificado considerablemente (Besson et al., 2004; Corwin y Lesch, 2003; Stummer et al., 2004; Samouëlian et al., 2005; Schwartz, et al., 2008). A su vez, la tomografía eléctrica está siendo aplicada en hidrogeología para conocer las características de la zona no saturada y del acuífero (Dahlin y Zhou, 2004, Abraham y Lucius, 2004, entre otros).

Como antecedente, Dietrich (2013) utilizó las imágenes de resistividades eléctricas para medir el cambio en el control de la humedad del subsuelo, en una región de la Provincia de Buenos Aires. De este modo, demostró la capacidad de la técnica para el estudio del flujo por un medio no saturado. Y logró calcular las velocidades de flujo, pudiendo correlacionar estas velocidades con otras metodologías aplicadas.

Para el caso de las tomografías sísmicas, estas comenzaron a desarrollarse en los años 70, siendo Aki el pionero en la aplicación de las mismas (Aki et al., 1977). Esta técnica ha evolucionado a lo largo del tiempo usando diferentes tipos de datos y señales para representar la estructura interna de la Tierra. Dependiendo del tipo de experimento y los datos obtenidos, se han realizado tomografías sísmicas que pueden ir desde unos cientos de metros (por ejemplo, estudios arqueológicos), hasta tomografías globales de la Tierra, que van desde la corteza hasta el núcleo.

La utilización de métodos de inversión o técnicas de reconstrucción tomográfica han encontrado diversas aplicaciones sísmicas. La aplicación más común de estas técnicas ha sido la inversión de velocidades usando tiempos de viaje sísmicos obtenidos de mediciones de pozos y/o mediciones de superficie entre pozos (borehole-borehole and/or borehole) (Bois et al., 1972; Lytle y Dines, 1980; Wong, Hurley y West, 1983; Menke, 1984; Radcliff et al., 1984; Ivanson, 1985; Peterson, Paulsson y McEvelly, 1985; Bergmann, 1986; Gustavson et al., 1986). Otras aplicaciones 2-D incluyen la determinación de la velocidad y de la profundidad del reflector, usando datos de reflexión multi-offset (Fawcett y Clayton, 1984), la inversión de retrasos en el tiempo de viaje para la estructura de velocidad 3-D en terremotos (Aki, Christofferson y Husebye, 1977; Humphreys, Clayton y Hager, 1984; Nakanishi, 1985), la inversión para refractores 2-D y/o topografía del refractor (Kanasewich y Chiu, 1985; Hearn y Clayton, 1986; Pavlis, 1986) y la determinación de la estructura de velocidad 2-D, a partir de datos de refracción de superficie, como las que se desarrollaron para la siguiente tesis.

En el mundo, y particularmente en Argentina, la tomografía eléctrica y la tomografía sísmica han sido empleadas para la delineación del nivel freático y la caracterización de los cursos de agua (Abdul Nassir et al., 2000; Revil et al., 2012; Kirshc R., 2006; Lissa et al., 2017; entre otros).

El objetivo propuesto es analizar la zona de los bañados de desborde fluvial de cuencas con tomografía eléctrica y sísmica de refracción para determinar la interacción del curso principal de agua y el acuífero freático. Esta tesis busca generar el contexto propicio para poder entender y formular un método de trabajo en el que se analicen la practicidad y los beneficios de aplicar ambos tipos de metodologías, pudiendo valorar la eficacia para la identificación de fuentes de agua somera en la región y de su régimen de recarga.

Capítulo 2

Marco Teórico

Resumen

En el siguiente capítulo se presentan y explican los fundamentos teóricos de los métodos sísmicos y eléctricos. Se explican la ley de Snell y el principio de Huygens, con el fin de comprender el principio físico de la refracción. Se hace también una breve reseña histórica de los conceptos más importantes y se realizan las demostraciones correspondientes. Finalmente, se exponen todas las técnicas utilizadas para obtener una mejor comprensión de métodos de prospección utilizados.

2.1. Sísmica de refracción

2.1.1. Introducción

La sísmica de refracción es un conjunto de técnicas para “mapear” estructuras geológicas utilizando la información provista por las ondas de primeros arribos (head-waves). Estas ondas involucran energía que ingresa en un medio de “alta” velocidad (refractor) próximo al ángulo crítico de incidencia y se propaga por este medio prácticamente en forma paralela a la superficie del refractor.

La refracción es una consecuencia del contraste de velocidades entre dos medios, llegando a producir la variación en la longitud de la onda de la señal. En la figura 2.1 se esquematiza el

típico experimento que se realiza para dos capas planas con velocidad creciente. En la sísmica de refracción, entonces, se busca identificar los arribos de las ondas directas en el registro (shot-record) en términos del tiempo transcurrido desde el momento en que se realizó el disparo (shot) y de la distancia (offset) desde la fuente al receptor. Los objetivos son: determinar cuál es la profundidad del refractor y cuál es la velocidad de propagación de las ondas en a cada una de las capas por las cuales se han propagado. Si el refractor no es horizontal, también será un objetivo estimar su buzamiento.

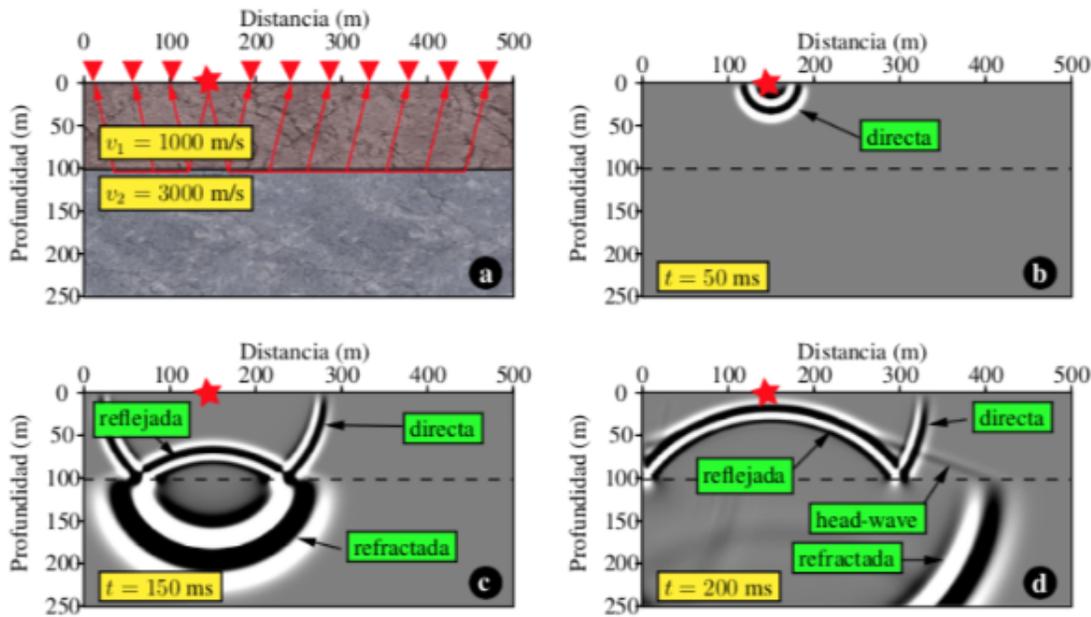


Figura 2.1: Propagación de una onda elástica en un medio de dos capas planas con velocidades constantes. Siendo la velocidad de la capa inferior mayor a la velocidad de la capa superior. (Tomada de Velis, 2020).

2.1.2. Ley de Snell y principio de Huygens

El principio de Huygens establece por un lado, que cada punto que pertenece a un frente de onda se considera como un nuevo punto generador de ondas (o fuente de Huygens), lo que permite la propagación de nuevos frentes circulares de onda llamados *ondículas*. Por otro lado, afirma que el frente de ondas en un tiempo posterior es la envolvente de todos los frentes de ondas secundarias. Figura 2.2.

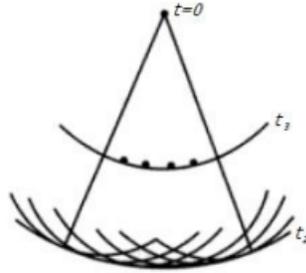


Figura 2.2: Análisis que muestra como se pueden generar los frentes de ondas circulares para tiempos t_1 y t_2 a partir de un frente de onda inicial t_0 .

Entonces, dado el frente de ondas para $t = t_0$, este concepto permite hallar el frente de ondas para $t = t_0 + \Delta t$ simplemente trazando la envolvente a los frentes de ondas individuales generados en cada uno de los puntos del frente de ondas original. Trazando arcos de círculo de radio $v\Delta t$ para un número suficiente de puntos, y llamando a este el frente de ondas AB, podemos determinar con tanta exactitud como sea necesario el nuevo frente de ondas que llamaremos $A'B'$. Esto es posible porque, excepto por la envolvente, todas las ondas secundarias interfieren destructivamente y se cancelan entre sí. Mediante el principio de Huygens es posible obtener también las conocidas leyes de reflexión y refracción (Ley de Snell). La ley de Snell establece una relación entre los ángulos de incidencia, reflexión y refracción de una onda en la interfase de dos medios con diferentes velocidades, con la velocidad del medio a través del cuál se propagan. En efecto, considere la figura 2.3. Un frente de ondas plano proveniente del medio 1 (con velocidad v_1) incide con un ángulo θ_1 en el medio 2 (con velocidad v_2). Parte de la energía incidente se refleja con un ángulo θ' . El resto de la energía se transmite con un ángulo θ_2 . La ley de Snell indica cuál es el valor de θ' y θ_2 en función de θ_1 y las velocidades v_1 y v_2 . Dado que, cuando el frente llega al punto B, la energía en P debe recorrer aún una distancia PC para llegar a la interfase. Si llamamos a esta distancia $v_1\Delta t$, donde Δt es la diferencia de tiempo entre B y C. De acuerdo al principio de Huygens, durante este intervalo de tiempo la energía en B habrá recorrido una distancia $v_1\Delta t$ en el medio 1 (reflexión) o una distancia $v_2\Delta t$ en el medio 2 (transmisión), lo cual se indica en el gráfico mediante arcos de círculo con centro en B y radios a $v_1\Delta t$ y $v_2\Delta t$, respectivamente. Trazando las tangentes a estos arcos que pasan por C se pueden determinar los nuevos frentes de ondas después de la incidencia en la interfase. En la figura 2.3 se observa que los triángulos BPC y BQC son iguales (pues $\overline{BQ} = \overline{PC} = v_1\Delta t$ y los ángulos en P y Q son rectos), por lo tanto,

$$\theta_1 = \theta' \quad (2.1)$$

que es la ley de reflexión (el ángulo de incidencia es igual al ángulo de reflexión). En el caso del frente de ondas refractado, de la figura 2.3 se desprende que $v_2\Delta t = \overline{BC} \sin \theta_2$ y $v_1\Delta t = \overline{BC} \sin \theta_1$. Por lo tanto, es fácil ver que:

$$\frac{\sin\theta_1}{v_1} = \frac{\sin\theta_2}{v_2} = p \quad (2.2)$$

que no es otra cosa que la ley de refracción, donde p es el parámetro sísmico, que es constante en todo punto del rayo. Ambas leyes se pueden resumir en una sola, teniendo en cuenta que en el caso de la reflexión, $v_1 = v_2$. Si el medio está constituido por una serie de capas con diferentes velocidades v_i , de acuerdo a la Ley de Snell, todo rayo reflejado o refractado debe cumplir la relación $\sin\theta_i/v_i = p = \text{constante}$. (Velis, 2020).

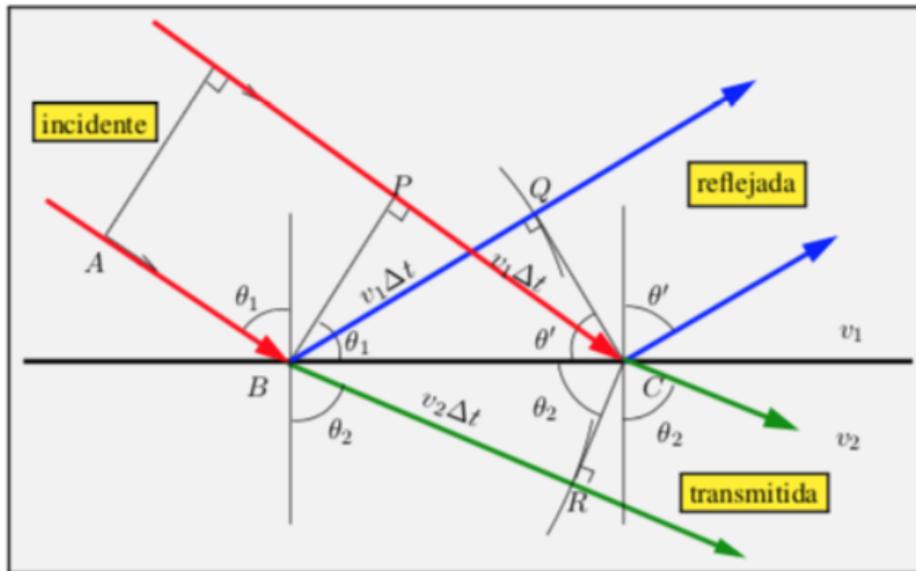


Figura 2.3: Ley de Snell a partir del principio de Huygens. (Tomada de Velis, 2020).

2.1.3. Principio de Fermat

El comportamiento de las trayectorias de rayos sísmicos en una interfase puede explicarse por el principio de Fermat, formulado en el siglo XVII por el físico matemático francés Pierre Fermat. Este establece que el rayo sísmico que une dos puntos es aquel para el cuál la variación de primer orden del tiempo de propagación con respecto a todos los caminos vecinos (trayectorias) es

cero. Esto es equivalente a decir que el tiempo de propagación de la onda es estacionario (por lo general mínimo y en algunos casos máximo) comparado con los caminos vecinos. Si la velocidad del medio es variable, la trayectoria del rayo no será rectilínea, pero será tal que el tiempo total resulte minimizado. La trayectoria resultante se la conoce como *camino de tiempo mínimo*. La Ley de Snell es una consecuencia del principio de Fermat.

Una forma intuitiva de entender este principio, fue planteada por Velis (2020), en relación con las trayectorias de los rayos:

“Podríamos decir que la naturaleza no prohíbe a las ondas seguir caminos “tortuosos” o arbitrarios para los cuales el tiempo de propagación no es estacionario (mínimo o máximo). De hecho, en principio, las ondas siguen todos los caminos posibles. La cuestión es que simplemente sucede que algunos caminos tienen longitudes muy similares y, por lo tanto, las ondas arriban en fase y suman sus energías. Por otro lado, los tiempos de propagación asociados a caminos arbitrarios son más sensibles a pequeños cambios en su geometría, y las ondas correspondientes arriban fuera de fase, tendiendo a cancelarse mutuamente. Esto no significa que la energía se propague efectivamente por todos los caminos posibles, sino que la misma se cancela para aquellas trayectorias que siguen caminos no estacionarios. Así es como la naturaleza “sabe” de antemano que caminos seguir.”

2.1.4. Rayo refractado críticamente

Cuando un frente de ondas plano proveniente del medio 1, incide en la discontinuidad que lo separa del medio 2 con un ángulo θ_1 , y cuando $v_2 < v_1$, simplemente, $\theta_2 < \theta_1$. La energía incidente se reparte entre la onda reflejada y la refractada no críticamente. Pero cuando $v_2 > v_1$ existe un caso especial de onda refractada en el que $\theta_2 = 90^\circ$.

$$\theta_1 = \theta_c = \sin^{-1} \left(\frac{v_1}{v_2} \right) \quad (2.3)$$

El rayo refractado viaja a lo largo de la interfase con velocidad v_2 . El ángulo de incidencia θ_c para el cuál se produce este fenómeno se denomina *ángulo crítico*. Si $\theta_1 > \theta_c$, la Ley de Snell no puede cumplirse. Como consecuencia, no existe rayo refractado y toda la energía de la onda incidente se refleja (reflexión total). Se puede afirmar que, en general, tanto el rayo refractado

con un ángulo diferente al crítico como el rayo reflejado, seguirán existiendo. Es decir, existen tres ondas diferentes (o fases) que se originan cuando la onda incidente encuentra la interfase.

No obstante, es el caso de refracción con ángulo crítico el que interesa para los relevamientos sísmicos de refracción. De acuerdo al principio de Huygens, cada punto del segmento \overline{BC} , por ejemplo, los puntos P y Q se comportan como una fuente secundaria y emiten frentes de ondas circulares. La envolvente de estos frentes de ondas secundarias constituye el frente de ondas que viaja hacia la superficie. Si t_C , t_P y t_Q son los tiempos que tarda la señal en arribar a C, P y Q respectivamente desde A los radios de los frentes de ondas originados en P y Q serán,

el frente de ondas con centro en P: $(t_C - t_P)v_1$,

el frente de ondas con centro en Q: $(t_C - t_Q)v_1$,

y así sucesivamente para todo otro punto del segmento \overline{BC} (en C el radio será obviamente nulo).

A partir de estas consideraciones geométricas, es fácil probar que el ángulo crítico es igual al ángulo de incidencia, y que el frente de ondas de las ondas refractadas críticamente es un frente de ondas plano, cuya pendiente coincide con el ángulo crítico.

2.1.5. Refracción en capas horizontales separadas por interfaces planas

Asumimos modelos de subsuelo que consisten en capas horizontales o buzantes separadas por interfaces planas, con velocidades uniformes en cada una de ellas y que las mismas aumentan con la profundidad. Además asumimos que los rayos están restringidos al plano vertical.

Caso de dos capas horizontales paralelas

Si imaginamos la trayectoria, esquematizada en la figura 2.4, seguida por un rayo directo, AD, y por el rayo refractado con ángulo crítico, ABCD, desde la fuente (A) hasta el receptor (D), ubicado a una distancia (offset) x ; y si estimamos a partir de los datos de tiempo de viaje de las respectivas ondas, cuales son las velocidades v_1 y v_2 y el espesor z de la primera capa, podemos demostrar fácilmente que el tiempo de viaje de la onda refractada críticamente, para el modelo de la figura 2.4, está dado por,

$$t_r = \frac{x}{v_2} + \frac{2z \cos \theta_c}{v_1} \quad (2.4)$$

En la práctica se dispone de pares (x_i, t_i) , correspondientes al rayo directo y refractado, los cuales son valores obtenidos a partir de la lectura de los registros sísmicos (picado de primeros arribos). Mediante el método de mínimos cuadrados, se ajustan líneas rectas a estos pares de puntos, cuyas pendientes y ordenada en el origen se usan para obtener las incógnitas v_1 , v_2 y z . Las gráficas de los pares (x_i, t_i) se denominan *dromocronas*.

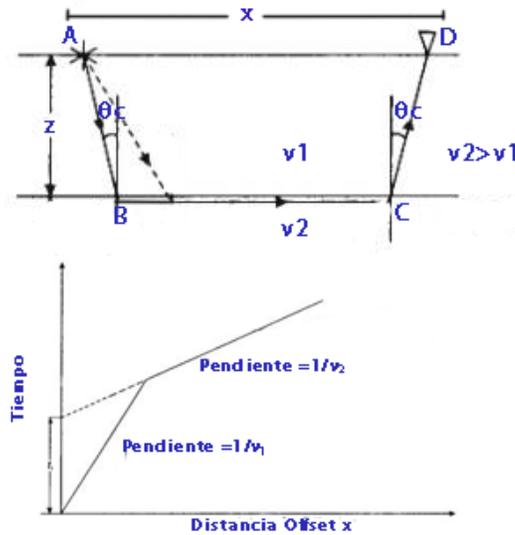


Figura 2.4: Trayectoria del rayo refractado y dromocronas asociadas.

Generalizamos la ecuación (2.4) a n capas planas horizontales y nos queda,

$$t_n = \frac{x}{v_n} + \sum_{j=1}^{n-1} \frac{2z_j \cos \theta_j}{v_j} \quad (2.5)$$

2.1.6. Refracción en capas buzantes separadas por interfaces planas

En realidad, rara vez el medio puede ser representado mediante capas horizontales exclusivamente. Un modelo de capas buzantes permite una representación de ciertos modelos geológicos. Dado que, el ángulo de buzamiento de cada capa representa una incógnita adicional, será necesario realizar un “contraperfil” con el fin de incrementar el número de observaciones independientes (ecuaciones) y así contar con tantas ecuaciones como incógnitas.

La velocidad del primer medio se puede determinar mediante la inversa de la pendiente de la

dromocrona del arribo directo, pero la inversa de la pendiente de la *dromocrona* de la refracción ya no será igual a la velocidad del refractor, sino que será una velocidad aparente.

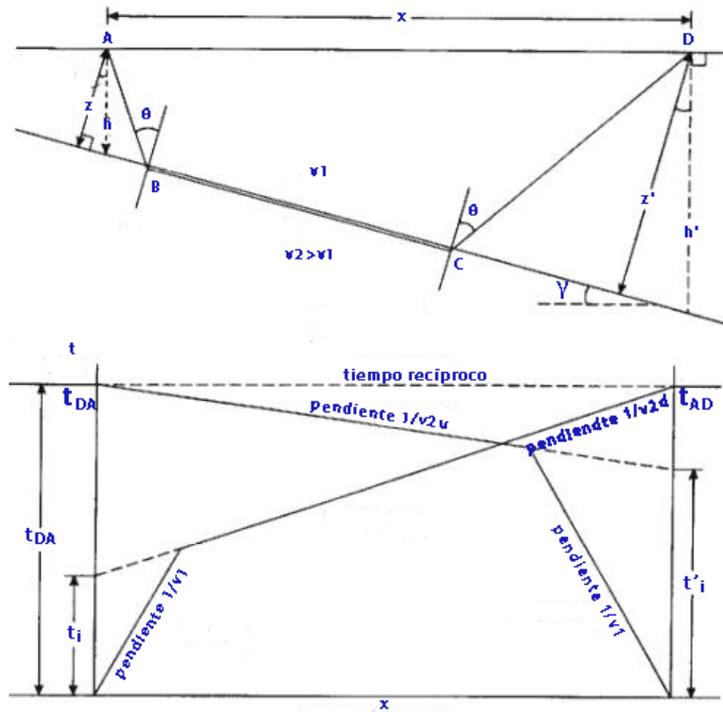


Figura 2.5: Refracción crítica en un modelo de un refractor buzante y dromocronas asociadas. Perfil y contraperfil.

Esta velocidad aparente será mayor que la velocidad del refractor cuando el relevamiento se realiza en la dirección hacia donde “sube” el refractor, y será menor en la dirección contraria. El método convencional en estos casos es hacer un perfil y un contraperfil colocando la fuente en ambos extremos de la línea y manteniendo los receptores en el mismo lugar. Si el refractor es buzante, las *dromocronas* directa e inversa serán asimétricas, como se muestra en la figura 2.5. En la práctica, v_1 se obtiene a partir de la pendiente del rayo directo (perfil o contraperfil). Los ángulos θ y γ (el buzamiento de la capa), se obtienen, a partir de las pendientes de las *dromocronas* del rayo refractado del perfil y contraperfil, que dan las velocidades aparentes respectivas. La velocidad del refractor se obtiene mediante la Ley de Snell: $v_2 = v_1/\sin\theta$. Las distancias perpendiculares a la interfase en cada extremo de la línea, z y z' , se obtienen a partir de los tiempos de intercepción de las *dromocronas*:

$$z = \frac{v_1 t_i}{2 \cos \theta} \quad (2.6)$$

$$z' = \frac{v_1 t'_i}{2 \cos \theta} \quad (2.7)$$

2.1.7. Método Más Menos

Hagedoorn (1959) formuló un método para estimar indirectamente el espesor y la velocidad de la capa meteorizada, como también así la velocidad de la capa debajo del refractor. Este método también requiere el picado de los primeros arribos. En síntesis, el método de Hagedoorn involucra el cálculo de dos valores de tiempos, el más y el menos, y que se basan en la realización de un perfil y un contra-perfil. Como se observa en la figura 2.6, ahora el arribo de las ondas directas ya no se alinean en rectas, sino en curvas irregulares. El punto C es genérico y representa cualquier punto entre las fuentes A y B. Para un geófono en C podemos escribir utilizando las definiciones de tiempos de retardo vistas anteriormente,

$$t_{AC} = \frac{x}{v_2} + \delta_{t_A} + \delta_{t_C} \quad (2.8)$$

$$t_{BC} = \frac{L-x}{v_2} + \delta_{t_B} + \delta'_{t_C} \quad (2.9)$$

$$t_{AB} = \frac{L}{v_2} + \delta_{t_A} + \delta_{t_b} = t_{BA} \quad (2.10)$$

Siendo δ_{t_a} , δ_{t_b} y δ_{t_c} los tiempos de retardo asociados a las respectivas fuentes y receptores.

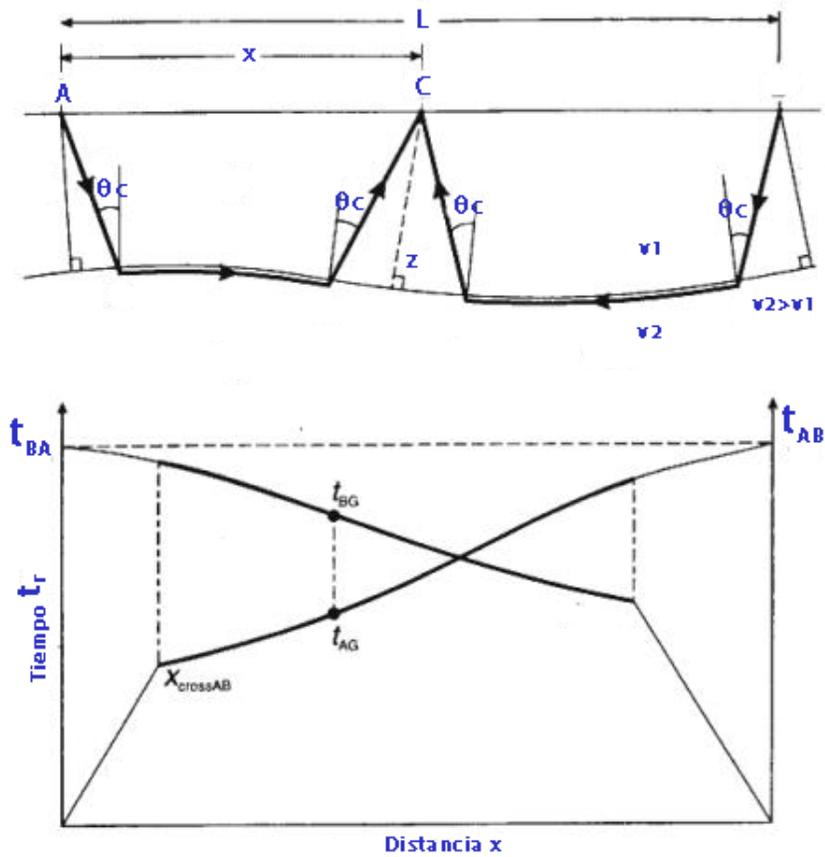


Figura 2.6: Perfil esquematizado con el color rojo y contra-perfil con el color azul.

En general se asume que $\delta t_c \simeq \delta' t_c$ es una aproximación razonable si el refractor no es demasiado irregular o muy somero. La expresión 2.10 corresponde al tiempo recíproco. El método “más-menos” consta de dos expresiones: el término “menos” que se utiliza para estimar v_2 y el término “más” que se utiliza para estimar $z = z(x)$ a partir de los tiempos de retardo δt_c (método ABC).

El término “menos” (para estimar v_2)

A partir de las expresiones 2.8, 2.9 y 2.10, se calcula para cada punto C que haya registrado una onda directa, la diferencia de tiempos del perfil y contraperfil:

$$t_{AC} - t_{BC} = \frac{2x - L}{v_2} + \delta_{t_A} - \delta_{t_B} \quad (2.11)$$

Como los tiempos de retardo involucrados no dependen de x,

$$t_{AC} - t_{BC} = \frac{2x}{v_2} + \text{constante} \quad (2.12)$$

Es la ecuación de una recta de pendiente $2/v_2$, a partir de la cuál se puede estimar la velocidad del refractor, tras un ajuste por mínimos cuadrados de las observaciones $t_{AC} - t_{BC}$.

El término “más” o método ABC (para estimar z)

En este caso, se toma la suma de los tiempos del perfil y contraperfil:

$$t_{AC} + t_{BC} \simeq t_{AB} + 2\delta_{t_C} \quad (2.13)$$

Luego, el espesor debajo de cada punto C se obtiene mediante,

$$z = \frac{v_1 \delta_{t_C}}{\cos \theta_c} \quad (2.14)$$

La validez del método “más-menos” depende de la existencia de primeros arribos refractados críticamente, tanto en el perfil como en el contraperfil, para lo que debe cumplirse que $x > x_{cross}$ para cierto número de puntos C. Esto supone que los tendidos no deben ser muy cortos en relación con la profundidad del refractor, si no esta condición no se podría cumplir. Como contrapartida, un tendido muy largo puede implicar que la velocidad del refractor presente variaciones laterales muy significativas, por lo que el método “más-menos” perdería precisión.

Es importante destacar que una de las principales limitaciones del método “más-menos” reside en la hipótesis realizada sobre la igualdad de los tiempos de retardo bajo el punto C para perfil y

contraperfil en las ecuaciones anteriores. Esta hipótesis, debido al promediado de tiempos que realiza, tiende a obtener un espesor $z(x)$ suavizado, perdiéndose así resolución lateral.

2.1.8. Tomografía sísmica

Introducción

Para una mejor comprensión de una de las técnicas que se utiliza en esta tesis se presenta un esquema de inversión tomográfica iterativa para la determinación de estructuras de velocidad 2-D a partir de los tiempos de primeros arribos de las refracciones sísmicas.

Este método sísmico es adecuado cuando las distancias fuente/receptor son más densas que para los perfiles de refracción convencionales. El método de inversión se basa en una solución iterativa del problema linealizado y permite la determinación de variaciones de velocidad, así como una geometría de interfaces subhorizontal.

En cada iteración, el trazado de rayos fuente-receptor se realiza utilizando un método de disparo para construir el sistema lineal. El campo de velocidad se suele definir usando celdas triangulares dentro de las cuales el gradiente de velocidad es constante, lo que permite el cálculo analítico de las trayectorias de los rayos.

Para esto se pueden utilizar dos técnicas diferentes de inversión, basadas en distintas formulaciones linealizadas del problema. En una se utiliza un jacobiano linealizado de tiempo de viaje y velocidad, y en la otra una formulación basada en la lentitud, más parecida a las técnicas comunes de expansión en serie.

Diferentes ejemplos con distintas resoluciones muestran que la geometría del rayo puede ocasionar un suavizado horizontal (*smearing*) y una disminución de la resolución con la profundidad. Del mismo modo, diferentes resoluciones permiten observar distintos efectos en la geometría fuente-receptor y en las estructuras de velocidad.

Respecto a la importancia del modelo inicial, una norma global produce soluciones más cercanas al modelo verdadero que las soluciones calculadas.

La utilización de métodos de inversión o técnicas de reconstrucción tomográfica han encontrado

diversas aplicaciones. La aplicación más común de estas técnicas ha sido la inversión de velocidades, usando tiempos de viaje sísmicos medidos entre pozos o entre pozos y la superficie (Bois et al., 1972; Lytle y Dines, 1980; Wong et al., 1983; Radcliff et al., 1984). Otras aplicaciones 2-D incluyen determinación de la velocidad y la profundidad del reflector usando datos de reflexión multi-offset (Fawcett y Clayton, 1984) y determinación de la estructura de velocidad 2-D a partir de datos de refracción de superficie, como las que se desarrollaron en esta tesis.

En las siguientes secciones, se explica un esquema iterativo de inversión tomográfica para determinar la estructura de velocidad 2-D de un medio a partir de los tiempos de viaje del primer arribo. Específicamente, se describe un método para fuente-receptor de superficie a superficie con geometrías típicamente usadas en levantamientos de refracción, pero para casos donde hay una mayor densidad de fuentes y receptores que en relevamientos convencionales 1-D. Debido a que este método se basa en rayos refractados críticamente, el trazado de rayos constituye una parte integral del procedimiento, a diferencia de otros métodos (es decir, pozo-pozo o métodos de reflexión de compensación múltiple).

Teoría de la inversión tomográfica

Formulación del problema y linealización

El objetivo de la técnica es determinar la estructura de velocidad de un medio utilizando tiempos de viaje sísmicos. Teniendo en cuenta que la relación entre estas dos cantidades no es lineal, se busca una formulación linealizada que pueda usarse en una manera iterativa para lograr este objetivo.

El tiempo de viaje a lo largo de un rayo en un medio continuo cuya velocidad es $v_o(x)$ es:

$$t(v_o(x)) = \int_{L_o} \frac{dl}{v_o(x)} \quad (2.15)$$

donde L_o representa la trayectoria del rayo. Si la velocidad del medio es perturbado por $\delta v(x)$ tal que $v(x) = v_o(x) + \delta v(x)$, entonces el tiempo de viaje perturbado es:

$$t[v(x)] = \int_L \frac{dl}{v(x)} \quad (2.16)$$

donde L es la nueva trayectoria del rayo. El tiempo de viaje a través del medio perturbado se puede expresar como una expansión de $v_o(x)$,

$$t(v(x)) = t[v_o(x)] + \left. \frac{\partial t}{\partial v} \right|_{[v=v_o]} \delta v(x) + \left. \frac{\partial t}{\partial L} \right|_{[v=v_o]} \left. \frac{\partial L}{\partial v} \right|_{[v=v_o]} \delta v(x) + O[\delta^2 v(x)] \quad (2.17)$$

Usando el principio de Fermat (inciso capítulo 2 $\left. \frac{\partial t}{\partial L} \right|_{[v=v_o]} = 0$) y descartando los términos de orden cuadrático y superiores se obtiene:

$$\delta t = t[v(x)] - t[v_o(x)] = \left. \frac{\partial t}{\partial v} \right|_{[v=v_o]} \delta v(x) \quad (2.18)$$

Diferenciando 2.15 y sustituyendo el resultado en 2.18,

$$\delta t = - \int_{L_o} \frac{\delta v(x) dl}{v_o^2(x)} \quad (2.19)$$

Si el modelo de velocidad se especifica en los nodos de una malla rectangular por N valores discretos v_j , $j = 1, \dots, N$, entonces el campo de velocidad se puede obtener usando un esquema de interpolación de la forma:

$$v(x) = \sum_{j=1}^N \beta_j(x) v_j \quad (2.20)$$

donde $\beta_j(x)$ forman un conjunto de funciones base sobre la región de definición del modelo. La forma de $\beta_j(x)$ depende del método de interpolación utilizado. La velocidad la perturbación se convierte en:

$$\delta v(x) = \sum_{j=1}^N \beta_j(x) \delta v_j \quad (2.21)$$

que cuando se substituye en la ecuación 2.19 queda:

$$\delta t = - \sum_{j=1}^N \left(\int_{L_o} \frac{\beta_j(x)}{v_o^2(x)} dl \right) \delta v_j \quad (2.22)$$

El diferencial de δt es por definición:

$$\delta t = \sum_{j=1}^N \frac{\partial t}{\partial v_j} \delta v_j \quad (2.23)$$

y así por comparación con la ecuación (2.22) reconocemos que:

$$\frac{\partial t}{\partial v_j} = - \int_{L_o} \frac{\beta_j(x)}{v_o^2(x)} dl \quad (2.24)$$

Para un conjunto de rayos M, se forma un sistema lineal de ecuaciones de (2.22):

$$\delta t = A \delta v \quad (2.25)$$

donde δt es el vector de residuos de tiempo de viaje ($t_{observado} - t_{calculado}$), A es la matriz jacobiana $\frac{\partial t_i}{\partial v_j}$ y δv es el vector de perturbación de velocidad.

Para formar (2.25) debemos poder calcular los tiempos de viaje y las derivadas parciales para el conjunto de rayos usando (2.15) y (2.24), respectivamente. Debido a la linealización, ambas expresiones se evalúan a lo largo la trayectoria del rayo no perturbado usando la velocidad no perturbada del campo. Así la linealización ha proporcionado un sistema que relaciona linealmente las perturbaciones del tiempo de viaje con los cambios en el modelo, y permite el cálculo directo de este sistema lineal. El programa Plotrefa, empleado para este trabajo de tesis, desarrolla una formulación para la inversión con esta metodología.

Formulación para la interfaz

Además de determinar las perturbaciones de velocidad dentro de un medio continuo, es importante determinar también la profundidad y la geometría de las interfaces en un modelo en el cuál la velocidad es discontinua. Para facilitar esto, el problema se puede formular de la siguiente manera. Un rayo viajando de S a D se refracta a la profundidad z_1 en una interfaz separando medios con velocidades v_1 y v_2 (figura 2.7). La interfaz con normal \hat{I} está en un ángulo ϕ_n relativo a la vertical. Si la profundidad de la interfaz aumenta en Δz , luego otro rayo que viaja de S a D se refracta en el punto Y en la nueva interfaz y viaja de X a D a lo largo de la misma trayectoria que el primer rayo.

Esto se debe a que los tiempos de viaje a W (indicado por el frente de onda plano) son los mismos; al igual que lo son los tiempos de viaje a lo largo del segmento coincidente de X a D. El cambio en el tiempo de viaje debido al cambio de profundidad de interfaz es la diferencia de

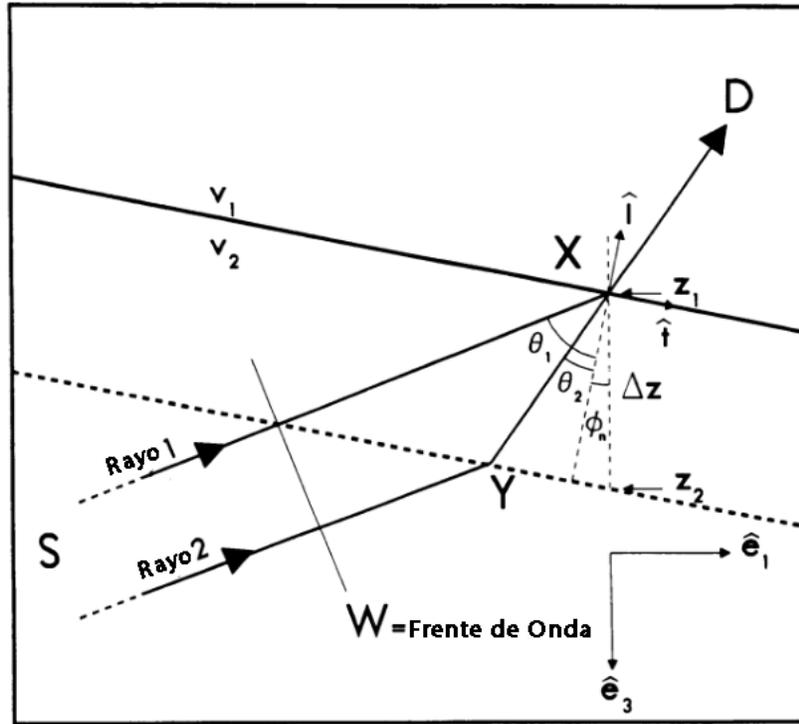


Figura 2.7: Geometría del rayo refractado en una interfaz. La interfaz original (línea sólida) a una profundidad z_1 y la interfaz perturbada (línea punteada) a una profundidad z_2 . (Tomada de White, 1989).

tiempo de viaje de los rayos de W a X. Esto puede ser expresado como:

$$\frac{\Delta t}{\Delta z} \approx \left(\frac{1}{v_1 \cos \theta_2} - \frac{\cos \theta_1}{v_2} \right) \cos \phi_n = \left(\frac{1}{v_1 \hat{n}_2 \cdot \hat{I}} - \frac{\hat{n}_1 \cdot \hat{I}}{v_2} \right) |\hat{I} \cdot \hat{e}_3| \quad (2.26)$$

Los vectores unitarios \hat{n}_1 y \hat{n}_2 son las tangentes al rayo 1 en la interfaz en los medios 1 y 2, respectivamente, mientras que \hat{t} es la unidad tangente a la interfaz, y \hat{e}_1 y \hat{e}_3 son vectores unitarios a lo largo de los ejes x y z, respectivamente. Vale aclarar que esta formulación es estrictamente válida para ondas planas que inciden en una interfaz plana, separando medios de velocidad constante, pero, localmente, proporciona una aproximación útil que se puede utilizar en un medio no homogéneo.

Si la interfaz se discretiza en N segmentos, cada uno con un profundidad asociada z_j , entonces

para un conjunto de M rayos un sistema lineal puede ser formado:

$$\delta t = B\delta z \quad (2.27)$$

Esta ecuación relaciona los residuos del tiempo de viaje δt con la profundidad de la interfaz cambios δz . B es la matriz jacobiana $\frac{\partial t_i}{\partial z_j}$, que puede ser aproximada por la ecuación (2.26).

Trazado de rayos

La construcción del sistema lineal de ecuaciones (2.25) o (2.27) requiere trazado de rayos para determinar los tiempos de viaje y trayectorias de rayos para el conjunto de pares fuente-receptor. Se requieren trayectorias de rayos reales para calcular la matriz del jacobiano en el método. En general, un gran número de pares fuente-receptor están involucrados en la reconstrucción tomográfica y la naturaleza iterativa de este esquema de inversión requiere que el todo el conjunto de rayos se trace a través del modelo cada vez que se actualiza. Por lo tanto, es esencial que el método de trazado de rayos sea altamente eficiente.

Muchos esquemas de trazado de rayos se han publicado en la literatura. Se pueden categorizar como métodos numéricos (Julian, 1977; Chander, 1975; Cerveny et al., 1977) o métodos analíticos (Whittall y Clowes, 1979). Los métodos numéricos tienden a ser computacionalmente más intensivos que los métodos que utilizan fórmulas analíticas localmente válidas dentro de subregiones del modelo. El problema del trazado de rayos de dos puntos puede formularse como un problema de valor inicial o como un problema de valores en la frontera. Los métodos de trazado de rayos basados en estos dos enfoques se denominan métodos de disparo o métodos de flexión (shooting methods o bending methods), respectivamente.

Se optó por emplear un método de disparo que utilice expresiones analíticas dentro de las subceldas del modelo de velocidad. Para cada fuente (receptor) se necesitan muchas trayectorias de rayos desde una línea de receptores estrechamente espaciados (fuentes). En esta situación el método de disparo se vuelve más eficiente a medida que la traza cada rayo proporciona información útil para determinar rayos vecinos. Este método también evita la necesidad de proporcionar un estimación inicial de la trayectoria del rayo deseada.

Parametrización del modelo

La formulación del problema directo requiere de la parametrización del modelo en términos de un conjunto discreto de velocidades. Esta discretización debe ser lo suficientemente flexible para permitir una representación adecuada de diferentes tipos de velocidad de modelos. Además, requiere un modelo que consta de celdas de gradiente de velocidad constante, que permiten utilizar el análisis de fórmulas de trazado de rayos.

Una parametrización del modelo que se adapta a estos requisitos, es un 2-D rejilla rectangular donde las velocidades se especifican en los nodos. Con el propósito de trazar rayos en el rectángulo, las celdas de esta cuadrícula se pueden dividir en triangulares. El gradiente de velocidad dentro de cada subcelda es constante y se determina únicamente a partir de las velocidades en los vértices del triángulo. Esto es una parametrización conveniente, ya que el campo de velocidad, así definido, es continuo a través de los límites de la subcelda, en contraste con el uso de celdas rectangulares donde las discontinuidades artificiales son introducidas. Esta parametrización fue utilizada por Chapman y Drummond (1982). Las interfaces incluidas en el modelo 2-D se representan usando spline cúbicas como opuesta a una representación lineal por partes para eliminar el comportamiento errático de los rayos cerca de los vértices de los segmentos lineales.

Inversión lineal

El planteo del problema del trazado de rayos es un sistema lineal de ecuaciones representado como:

$$Ax = b \quad (2.28)$$

Esto corresponde a las ecuaciones (2.25) y (2.27). La matriz A es de dimensión $M \times N$ donde M es el número de datos, y N es el número de parámetros. Por lo general, este sistema es escaso (es decir, la mayoría de los elementos de A son cero) e inconsistentes (es decir, no existe una solución exacta). En el caso de (2.25) o (2.27) es comúnmente subdeterminado y sobre restringido (i.e. $M < N$, y $M > \text{rango}(A)$) mientras que en el sistema (2.27) normalmente es sobre restringido. Si las medidas de incertidumbres son estadísticamente independientes (asumimos esta condición), entonces $Q = \frac{1}{\sigma_j}$. Las desviaciones estándar σ_j hacen referencia a las incertidumbres de medición estimadas.

Un enfoque común para resolver un sistema de este tipo es utilizar la inversa generalizada de A (Lanczos, 1961; Wiggins, 1972; van der Sluis y van der Vorst, 1987). Cualquier matriz de este tipo puede escribirse utilizando la descomposición en valores singulares de A .

$$A = U\Lambda V^T \quad (2.29)$$

donde U y V son matrices ortogonales de dimensión $M \times M$ y $N \times N$ respectivamente, y Λ es una matriz diagonal $M \times N$ con elementos diagonales $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \lambda_r \geq 0, r \leq \min(M, N)$. La inversa generalizada de A denotada por A^+ es

$$A^+ = V_r \Lambda_r^+ U_r^+ \quad (2.30)$$

Los subíndices r en la ecuación 2.30 indican que sólo aquellas columnas de U y V correspondientes a valores singulares λ_j distintos de cero están incluidas en U_r y V_r . Del mismo modo Λ_r^+ contiene solo valores singulares distintos de cero.

Regularización

Como la solución particular se encuentra en el espacio fila de A , que está atravesada por las columnas de V_r , la solución puede ser pensada como una combinación lineal de los vectores columna v_j . El coeficiente de ponderación para el j -ésimo vector singular v_j en la solución es,

$$w_j = \lambda_j^{-1} u_j \cdot b \quad (2.31)$$

cualquier error en los datos b será amplificado por λ_j^{-1} y, por lo tanto, la contribución a la solución de esos vectores singulares con valores singulares pequeños correspondientes será erróneamente grande, y posiblemente del signo equivocado.

Para estabilizar la solución cuando los datos contienen ruido, el problema debe ser regularizado. Esto se puede lograr seleccionando vectores singulares en la solución según algún criterio de corte (Wiggins, 1972), o amortiguando la solución (Marquardt, 1970). En la ecuación (2.31) es reemplazado por:

$$w_j = \frac{\lambda_j}{\lambda_j^2 + \mu^2} u_j \cdot b \quad (2.32)$$

Esquema iterativo de inversión

El esquema de inversión completo se representa en la figura 2.8. Para comenzar, se debe proporcionar una estimación inicial del modelo v_o . A esto se podría llegar aplicando alguna técnica de análisis 1-D convencional.

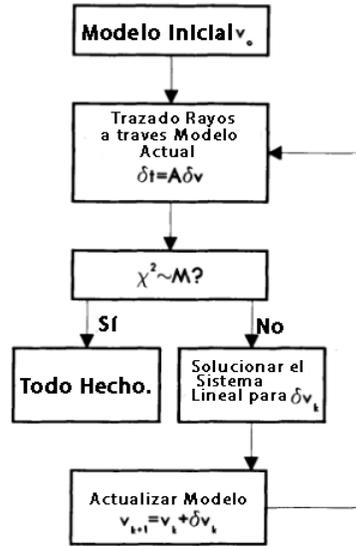


Figura 2.8: El esquema de inversión completo.

El trazado de rayos se realiza para el modelo actual con el fin de determinar los residuos del tiempo de viaje δt y la matriz jacobiana A . Si el desajuste de los datos es inaceptable, el sistema lineal resultante se resuelve usando un algoritmo gradiente con un factor de amortiguamiento apropiado p . En este procedimiento, durante una iteración particular, se determina una perturbación de velocidad o bien una perturbación de la profundidad de la interfase. Éstos podrían resolverse simultáneamente, pero también por separado, para permitir que el usuario controle la compensación velocidad versus geometría de profundidad de interfaz en más regiones restringidas del modelo. El modelo se actualiza y el procedimiento se repite hasta que se detecta un desajuste de datos satisfactoriamente logrado. Una medida común de desajuste es,

$$X^2 = \sum_{j=1}^M \frac{(t_{\text{observado}} - t_{\text{calculado}})_j^2}{\sigma_j^2} \quad (2.33)$$

Si se supone que las incertidumbres de los datos no están correlacionadas y que cada uno se

debe a un proceso gaussiano de media cero con desviación estándar σ_j , entonces X^2 tiene una distribución χ^2 y valor esperado de χ^2 es M , el número de datos. El parámetro de desajuste se denominará inadecuado de chi-cuadrado o simplemente χ^2 . En la iteración k -ésima, habiendo obtenido una solución x_k podemos obtener una aproximación lineal del desajuste usando la diferencia $Ax_k - b$. Este valor de desajuste aproximado es referido como χ_{ap}^2 .

Tamaño de las celdas de la cuadrícula

La elección de las dimensiones de las celdas de la cuadrícula (o, de manera equivalente, el número de parámetros del modelo) se basa en varias consideraciones. Idealmente el objetivo es resolver tanto detalle estructural en el modelo como sea posible y, por lo tanto, es siempre preferible una cuadrícula con una resolución más fina. Asimismo, se requiere una cuadrícula fina para permitir una representación realista del modelo, permitiendo una solución precisa del problema directo. De manera realista, los datos contienen sólo un grado finito de restricción en el modelo y, por ende, un aumento en el número de parámetros es sólo útil hasta cierto punto, más allá del cuál la solución se vuelve inconexa. Una cuadrícula gruesa en relación con el espaciado de los rayos evita esto y mantiene cierta suavidad en la solución. También, una cuadrícula gruesa acomoda un cálculo más eficiente del problema directo y da como resultado un sistema lineal más pequeño para ser resuelto en cada iteración.

La elección de una cuadrícula apropiada será un compromiso de estos factores. Por lo general, se elige una cuadrícula tal que el número de parámetros exceda el número de datos resultantes en un sistema indeterminado. Además en cada iteración se debe establecer un factor de amortiguamiento apropiado, dado que el objetivo último del procedimiento de inversión es encontrar un modelo tal que χ^2 tienda a M .

Resolución

La resolución de la estructura de velocidades en una inversión tomográfica se basa en el muestreo independiente de cada región por varios rayos (McMechan, 1983). Esto requiere no sólo una cobertura con una gran densidad de rayos para el modelo, sino también un muestreo de cada región por rayos con diferentes ángulos.

La resolución en un experimento de refracción particular es determinada por el número y la geometría de las trayectorias de los rayos, que son controlados por la geometría fuente-receptora empleada y la estructura de velocidad del medio. Para caracterizar la resolución asociada, el sistema lineal de la ecuación (2.25) puede ser construido para la geometría fuente-receptor de interés usando un modelo de velocidad representativo.

Al hacerlo, se asume que la velocidad verdadera es linealmente cercana a la velocidad modelo utilizada, es decir, para que las trayectorias de los rayos estén cerca de la verdadera trayectoria de rayos. En la mayoría de las situaciones prácticas (2.25) es muy grande y por lo tanto, este análisis se restringe a ejemplos con relativamente pocos parámetros del modelo y pocos pares fuente-receptor.

La figura 2.9 muestra el diagrama de rayos para un modelo de velocidad, la cual aumenta linealmente con la profundidad a los $0,5 \text{ s}^{-1}$, para un despliegue de seis fuentes y 20 receptores (White, 1989). Esto es representativo de la mayoría de las prospecciones de refracción donde normalmente hay una alta proporción de número de receptores/número de fuentes o viceversa. El modelo consta de 126 parámetros. La zona central está bien cubierta por rayos tanto en densidad como en ángulo y, en consecuencia, debe estar bien resuelta; mientras que, hacia los bordes de la región cubierta, la densidad disminuye y los rayos de muestreo tienen una inclinación muy similar. Esto sugiere que la resolución será pobre en la profundidad y hacia los bordes del modelo

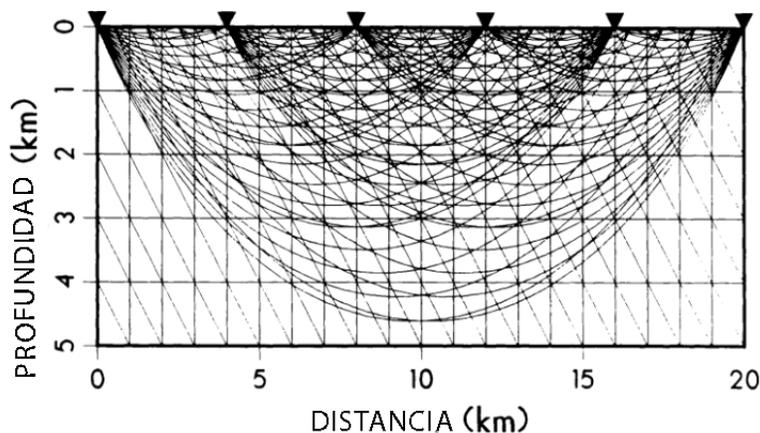


Figura 2.9: Diagrama de rayos para un modelo de velocidad con un gradiente vertical constante de (0.5 s^{-1}) . Se dispusieron 120 pares de fuentes-receptores con 6 fuentes (triángulos negros) situados a 4km de distancia con receptores cada 1 km, y con una grilla de 1km x 1km para un total de 126 parámetros de velocidad. (Tomada de White, 1989).

2.2. Geoeletrica

2.2.1. Introducción a los métodos eléctricos de prospección

Desde un punto de vista general, el método de prospección geoeletrica consiste en el acto de inyectar corriente alterna o continua en el terreno, para medir luego la caída del potencial que ésta produce.

El método eléctrico de prospección fue uno de los primeros métodos geofísicos utilizados y su aplicación ha sido de la más diversa, tanto por las escalas en las que se ha utilizado como por sus objetivos exploratorios. Contribuyendo a la exploración medioambiental, hidrogeológica, de hidrocarburos, a la minería, a la geotécnica y a la arqueología (Loke, 2004).

Los factores que intervienen en esta medición son varios; pero dos de ellos se destacan significativamente. El tipo de material que compone al terreno, es decir, el comportamiento físico de las rocas en respuesta a la corriente aplicada y su contenido de electrolitos.

Esta diferencia de potencial generado en el terreno puede ser medida, para luego poder inferir con ésta la resistividad que posee el suelo al transmitir dicha corriente.

2.2.2. Resistividad

En física, se define a la *resistividad* como la medida de la dificultad que la corriente eléctrica encuentra a su paso en un material determinado. Su unidad en el SI es el *ohm-m* (Ωm) y su inversa se denomina *conductividad*. Supongamos que tenemos un conductor homogéneo y alargado de forma cilíndrica de resistividad constante. La resistencia a la circulación de corriente entre sus extremos será:

$$R = \rho \left[\frac{l}{s} \right] \quad (2.34)$$

donde R [Ω] es la resistencia, ρ [Ωm] la resistividad, l [m] la longitud y s [m^2] la sección transversal. También, podemos definir otra cantidad que exprese la facilidad de la transmisión de corriente como la inversa de la resistividad. Esta magnitud se denomina *conductividad eléctrica* σ y su unidad es el siemens sobre metro.

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (2.35)$$

La resistividad es una propiedad intrínseca del material, mientras que la resistencia depende de la geometría del cuerpo. Según ésta, a los materiales los podemos clasificar en aislantes, conductores, o semiconductores, de acuerdo a su resistividad alta, baja o media, respectivamente.

Tanto las rocas como los sedimentos que componen el subsuelo están compuestos por escasos materiales conductivos, sin embargo éstos son conductores moderados debido a su porosidad. Los poros de las rocas están completamente o parcialmente repletos de emulsiones acuosas con presencia de cationes y aniones libres (electrolitos líquidos) y éstos sí, son buenos conductores, produciendo la gran variabilidad que conocemos en los diferentes tipos de rocas.

La resistividad de una muestra en un medio heterogéneo depende de la resistencia de los distintos materiales que la componen. Existen varios modelos que describen la conductividad eléctrica de una roca. Dos de los más conocidos son el modelo de conducción a través de poros y el modelo de instrucciones (Orellana, 1982).

Además, la resistividad de la roca y del fluido presente en los poros puede vincularse a través de la Ley de Archie (Archie, 1942), dada por:

$$\rho = \rho_e \phi^{-M} \quad (2.36)$$

donde ρ y ρ_e son la resistividad de la roca y del fluido respectivamente, ϕ es la fracción del volumen de roca ocupado con fluido, y M es conocido como parámetro de cementación (Orellana, 1982). Winsauer modificó la Ley de Archie introduciendo un parámetro a , que depende de la textura de la roca.

$$\rho = a \rho_e \phi^{-M} \quad (2.37)$$

Es importante remarcar que existen, además, otros parámetros que son responsables de la variabilidad en la resistividad de las rocas, como son la granulometría, la presencia de intrusiones conductores, la presión, la temperatura, etcétera.

Para dar una escala de los rangos de valores, se dispuso de la figura 2.10, en la que se observa una tabla con los rangos de resistividades para distintas rocas (Loke, 2004). También se observa,

por ejemplo, a qué tipo de suelos correspondería el rango de valores presentes en esta tesis. Se denota la complejidad en la asignación litológica, a partir de un único valor de resistividad, y la necesidad de acompañar siempre al método de prospección geoeléctrico con un conocimiento previo de la geología de la zona.

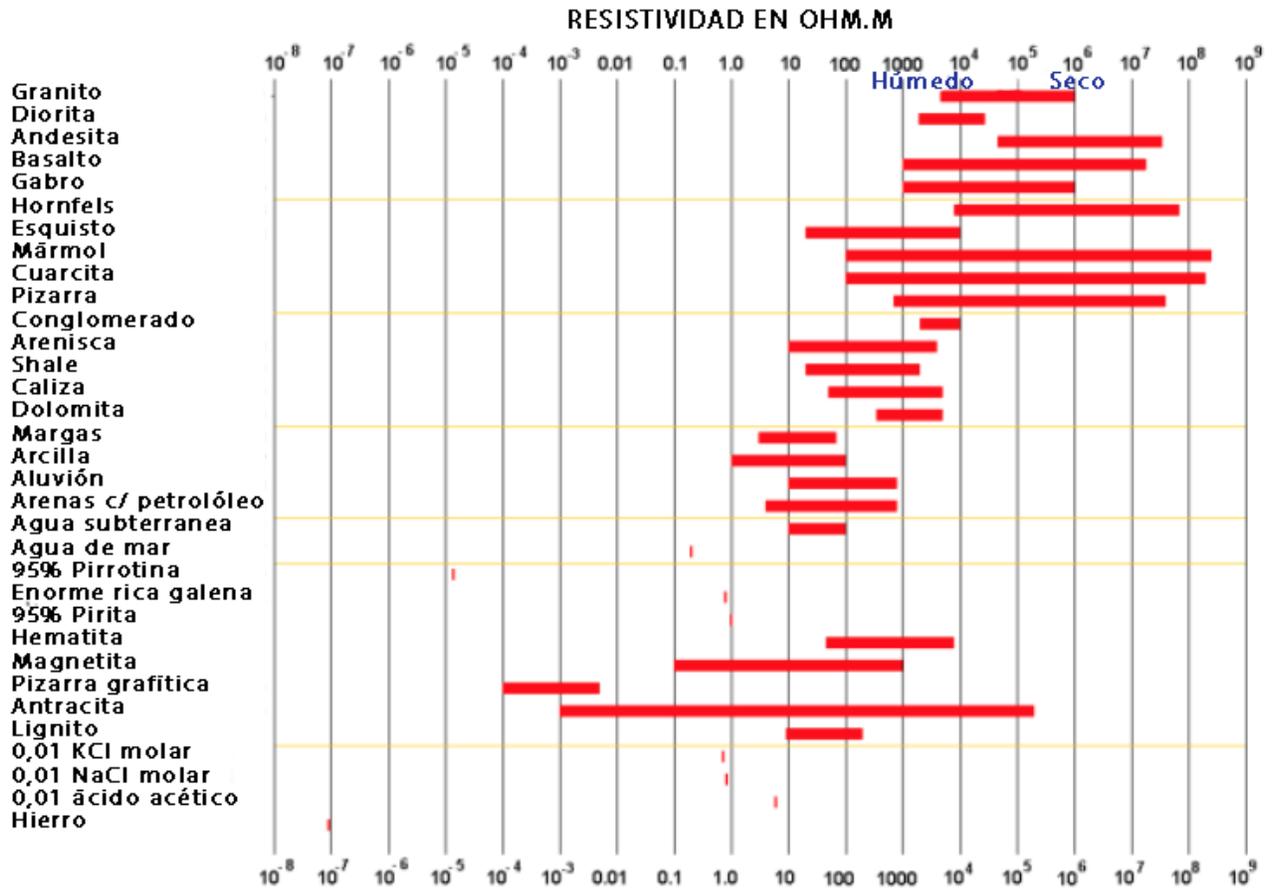


Figura 2.10: *Tabla de valores de resistividad de las rocas, suelos y minerales. (Tomada de Loke, 2004).*

2.2.3. Ley de Ohm

La ley de Ohm establece que la densidad de corriente \vec{J} en un punto es directamente proporcional (igual en direcci6n y sentido) al campo el6ctrico \vec{E} en el mismo punto, con ρ la conductividad el6ctrica del medio (Orellana, 1982).

$$\vec{J} = \rho \vec{E} \quad (2.38)$$

Además, por ser este último un campo conservativo, se lo puede expresar como el gradiente espacial de una función potencial escalar V ,

$$\vec{E} = -\vec{\nabla}V \quad (2.39)$$

Reemplazando esta ecuación en la anterior y suponiendo que el campo eléctrico tiene una única dirección dl , se obtiene,

$$J = \sigma \left[-\frac{dV}{dl} \right] \quad (2.40)$$

También, se puede expresar esta ecuación de forma más sencilla o reducida para un caso unidimensional,

$$\Delta V = IR \quad (2.41)$$

estableciendo que la densidad de corriente puede expresarse como la corriente dividida el área transversal por donde circula y utilizando la resistividad como la inversa de la conductividad.

2.2.4. Campo eléctrico en un medio continuo

Se realiza el cálculo del potencial eléctrico en superficie, generado por una distribución de resistividades en el subsuelo. Se parte con el caso más simple, un semi-espacio homogéneo e isótropo por el que circula una corriente entre dos electrodos (C1 y C2).

Suponiendo que la resistividad del semiespacio ρ es constante, asumiendo la resistividad del aire es infinita, y encontrandonos en presencia de un régimen estacionario (la corriente que ingresa I_1 será igual a la corriente que sale del terreno I_2 , pero con sentido contrario) . Haciendo uso de la continuidad de corriente (2.42) ecuación que se cumple en todos los puntos menos en C1 y C2, se calcula el gradiente para ambos miembros de la ecuación (2.41). Se llega a que el potencial debe cumplir con la ecuación de Laplace (2.43), salvo en los puntos donde se encuentran los electrodos de corriente,

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{J} = 0 \quad (2.42)$$

$$\vec{\nabla}^2 V = 0 \quad (2.43)$$

Con el fin de encontrar una solución para un semi-espacio homogéneo, suponiendo que se está en un torno del electrodo C1, lo que sería análogo a que el electrodo C2 está infinitamente lejos. Las líneas de corriente serán radiales y las superficies equipotenciales semiesferas. Por simetría, la magnitud de la densidad de corriente J , tendrá el mismo valor en cualquier punto de una semiesfera (Orellana, 1982):

$$J = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (2.44)$$

$$J = \sigma E = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (2.45)$$

$$|\vec{E}| = \frac{I}{\sigma 2\pi r^2} = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \quad (2.46)$$

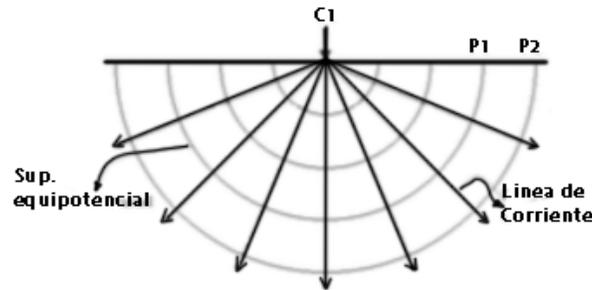


Figura 2.11: Flujo de corriente debido a una fuente puntual.

Por lo tanto, si se quiere encontrar la diferencia de potencial generada entre dos puntos cualesquiera sobre la superficie en P1 y P2, se debe reemplazar, integrar, obteniendo:

$$V_{P2}^{P1} = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right] \quad (2.47)$$

donde r_1 y r_2 son las respectivas distancias entre los puntos y C1. Vale recordar que la expresión anterior permite calcular la resistividad siempre que el medio sea homogéneo e isótropo. Esto rara vez sucede en la realidad, donde los medios suelen ser de naturaleza heterogénea, debido a la influencia que los distintos materiales tienen, tanto en su distribución, como en el espacio entre sus poros y sus dimensiones, entre otros factores. Para esto, es que introducimos el concepto de

resistividad aparente. Esta variable experimental puede calcularse de la siguiente forma:

$$\rho_a = K \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \quad (2.48)$$

Con K su constante geométrica que depende únicamente de las posiciones relativas de los electrodos (Orellana, 1982).

2.2.5. Disposición geométrica de los electrodos

El circuito de emisión se compone de dos electrodos, con los que se realiza el contacto con el terreno (generalmente de acero inoxidable), cables de conexión, una fuente de alimentación y un amperímetro que permite medir la corriente inyectada. Para medir el potencial, se necesitan otros dos electrodos (que pueden ser del tipo impolarizables, de cobre o de acero), cables de conexión y un voltímetro.

Para conocer la resistividad del subsuelo, el método eléctrico, utiliza agrupaciones de electrodos con disposiciones particulares, llamadas *arreglos* o *configuraciones electródicas*. El circuito consta de dos electrodos de emisión, electrodos por los que se inyecta corriente. Para medir el potencial generado en el subsuelo por la corriente inyectada, se utilizan otros dos electrodos, electrodos de potencia. Debido al principio de reciprocidad podemos intercambiar los electrodos de corrientes por los electrodos de potencial.

A partir de la medición de la corriente inyectada I y de la respectiva diferencia de potencial generada en el subsuelo ΔV , podemos calcular la resistividad con la expresión dada anteriormente ecuación (2.48) que, en el caso más general, toma la forma:

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right)^{-1} \quad (2.49)$$

donde r_1, r_2, r_3, r_4 son las respectivas distancias electródicas.

De acuerdo a la forma de organizar los electrodos se obtienen distintos tipos de dispositivos o arreglos, siendo los más comunes aquellos en los que los electrodos se disponen en una línea recta (Loke, 2004).

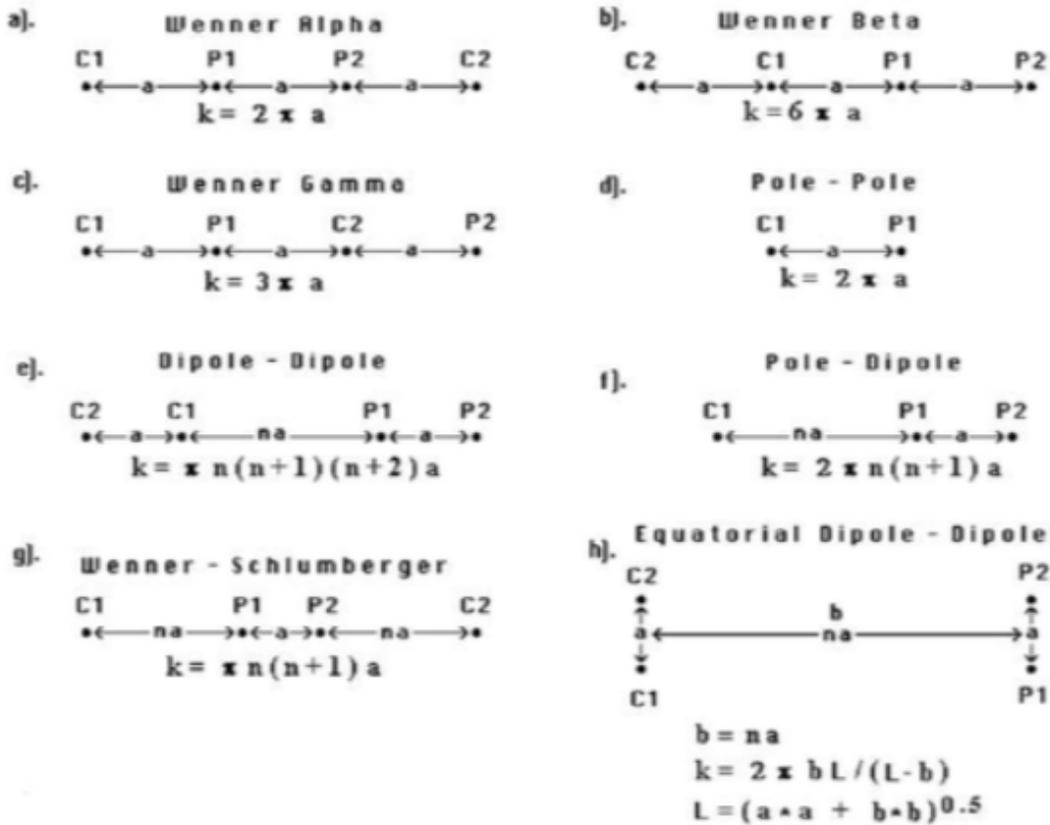


Figura 2.12: Cálculo de las constantes geométricas K para los arreglos electródicos más utilizados. (Tomada de Loke, 2004).

2.2.6. Arreglo dipolo-dipolo

El dispositivo dipolar axial, también denominado dipolo-dipolo, utilizado en esta tesis, resulta de ubicar todos los electrodos sobre una misma línea conservando una dirección.

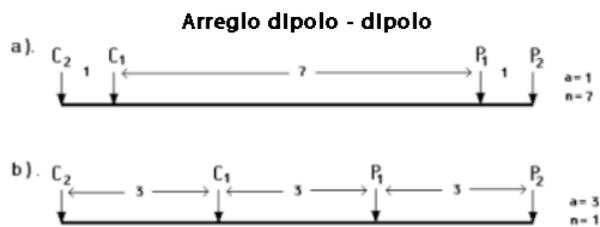


Figura 2.13: Las dos posibles geometrías de medidas para el arreglo dipolo-dipolo.

El arreglo electródico dipolo-dipolo se utiliza ampliamente para encontrar variaciones laterales de resistividad eléctrica. La técnica consiste en inyectar corriente mediante un par de electrodos separados entre ellos por una distancia a y medir la diferencia de potencial en otro par de electrodos, separados entre sí por la misma distancia a . El dipolo que inyecta corriente (transmisor C_i) y el que mide el potencial (receptor P_i) se encuentran separados por una distancia a , donde n es un número entero.

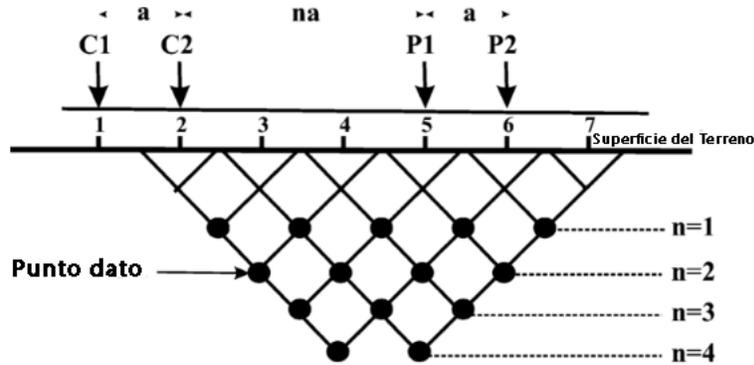


Figura 2.14: Esquema del funcionamiento del arreglo dipolo-dipolo. Ambos esquemas tienen el mismo largo del arreglo, pero diferentes parámetros a y n , resultando en señales diversas.

El arreglo se va moviendo a lo largo del perfil conservando su geometría; para investigar a mayor profundidad, se aumenta la separación entre los dipolos C_i y P_i , incrementando el número n . Una vez medida la corriente inyectada y el potencial generado, se calcula la *resistividad aparente* (Orellana, 1982), con el factor geométrico G , dado p:

$$G = \pi a n(n+1)(n+2) \quad (2.50)$$

La resistividad aparente usualmente se gráfica en forma de pseudosección, en donde el eje horizontal es la distancia a lo largo del perfil y el eje vertical es una distancia proporcional conocida como pseudoprofundidad, como se muestra en el esquema de la figura 2.14, en la cual se puede observar que, a medida que se aumenta, disminuye la “cobertura” en el subsuelo.

2.2.7. Estudios geoelectricos en una y dos dimensiones

Los métodos eléctricos de prospección tradicionales en una dimensión son, según Orellana (1982), los sondeos eléctricos verticales (SEV) y las calicatas.

Las calicatas permiten medir las variaciones laterales de la resistividad aparente para a una profundidad fija. En este caso, la separación entre electrodos se mantiene fija para mantener constante la profundidad de investigación, pero en cada medición se desplaza el arreglo lateralmente.

Los SEV buscan medir las variaciones de resistividad aparentes en el eje vertical, bajo un punto fijo. En éstos, mantiene fijo el centro del arreglo y el acimut, y se va aumentando la distancia entre electrodos de corriente, de modo que se incrementa la profundidad del estudio.

Para llegar a obtener una imagen 2-D del subsuelo se suelen combinar ambos métodos, este método se conoce como tomografía eléctrica o TRE. Para esto se requiere no sólo un número mayor de electrodos, sino también un tiempo de realización mayor, dado que durante la medición se va cambiando tanto la posición horizontal como la separación interelectrónica.

2.2.8. Problema Directo y Problema Inverso

Existen dos metodologías en la ciencia (y en la geofísica como parte de ésta), para resolver el problema de poder representar a la tierra tanto en su estructura como en los procesos físicos que ocurren en la misma. Por un lado, se tiene la resolución del Problema Directo y, por el otro, del Problema Inverso. Si bien es cierto que ambas son “dos caras de la misma moneda”, ya que para resolver el problema inverso se necesita resolver el problema directo, un enfoque de estos por separado es preferible para el entendimiento del método.

El Problema Directo en geofísica surge de un modelo matemático para fenómenos o estructuras a estudiar, éste cuenta con parámetros pre-establecidos y busca obtener su respuesta teórica. Es decir, calcular, a través de las relaciones matemáticas, su respuesta a las mediciones. En la geoelectrica particularmente se busca establecer un modelo de distribuciones verdaderas del subsuelo.

El problema inverso implica un procesamiento contrario. A través de mediciones realizadas se busca encontrar los parámetros de un modelo que lo ajuste de la mejor manera. En el caso de la

prospección geoelectrica, se pretende encontrar la distribución de resistividades verdaderas del subsuelo. A partir de los datos de las resistividades aparentes obtenidos en campo, se busca generar una distribución de resistividades verdaderas del subsuelo que mejor ajuste a las mediciones obtenidas.

Como se ha mencionado anteriormente, el modelo geológico previo es primordial para la realización de este ajuste, dado que sin un conjunto de parámetros que sirvan de cotas en la realidad, el modelado geofísico es por naturaleza indefinido. Es importante que el geofísico siempre tenga en cuenta que los modelos creados, no son más que herramientas en la búsqueda de un objetivo fundamental: representar de la forma más fidedigna posible el fenómeno o estructura que estudia.

Para conseguir lo explicado previamente, se utilizan métodos de inversión de naturaleza iterativa. Se parte de un modelo inicial y se llega a la respuesta final, ajustando nuestro modelo hasta que la respuesta nos coincida con el mínimo error posible con respecto a los datos. A continuación se procede a dar una explicación breve de estos métodos.

Definimos el vector columna de observaciones, con m número de observaciones:

$$\vec{y} = \begin{pmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_m \end{pmatrix} \quad (2.51)$$

Definimos la respuesta calculada :

$$\vec{f} = \begin{pmatrix} f_1 \\ f_2 \\ \vdots \\ f_m \end{pmatrix} \quad (2.52)$$

Y se considera un modelo inicial cuyos n parámetros están dados por:

$$\vec{q} = \begin{pmatrix} q_1 \\ q_2 \\ \vdots \\ q_m \end{pmatrix} \quad (2.53)$$

La diferencia entre los datos observados y la respuesta del modelo viene dada por el vector de discrepancia \vec{g} que está definido por:

$$\vec{g} = \vec{y} - \vec{f} \quad (2.54)$$

En el proceso de inversión se busca reducir el valor de esta función g . Si bien existen varios métodos de optimización para lograr este objetivo, quizá el más difundido es el de método de mínimos cuadrados que busca minimizar la suma del cuadrado de los errores.

$$E = \vec{g}^t \vec{g} = \sum_{i=1}^n g_i^2 \quad (2.55)$$

Para reducir el valor de error anterior, se utiliza la siguiente ecuación de Gauss-Newton para determinar el cambio en los parámetros del modelo que debería reducir el error de la suma de los cuadrados:

$$\vec{J}^t \vec{J} \Delta \vec{q}_i = \vec{J}^t \vec{g} \quad (2.56)$$

donde \vec{q}_i es el cambio en los parámetros en el paso i de la iteración y J_a es la matriz jacobiana definida como:

$$J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j} \quad (2.57)$$

Dado que el problema suele estar mal condicionado, debido a la singularidad del producto $J_t J$, se suele realizar una modificación de Marquardt Levenderg, aplicada a la ecuación de Gauss-Newton:

$$(\vec{J}^t \vec{J} + \lambda I) \Delta \vec{q}_k = \vec{J}^t \vec{g} \quad (2.58)$$

donde I es la matriz identidad y λ el factor de Marquardt o factor de atenuación. Este factor restringe el rango de valores que puede tomar \vec{q}_k , y así evita problemas de inestabilidad. Este método es también conocido como método de mínimos cuadrados amortiguado, ya que esta ecuación minimiza no sólo los parámetros del vector de cambio, sino también la magnitud en el

vector de las discrepancias, por lo que se obtiene un modelo más suavizado.

Existen, además, otras modificaciones a la ecuación de Gauss-Newton, por ejemplo cuando hay grandes cantidades de parámetros a minimizar, por lo que el modelo resultante puede tener zonas anómalas de resistividad que toman valores muy grandes o muy pequeños.

Para minimizar la variación espacial del modelo y obtener cambios graduales o suaves en la resistividad, se plantea este nuevo método de inversión por mínimos cuadrados que se conoce como restringido por suavidad o *smoothness constrained*, y tiene la siguiente forma:

$$(\vec{J}^t \vec{J} + \lambda F) \Delta \vec{q}_k = \vec{J}^t \vec{g} - \lambda F q_k \quad (2.59)$$

donde,

$$F = \alpha_x C_x^t C_x + \alpha_y C_y^t C_y + \alpha_z C_z^t C_z \quad (2.60)$$

donde C_x, C_y, C_z son las matrices filtro que acoplan los bloques del modelo en esas direcciones, y α_x, α_y y α_z los pesos relativos dados a estas matrices.

2.2.9. Pseudosección

Como bien explica Loke, (2004) la mayor limitación del método de sondeo de resistividad es que no tiene en cuenta los cambios laterales en la resistividad de la capa. Tales cambios son probablemente la regla más que la excepción. La falta de incluir el efecto de tales cambios laterales puede resultar en errores en la resistividad y/o espesor de la capa interpretada. Uno de los métodos que se desarrolló para abarcar esta problemática el métodos de tomografía de resistividad eléctrica (TRE) o imágenes de resistividad eléctrica. Estos estudios de prospección en dos dimensiones, son más precisos que los de una dimensión, ya que las resistividades pueden variar no solo en la dirección vertical, sino también en la horizontal. También implican comparativamente un número mucho mayor de mediciones que uno 1-D. Los sondeos típicos de resistividad 1-D generalmente involucran alrededor de 10 a 20 lecturas, mientras que los relevamientos de imágenes 2-D involucran alrededor de 100 a 1000 mediciones. En comparación, un levantamiento en 3-D podría implicar varios miles de mediciones.

Para el caso de los relevamientos de imágenes 2-D, se supone que la resistividad no cambia en la dirección que es perpendicular a la línea del relevamiento. En muchas situaciones, particularmente

para levantamientos sobre cuerpos geológicos alargados, esta es una suposición razonable.

La importancia de la prospección eléctrica en 2-D, radica en dos cuestiones, por una parte los estudios actuales en dos dimensiones mantienen una relación conveniente entre los costos, tiempo de medición y resultados (Loke, 2004); por la otra, en muchas situaciones geológicas, los relevamientos de imágenes eléctricas 2-D pueden dar resultados útiles que son complementarios a la información obtenida por otro método geofísico, por ejemplo, el método de tomografía sísmica que se desarrolla en esta tesis.

Para la medición de una tomografía eléctrica, es necesario ubicar un gran número de electrodos espaciados a lo largo de una línea y conectarlos mediante un cable multinúcleo. Estos electrodos, están conectados a su vez al resistivímetro integrado, con una caja conmutadora electrónica, que selecciona los electrodos activos en cada medición. Para cada medición que conforma la tomografía se deben seleccionar, por lo general, cuatro electrodos de la línea, dos de energización y dos de medición. La caja conmutadora se encarga de designar los electrodos participantes, los cuales van variando en cada medición para lograr diferentes posiciones de datos sobre la sección 2-D de la tomografía.

El trabajo de campo es relativamente directo, primero se coloca el cable y los electrodos en el terreno, decidiendo un arreglo y una separación electródica. Previo a comenzar, se le indica al resistivímetro la cantidad de electrodos, su espaciamiento y el arreglo de medición. Este último contiene la información de la secuencia que debe seguir la caja conmutadora. Tanto el espaciamiento de los electrodos como el arreglo son elegidos de acuerdo a la resolución, cobertura y profundidad buscadas, y al tiempo disponible para los estudios.

En un relevamiento típico, la mayor parte del trabajo de campo consiste en colocar el cable y el electrodo. Luego, las medidas se toman automáticamente y se almacenan en la computadora.

Algunos de los arreglos más populares en la prospección geoelectrica en dos dimensiones son Wenner, dipolo-dipolo, Wenner-Schlumberger, polo-polo y tetraelectródico. En la figura 2.15 modificada de Loke (2004) se puede observar un esquema de la disposición en el campo y un ejemplo de secuencia de medición para el arreglo dipolo-dipolo.

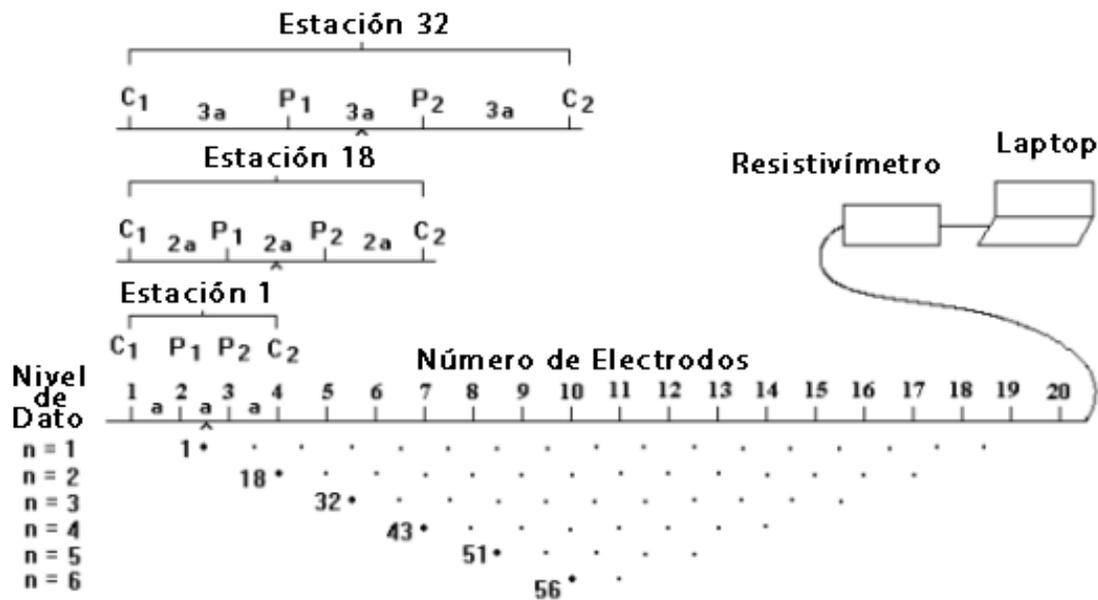


Figura 2.15: Secuencia de medición y disposición de electrodos para un relevamiento 2-D. (Tomada de Loke, 2004).

Por lo general, previo a la visualización de los datos, se utiliza el método de la pseudosección de contorno. Se denomina pseudosección al modelo de representación de las mediciones realizadas en el subsuelo. Este depende no solo de la distribución de resistividades verdaderas del terreno, sino también del tipo de arreglo con el que se realicen las mediciones.

2.2.10. Sensibilidad

Existen varios factores que se deben tener en cuenta para la elección del arreglo más adecuado, entre ellos, los más importantes para evaluar son la cobertura horizontal, la profundidad, la sensibilidad a los cambios de resistividad tanto horizontal como vertical que se esperan obtener y el nivel de ruido entre otros.

La función que refleja el modo en que una variación de resistividad en una sección del subsuelo puede afectar el potencial medido por el arreglo, se denomina función de sensibilidad, y la función matemática que la representa es la derivada de Fréchet. Básicamente esta función muestra el grado en que influyen los cambios de resistividad en una sección, en el potencial medido por un

arreglo. Cuanto mayor será los valores de la función, mayor influencia de ese sector se tendrá en la medición.

Para entender el origen de la derivada de Fréchet, se considera una sección con un electrodo de corriente C y un electrodo de potencial P separados a una distancia. Figura 2.16.

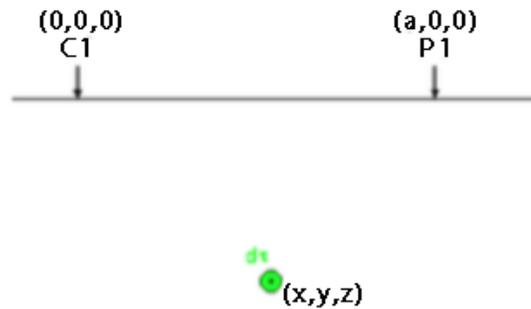


Figura 2.16: Esquema de una sección con un electrodo de corriente C y un electrodo de potencial P .

Para esto, se asignan los valores de resistividad en el subsuelo y se trazan líneas de contorno que van a depender directamente del arreglo que se utilice. La ubicación horizontal del punto de asignación, se coloca en el punto medio del conjunto de electrodos utilizados para hacer esa medición. La ubicación vertical, se coloca a una distancia proporcional a la separación entre los electrodos. Para relevamientos utilizando la matriz dipolo-dipolo, un método común es colocar el punto de trazado en la intersección de dos líneas, a partir del punto medio de los pares de dipolos $C1-C2$ y $P1-P2$, con un ángulo de 45° con la horizontal. Es importante enfatizar que esto es meramente una convención, y no implica que la profundidad de la investigación está dada por el punto de intersección de las dos líneas de ángulo de 45° (ciertamente, no implica el flujo de corriente o las líneas equipotenciales tienen un ángulo de 45° con la superficie).

La pseudosección da una imagen muy aproximada de la resistencia aparente del subsuelo. Sin embargo, ésta da también una imagen distorsionada del subsuelo, porque las formas de los contornos dependen del tipo de matriz utilizada, así como de la verdadera resistividad. La pseudosección es útil como un medio para presentar la medida de resistividad aparente en forma pictórica, y como una guía inicial para futuras mediciones cuantitativas y de interpretación.

Es común creer que la pseudosección es una imagen final de la resistencia real del subsuelo,

pero esto no es así. Como muestra la figura 2.17, diferentes arreglos usados para mapear la misma región puede dar lugar a formas de contorno muy diferentes en el gráfico de la pseudosección.

Hay que tener en cuenta que la cobertura horizontal de la matriz dipolo-dipolo es la más amplia, mientras que la cobertura obtenida por la matriz de Wenner disminuye mucho más rápidamente al aumentar el espaciado de los electrodos. Una aplicación práctica y útil de la gráfica de la pseudosección es para seleccionar malas mediciones de resistividad aparente. Esas malas mediciones generalmente se destacan como puntos con valores inusualmente altos o bajos.

Si inyectamos una corriente de 1A y el electrodo P mide un potencial ϕ . Además si suponemos que tenemos un cambio en el valor de la resistividad que vale $\Delta\phi\Delta\rho$ en un pequeño volumen del subsuelo $d\tau$, y cero en el resto de la sección. Se puede demostrar que el correspondiente cambio en el potencial medido por P será:

$$\delta\phi = \frac{\delta\rho}{\rho^2} \int_V \vec{\nabla}\phi \cdot \vec{\nabla}\phi d\tau \quad (2.61)$$

Donde ϕ es el potencial resultante de situar un electrodo de corriente en la posición del electrodo de potencial P1. Para el caso de un semi espacio homogéneo el potencial ϕ generado por la corriente inyectada por un electrodo tiene la forma:

$$\phi = \frac{\rho}{2\pi[x^2 + y^2 + z^2]^{\frac{1}{2}}} \quad (2.62)$$

de la misma manera

$$\phi' = \frac{\rho}{2\pi[(x - a)^2 + y^2 + z^2]^{\frac{1}{2}}} \quad (2.63)$$

Si diferenciamos las ecuación 21, y 22, y las reemplazamos, en 30, llegar a

$$\frac{\delta\phi}{\delta\rho} = \int_V \frac{1}{4\pi^2} \frac{x(x - a) + y^2 + z^2}{(x^2 + y^2 + z^2)^{1,5}((x - a)^2 + y^2 + z^2)^{1,5}} dx dy dz \quad (2.64)$$

La ecuación anterior es la derivada3-Dde Frechet, para un electrodo de corriente y uno de potencial. Si se agregan las contribuciones correspondientes se pueden realizar arreglos con más electrodos. Vemos en la ecuación 2.17, la función de sensibilidad con sus respectivos patrones, extraídos de Loke. Estos constituyen un criterio de selección del arreglo más apropiado para hacer las mediciones y resolver cada problema geológico específico.

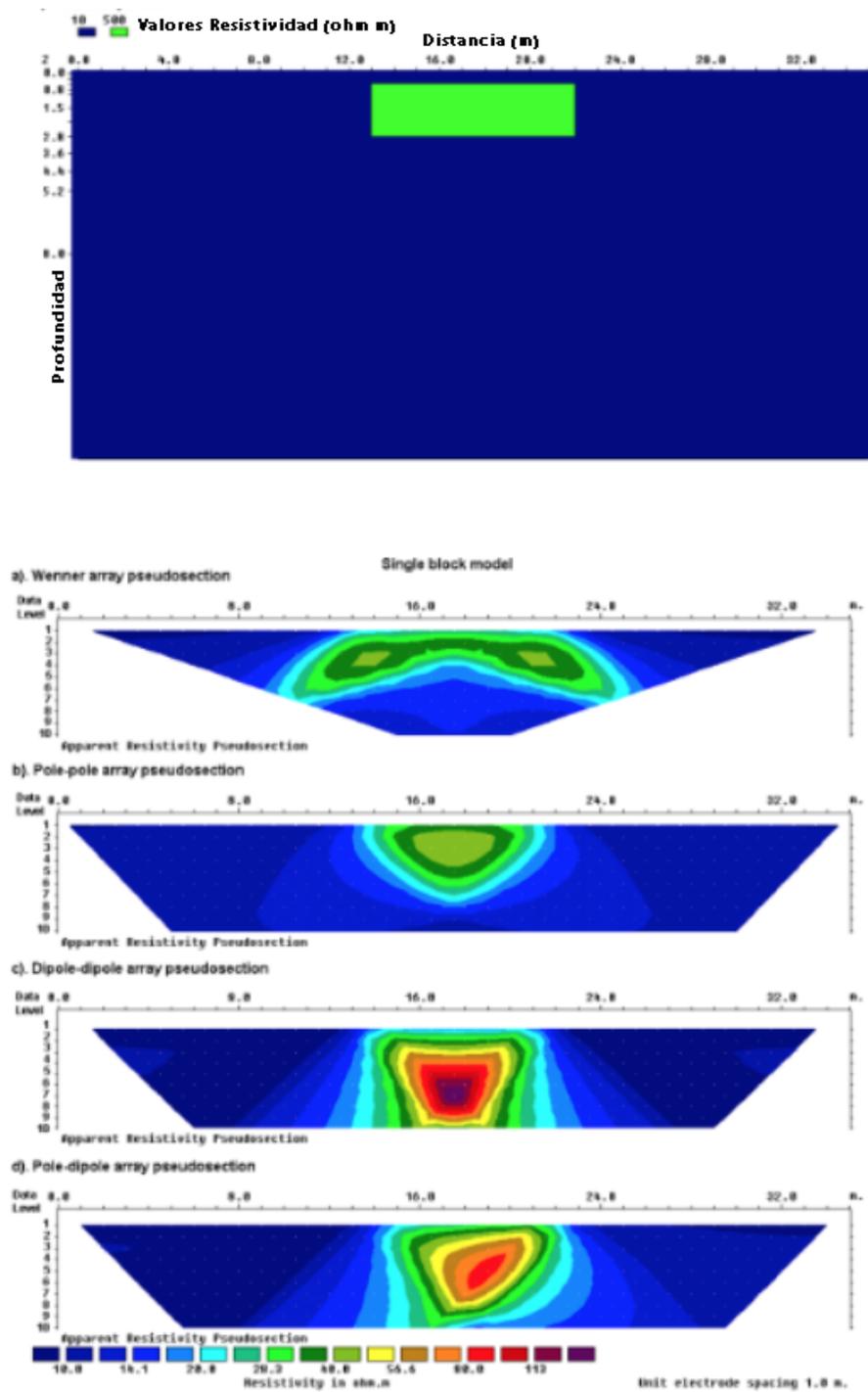


Figura 2.17: *Diferentes funciones de sensibilidad para distintos arreglos. a) Wenner. b) Wenner-Schlumberger. c) Dipolo-dipolo. d) Polo-dipolo.*

Capítulo 3

Área de Estudio

Resumen

En el siguiente capítulo se presentan las dos áreas seleccionadas, se ubican geográficamente, y se describen sus características meteorológicas (clima, temperatura, precipitación y balance hídrico) y su contexto geológico (litología, hidrografía y geomorfologías) pertinentes a la tesis.

3.1. Introducción

Como parte del estudio de la presente tesis, se seleccionan dos sectores: uno en el sector superior de la cuenca del Arroyo Espinillo en una zona rural y otro en el sector medio de la cuenca del Arroyo Carnaval en una zona antropizada (en el Partido de La Plata, Provincia de Buenos Aires). De 90.7 km^2 de extensión y tributarios directos al Río de La Plata. Dicha selección responde a que se trata de áreas representativas para el seguimiento de los fenómenos hidrodinámicos en la zona no-saturada en regiones llanas.

Ambos situados en la llanura alta en un ambiente netamente continental, son buenos candidatos para poder reconstruir y entender la zona de recarga de los arroyos Carnaval y Espinillo con relación a los bañados del desborde fluvial de la Provincia de Buenos Aires.

Bajo un clima subhúmedo-húmedo, con una media pluviométrica de 1023 mm/año y excesos

hídricos medios de 245 mm/año para un registro de 88 años, el paisaje es típico de las llanuras terminales, con una pendiente media de $5 \cdot 10^{-3}$ (Auge y Hernández, 1984).

La distancia entre los sectores seleccionados es de 44.6 km, los cuales se ubican en el extremo Sur de la gran Llanura Chacopampeana, que en Argentina ocupa un millón de km^2 . Ésta, conforma una llanura con suave pendiente regional hacia el NE, entre cotas de 30 metros en el borde SO y 0 metros en el límite NE, coincidente con el Río de la Plata. El gradiente topográfico medio para la zona de estudio es de 1,3 m/km. Dentro de la región llana mencionada, se presentan dos componentes geomorfológicos principales (planicie costera y llanura alta) y otro que los ensambla (escalón). Se trata de un ámbito llano, de escasa pendiente, en donde el acuífero freático se halla a poca profundidad, entre 1 y 3 metros b.n.t. (metros bajo el nivel del terreno) y presenta un escurrimiento local hacia los cursos de agua y, regionalmente, hacia el estuario Río de la Plata figura 3.1. Los gradientes hídricos medios se encuentran en un rango de 0,6 a los 0,9 m/km.

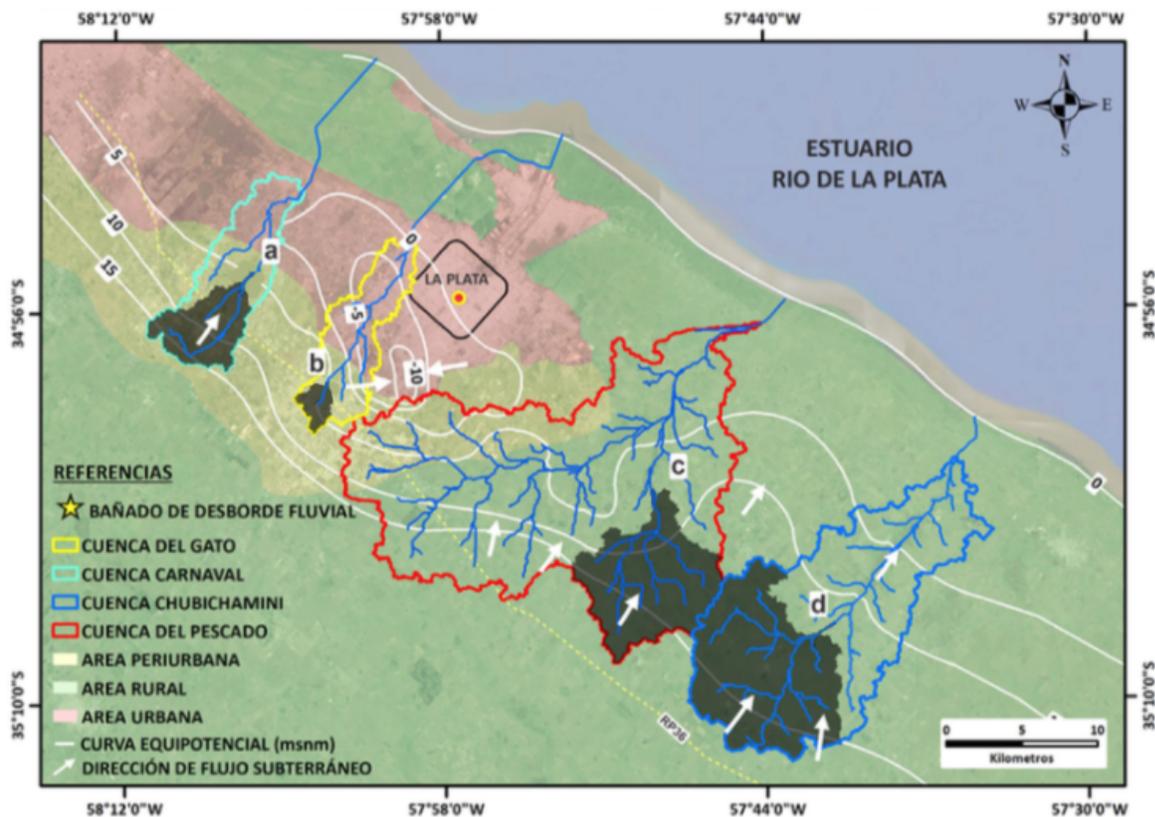


Figura 3.1: Área de estudio. Ubicación de los bañados del desborde fluvial y las 4 cuencas del estuario del Río de la Plata. (Tomada de Rodrigues Capítulo, 2020).

Los arroyos estudiados en esta tesis están vinculados con un trabajo sobre los bañados del desborde fluvial, éstos se caracterizan por un gradiente hídrico que disminuye progresivamente, dando lugar a la ampliación del cauce. Esta condición se pone de manifiesto a partir de la aparición de humedales en forma alargada y cuyo ancho es variable. Los BDF seleccionados se clasificaron, según los usos de suelo, en dos grupos: uno de ellos situado en la zona periurbana (BDF Carnaval) y el otro en zonas rurales (BDF Espinillo)(Rodrigues Capítulo, 2020).

3.2. Ubicación

El ámbito estudiado se sitúa en el extremo NE de la Provincia de Buenos Aires, lindero con el Río de la Plata. Las coordenadas geográficas de los puntos de estudio son S 34° 54' 51", O 58° 6' 26" para Arroyo Carnaval medido en el haras El Firmamento y S 35° 07' 22,1", O 57° 41' 10,7" para el Arroyo Espinillo. Ubicándose éstos a unos 44,68 km de distancia, respectivamente.



Figura 3.2: Ubicación de los relevamientos estudiados. Mapa de la República Argentina con la Provincia de Buenos Aires en negro.

La Plata, capital de la Provincia de Buenos Aires, situada a 50 km al SE de Buenos Aires, es la ciudad más importante de la región estudiada. En orden, le siguen Berisso y Ensenada, que se ubican en la vecindad del Río de La Plata. Otros sitios poblados, pero a los que todavía no se les ha otorgado la jerarquía de ciudades, son Villa Elisa, City Bell y Gonnet, ubicados al NO de La Plata, que se caracterizan por una urbanización baja, con predominio de espacios verdes.

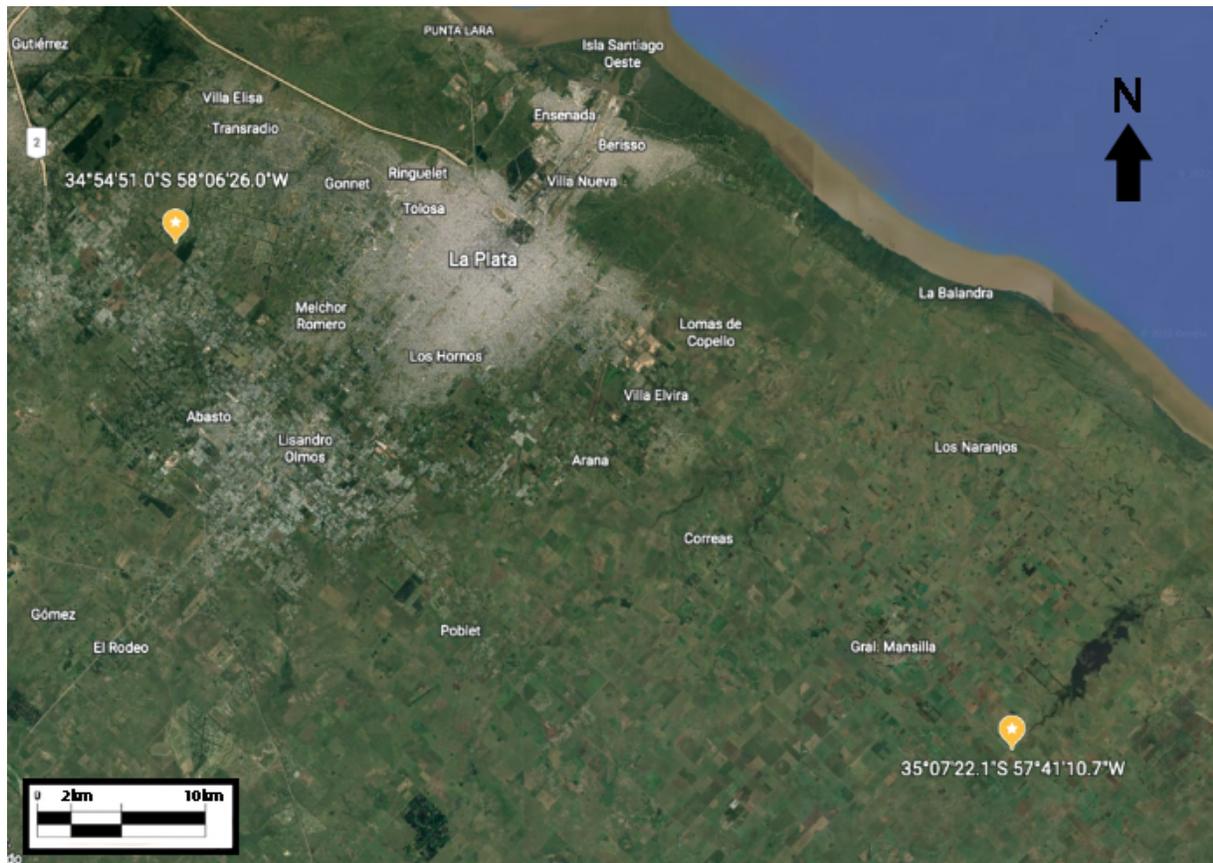


Figura 3.3: *Ubicación de los relevamientos estudiados.*

3.3. Clima

La precipitación y la temperatura son las variables que ejercen mayor influencia en las características climáticas de una región y por ello, son las más utilizadas en las clasificaciones. En ámbitos de llanura como el estudiado, la precipitación presenta una variabilidad espacial y temporal mucho más marcada que la temperatura, por lo cual, es necesario disponer de series prolongadas para lograr una caracterización del clima sobre la base de valores medios. Sin embargo,

la variabilidad citada hace que la lluvia, durante determinados lapsos, supere con amplitud a la media y en otros sea marcadamente inferior a ésta; la obtención representativa de la media, de acuerdo a la Organización Meteorológica Mundial (OMM), debe basarse en registros de al menos 30 años consecutivos. Respecto a la temperatura, la OMM considera un lapso mínimo de 10 años, para lograr valores medios representativos. Para la caracterización climática se emplearon los datos de la Estación Climatológica La Plata - Observatorio Astronómico, dado que cuenta con el mayor registro continuado de precipitación y temperatura (1909 al presente). La Estación se ubica en el Paseo del Bosque, en el tejido urbano, a 34° 55' de latitud S y 57° 56' de longitud O y a cota 15 metros. La reducida extensión del ámbito estudiado, con relación a su carácter llano, permite extrapolar los registros de la Estación Climatológica La Plata, al resto del mismo.

3.4. Precipitación

La precipitación pluvial es la variable de entrada en este sistema hidrológico y, por ende, no solamente se la analiza en primer lugar sino que también merece un tratamiento algo más extenso. Además, para el caso de la zona de estudio, se considera que la lluvia es la única fuente de agua para la recarga.

La media histórica pluviométrica indicada para el período 1909 - 1996 es 1.023 mm/año. El mes más lluvioso promedio es marzo (111 mm) y el menos lluvioso junio (62 mm). En valores absolutos, el año de mayor precipitación fue 1914 (1.926 mm) y el más seco 1916 (415 mm), mientras que a nivel mensual, el de mayor registro fue abril 1959 (356 mm) y el menor julio 1916 (0 mm) (Estación Climatológica La Plata, 2022). Figura 3.4.

El análisis previo a los meses de la medición (enero y marzo) sobre las precipitaciones otorgados por el Observatorio de La Plata, nos arrojó los siguientes resultados: durante diciembre de 2021 las precipitaciones acumuladas fueron muy inferiores al promedio, siendo de sólo el 11,6 % del valor medio de referencia; en enero de 2022 las precipitaciones superaron en más del 14 % al valor medio del mes, pero en febrero el total de lluvia acumulado volvió a estar por debajo de lo normal, siendo un 64 % del mismo. En la figura 3.5 se muestra la cantidad de precipitación mensual promedio para los meses de diciembre, enero y febrero del período 1988 - 2017, y para los mismos meses del verano 2021 - 2022.

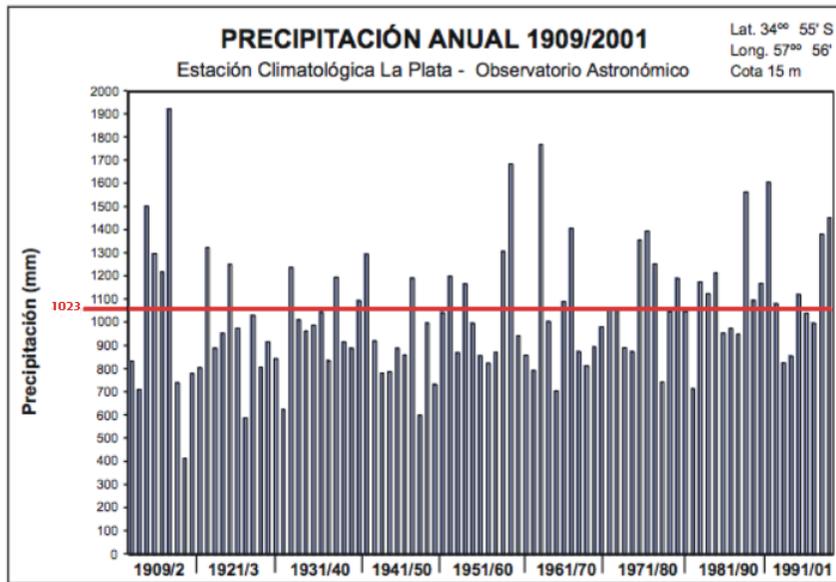


Figura 3.4: Precipitación anual, con la media en rojo.

Este promedio tan inferior de precipitaciones (11 % y 64 % respectivamente) pudo haber tenido un efecto preponderante en el resultado final obtenido en esta tesis.

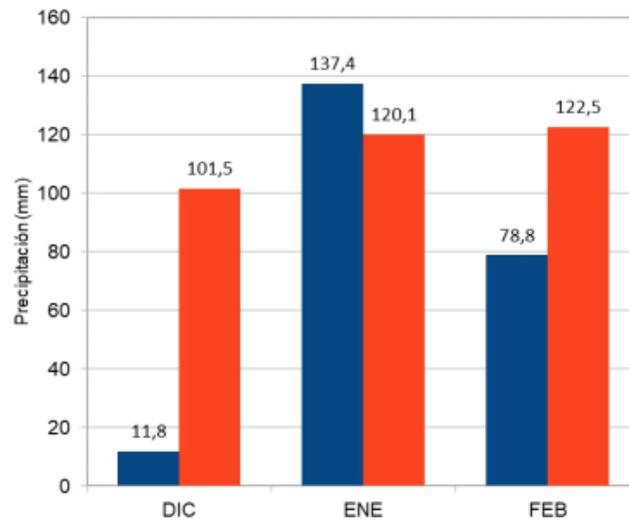


Figura 3.5: Precipitaciones mensuales medias de diciembre, enero y febrero del período 1987 – 2017 (azul) y las precipitaciones de los mismos meses del 2021 - 2022 (naranja), para La Plata Observatorio.

3.5. Temperatura

Respecto a la temperatura, ya se señaló que se observa una menor variabilidad temporal y espacial que la precipitación, especialmente en llanuras. De los registros obtenidos en la Estación Climatológica La Plata, surge una temperatura media anual de $16,1^{\circ}\text{C}$ en el período 1909/01, con enero como el mes más cálido ($22,7^{\circ}\text{C}$) y julio como el más frío con $9,8^{\circ}\text{C}$ figura 3.6.

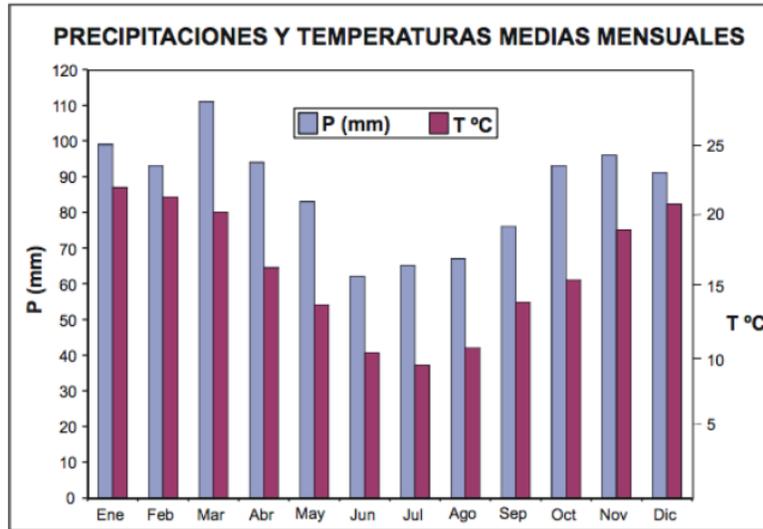


Figura 3.6: Precipitación y temperaturas medias mensuales.

3.6. Balance hídrico

El resultado del balance hídrico edáfico, para valores medios de P y T, señala el notorio predominio de los excedentes sobre los déficits hídricos, lo que constituye un indicio favorable para la recarga subterránea. Se utiliza este balance para establecer las entradas y las salidas, naturales y artificiales, al y del sistema hidrológico subterráneo, para estimar la relación entre la recarga y la descarga. Del análisis realizado en el punto anterior, surge que los excedentes superan con amplitud a los déficits hídricos naturales y, dado que el escurrimiento fluvial constituye un pequeño porcentaje de la precipitación (6%), la infiltración asume una magnitud significativa (15%) (Auge y Hernández, 1984).

3.7. Geología y comportamiento hidrogeológico

La región presenta una marcada monotonía en su condición geológica superficial, hecho que tipifica a los ambientes llanos (Auge y Hernández, 1984). En la descripción, se hará referencia a la constitución geológica de la zona estudiada y a su incidencia sobre el comportamiento hidrogeológico, comenzando por las unidades más modernas, debido a que son las que están en contacto directo con las fases atmosféricas y la fase superficial del ciclo hidrológico. A los fines de este trabajo sólo se consideraron los sedimentos Pampeanos y Postpampeanos.

3.8. Descripción Hidrogeológica

La geología de superficie presenta dos unidades: Postpampeano (Pleistoceno superior - Holoceno) y Pampeano (Pleistoceno medio - superior). El Postpampeano predomina en la Planicie Costera con sedimentos pelíticos de baja productividad, que contienen agua salobre y salada, salvo en los cordones de conchilla. El Pampeano contiene al acuífero homónimo en limos arenosos (loess), que se desarrollan en toda la Llanura Alta, por debajo del suelo, y del Postpampeano en la Planicie Costera.

El Acuífero Pampeano es empleado para consumo humano en barrios periurbanos que carecen de agua potable, en el ámbito rural es utilizado para el ganado y en el cinturón verde, donde se lo capta para riego, junto con el Puelche, pues los pozos carecen de cañerías de aislación. Además de lo señalado la trascendencia del Acuífero Pampeano es que constituye la fuente para la recarga del Puelche (el acuífero más importante de la región) del que se abastece el 60% de la población de La Plata y su periurbano, que dispone del servicio de agua potable. El Puelche también es el acuífero más empleado para riego.

Por debajo del Puelche y hasta el Basamento Cristalino (basamento hidrogeológico) a 486 metros de profundidad, el agua subterránea contenida en las formaciones Paraná y Olivos es de elevada salinidad y por ello no se la emplea para los usos corrientes.

Al Postpampeano (Pleistoceno superior - Holoceno) también se lo conoce como Sedimentos Postpampeanos y está constituido por arcillas y limos arcillosos y arenosos de origen marino, fluvial y lacustre, acumulados en ambientes topográficamente deprimidos (Planicie Costera, valles

fluviales y bañados o lagunas). Los sedimentos Postpampeanos, cuyo espesor varía entre algunos centímetros en la Llanura Alta y unos 25 metros en la ribera del Río de La Plata, poseen muy poca capacidad para transmitir agua por lo que actúan como acuitardos o acuicludos (Auge, 1990).

Además, existe una notable correspondencia entre el Postpampeano y la presencia de agua salada en el perfil, aun en las unidades más profundas (Pampeano y Arenas Puelches). Esta relación es clara en la Planicie Costera, ocupada totalmente por los Sedimentos Postpampeanos, pero pierde definición en la Llanura Alta, debido a la reducción del espesor y extensión areal de los mismos, que están restringidos a los cauces menores de los arroyos y a los fondos de algunas cerradas (lagunas, bañados). En los sedimentos pelíticos superiores del Postpampeano, es frecuente registrar salinidades superiores a 15 g/L, de aguas con predominio de SO_4 y Cl . En la figura 3.7 se representa la disposición vertical del Postpampeano y otras unidades más antiguas, a lo largo de una traza que atraviesa la Llanura Alta y la Planicie Costera hasta el Río de la Plata. En la misma se aprecia el acuñaamiento del Pampeano a la altura de la ribera actual y su reemplazo por el Postpampeano. Esto configura una evidencia de la capacidad erosiva que tuvo el antiguo Río de la Plata, cuando el nivel del mar se ubicó a unos 100 metros por debajo del actual durante la última glaciación. También se aprecia en el perfil, el contacto directo entre el Postpampeano (Formación Querandí) y las Arenas Puelches, lo que evidentemente facilitó la entrada de agua de origen marino a esta última unidad, durante las ingresiones holocenas.

Además los denominados Sedimentos Pampeanos, se emplazan por debajo del Postpampeano en la Planicie Costera y subyacen a la cubierta edáfica en la Llanura Alta, donde, localmente, pueden estar cubiertos también por un delgado espesor de Sedimentos Post Pampeanos en los fluvios y en algunas depresiones cerradas. La distribución areal del Pampeano, que está formado por limo arenoso de origen eólico (loess) y fluvial, con abundante plagioclasa, vidrio volcánico y CO_3Ca pulverulento, nodiforme y estratiforme (tosca). El espesor del Pampeano está controlado por los desniveles topográficos y por la posición del techo de las Arenas Puelches, variando entre extremos de 50 metros en la Llanura Alta y 0 metros en la costa del Río de la Plata, donde fue totalmente erosionado. La trascendencia del Pampeano radica en que actúa como vía para la recarga y la descarga del Acuífero Puelche subyacente.

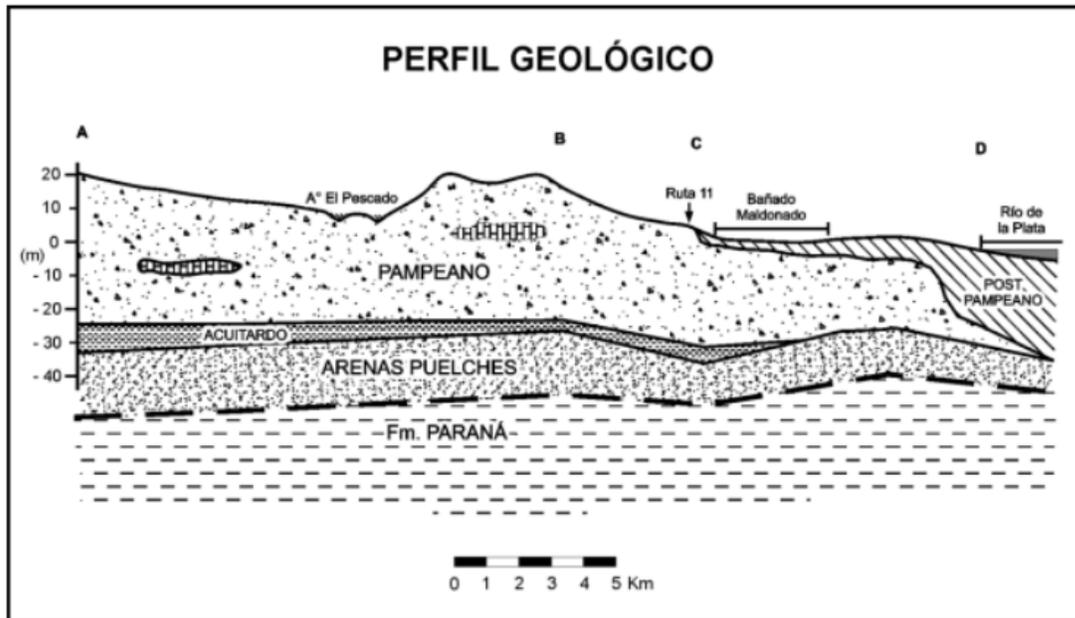


Figura 3.7: Perfil geológico esquemático de las unidades geológicas en la zona de estudio. (Tomado de Auge y Hernández, 1984).

Además de la capa freática, el Acuífero Pampeano suele presentar uno o dos niveles de mayor productividad los que, debido al incremento de la profundidad, alcanzan un bajo grado de confinamiento. Sin embargo, al conjunto se lo puede asimilar hidráulicamente a un acuífero multiunitario, con comportamiento libre en la sección superior y levemente semi confinado en la inferior. Con relación a los parámetros hidráulicos del Pampeano, la conductividad hidráulica y la porosidad efectiva más frecuentes varían entre 1 y 10 m/día y entre 5 y 10 % respectivamente. Dado que el caudal puede alcanzar a $30 \text{ m}^3/\text{h}$ por pozo, se lo puede considerar como un acuífero de mediana productividad. En la zona rural cultivada, la falta de entubamiento y aislación del Pampeano hace que los pozos capten en forma conjunta a éste y al Acuífero Puelche. El agua contenida en el Pampeano es del tipo bicarbonatada sódica y cálcica, con salinidades inferiores a 1 g/L en la Llanura Alta, pero con incrementos notorios en la Planicie Costera.

Las Arenas Puelches (Plio-Pleistoceno) constituyen una secuencia de arenas cuarzosas sueltas, medianas y finas, blanquecinas y amarillentas, con estratificación graduada. Se sobreponen en discordancia erosiva a las arcillas de la Formación Paraná y constituyen el acuífero más importante de la región por su calidad y productividad. Las Arenas Puelches son de origen fluvial, ocupan en forma continua unos 89.000 km^2 en el subsuelo del NE de la Provincia de Buenos Aires y se

extienden también hacia el N de la Provincia de Entre Ríos y hacia el NO de las Provincias de Santa Fe y Córdoba (Auge et al., 2002).

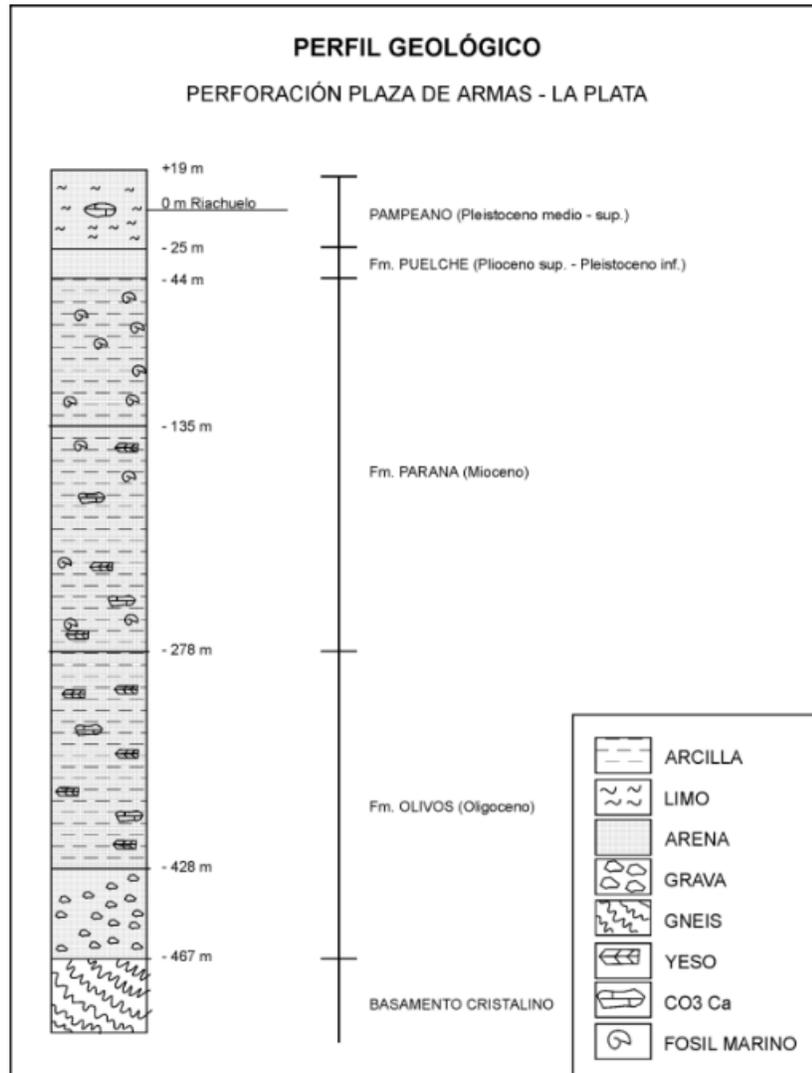


Figura 3.8: Perfil geológico para la localidad de La Plata. (Tomado de Auge y Hernández, 1984).

En la zona estudiada el techo del Puelche se ubica entre 20 y más de 50 metros de profundidad figura 3.8 y su espesor varía entre algo menos de 20 y algo más de 30 metros. Todos los pozos del servicio de agua potable de La Plata y alrededores captan este acuífero, que también se aprovecha para el riego y para la industria, con producciones individuales entre 40 y 160 m^3/h , de agua bicarbonatada sódica, con una salinidad total menor a 1 g/L. En la Planicie Costera, la salinidad del Puelche aumenta notablemente superando, en algunos casos, 20 g/L (Punta

Lara), con agua clorurada sódica. La continuidad de las líneas paleo morfológicas y la ausencia de fuertes desniveles, tanto en el piso como en el techo, indican que las Arenas Puelches no sufrieron ningún fallo. Por lo tanto, se concluye que la actividad tectónica no incide en el comportamiento hidrogeológico de las unidades de mayor interés (Pampeano y Puelche).

3.9. Geomorfología

La región estudiada integra el sector austral de la gran Llanura Chacopampeana y se caracteriza por ser un ámbito con pendiente dominante hacia el NE y cotas extremas de 30 metros en la divisoria coincidente con el límite SO y de 0 metros en la ribera del Río de La Plata. Entre dichos ámbitos, separados por 23 km, el gradiente topográfico medio es de 1,3 m/km. Dentro de la región llana mencionada, expondremos los dos componentes morfológicos principales: la Planicie Costera y la Llanura Alta.

La Planicie Costera (Auge, 1990) que ocupa 318 km^2 , se extiende en forma de faja paralela a la costa del Río de la Plata, en un ancho de 6 a 10 km, constituyendo un ámbito casi sin relieve, entre cotas 5 y 0 metros, lo que deriva en gradientes topográficos extremos de 0,5 y 0,8 m/km. Esta condición topográfica limita notoriamente el flujo superficial, dificultando severamente la llegada natural de las aguas provenientes de la Llanura Alta, hasta el nivel de base regional constituido por el Río de la Plata. A esto contribuye la existencia de cordones o albardones costeros de arena y de conchilla, generalmente emplazados por encima de la cota 2,5 metros que, dispuestos paralelamente a la línea de la ribera, actúan como barreras para los fluvios. Por ello, para que las aguas superficiales lleguen al Río de la Plata, generalmente es necesario efectuar canalizaciones. Lo antedicho da lugar a la formación de un ambiente mal drenado, de tipo cenagoso, con agua subterránea aflorante o a muy poca profundidad (por lo general a menos de 1 m), donde predomina notoriamente la dinámica vertical sobre la lateral, lo que hace que funcione como el principal ámbito de descarga subterránea natural de la región.

Otra característica distintiva de la Planicie Costera, es el control que ejerce sobre la salinidad. En efecto, el agua subterránea asociada, habitualmente presenta una elevada salinidad en el Acuífero Pampeano, condición que se acentúa en el Acuífero Puelche, dado que en algunos sitios este último posee un tenor salino similar al del agua de mar.

La Llanura Alta (Auge, 1997), denominada así por su posición topográfica más elevada respecto a la Planicie Costera, se desarrolla en una superficie de 689 km^2 . Se dispone en forma de faja rectangular, orientada de NO a SE, entre cotas 30 y 10 metros en el sector NO y entre cotas 23 y 7,5 metros en el sector SE. Presenta ondulaciones muy suaves originadas por la erosión fluvial y una pendiente topográfica dominante hacia el NE de 20 metros en 14 km (1,4 m/km) en el sector NO y de 13 metros en 12 km (1,1 m/km) en el sector SE. En la Llanura Alta, por debajo del suelo, se disponen los Sedimentos Pampeanos (Pampeano), que son limos arenosos de características loésicas, constituidos por abundante plagioclasa y feldespato y en menor proporción por vidrio volcánico y cuarzo. También, abunda el CO_3Ca en forma de nódulos, concreciones o estratificado. El Pampeano, de edad Pleistocena, es de origen eólico y fluvial y por su conformación granulométrica, textural y mineralógica, es más permeable y resistente a la erosión que el Postpampeano. Las condiciones morfológicas y geológicas que caracterizan a la Llanura Alta, ejercen notable incidencia en la dinámica y en la química del agua subterránea. En ella domina la infiltración o la recarga, particularmente en las divisorias de aguas superficiales, que son las formas de menor pendiente topográfica. Respecto a la salinidad, prácticamente toda el agua subterránea de la Llanura Alta es de bajo contenido salino (menos de 1 g/L), tanto en el Acuífero Pampeano como en el Puelche.

3.10. Hidrografía

El sistema hidrológico local, en su parte activa, está compuesto por un acuífero semi-confinado (Puelche) localizado entre los 38 metros y 53 metros, separado por un acuitardo de aproximadamente 7 metros, y de un conjunto acuífero compuesto por una unidad semi-libre (Pampeano) y la capa freática, ambas de comportamiento hidráulico unitario.

Las cuencas hidrográficas presentan características muy diferentes de acuerdo al ámbito morfológico en que se desarrollen. En la Llanura Alta, las cuencas tienen bordes bien definidos y los colectores principales presentan trayectorias relativamente rectas, con cauces menores que rara vez superan los 5 metros de ancho. Las llanuras de inundación, por su parte, pueden alcanzar hasta unos 500 metros de ancho (Arroyo El Pescado). En la Planicie Costera los cauces se tornan divagantes, perdiéndose en el Bañado Maldonado; prácticamente desaparecen las divisorias por lo plano del relieve y en la mayoría de los casos, sólo puede lograrse la descarga en el Río de

la Plata, mediante canalizaciones. La mayoría de los arroyos son de tipo perenne o permanente en los tramos inferiores de sus cuencas, por el aporte subterráneo, mientras que en los tramos medios y altos se transforman en intermitentes, debido a que los cauces se ubican por encima de la superficie freática. Al carácter de influencia de las aguas superficiales sobre las subterráneas contribuye en gran medida la explotación, particularmente la que se efectúa en la ciudad de La Plata.

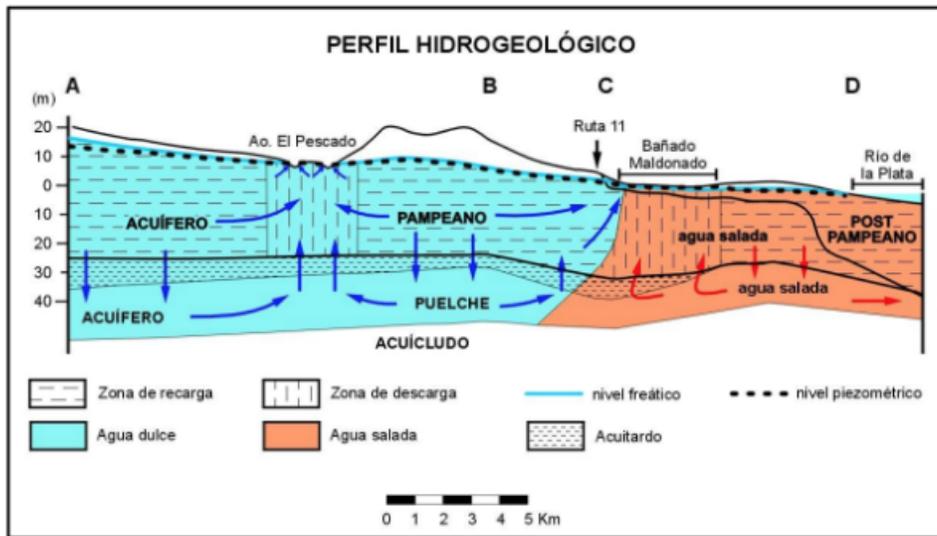


Figura 3.9: Perfil Hidrogeológico esquemático para la ribera del Río de La Plata.

En el aspecto hidrogeológico, la cuantificación de la escorrentía asume significativa trascendencia, dado que es una de las variables primarias del ciclo y por lo tanto, junto con la precipitación y la evapotranspiración, permiten resolver la ecuación generalizada y así obtener la infiltración, que participa como variable dependiente y constituye la recarga subterránea. El índice de escorrentía se estimó en 7 de las 9 cuencas hidrográficas presentes en la región (Auge, 1997). De ellos surgen dos muy diferentes para el Arroyo El Pescado (0,6%) y el Arroyo del Gato (65%), en relación con el resto de las cuencas. En el primer caso, lo bajo del índice puede atribuirse a la escasa pendiente topográfica que caracteriza a la cuenca del Arroyo El Pescado, pero el Ie del Arroyo del Gato es anómalo, porque la mayor parte de su caudal proviene de vertidos industriales y domésticos. El promedio de los arroyos aforados, excluidos El Pescado y del Gato, es del 6,2% respecto a la lluvia. En virtud de lo expuesto, se toma como magnitud indicativa para el escurrimiento fluvial el equivalente al 6% de la lluvia.

Capítulo 4

Metodología y adquisición

Resumen

En el presente capítulo se expone la metodología utilizada para los relevamientos sísmicos y eléctricos realizados. Se describen los instrumentos utilizados y las razones de su elección. A su vez, se expone de qué manera fue elegida tanto la metodología de trabajo como todos los modelados e hipótesis previas.

4.1. Evaluación de la información disponible

Las primeras aproximaciones al área de estudio, se realizaron en torno a la selección de los arroyos que se buscaron estudiar, para intentar conseguir la mejor caracterización posible de la zona de los bañados por desborde fluvial. Se buscó un área remota con la menor actividad antropogénica posible y una zona periurbana en donde el impacto del hombre sea mayor.

Se consideraron las consecuencias indeseadas que las carreteras podrían tener en nuestra campaña de medición, tanto por una cuestión del ruido en el dato como de seguridad para los operarios y para el equipo. En las primeras campañas se descartaron lugares con difícil acceso, o cuya ubicación estaba muy cerca de una ruta provincial. En total, se evaluaron y visitaron 6 posibles áreas para la zona de trabajo. Finalmente, se seleccionaron 2 de éstas para su exploración.

También, se tuvo en cuenta que la presencia de árboles podría limitar el área de estudio, desde el punto de vista del método eléctrico, dado que grandes raíces podrían dificultar la interpretación de las mediciones.

Algunas áreas presentaban grandes desniveles en el terreno debido a la urbanización y a canalizaciones precedentes, por lo que sería necesario efectuar en cada posición electródica una determinación de altura, al menos relativa, para el procesamiento de los datos.

Debido a estos factores, es que se decidió efectuar una campaña de reconocimiento en todos los posibles lugares de estudio, y con esto dilucidar algunas de estas cuestiones. Se recorrieron 6 locaciones para 4 arroyos distintos, de los que se eligieron las 2 zonas de relevamientos que presentaban los mejores requisitos.

Se gestionó también la posibilidad de la obtención de permisos con la Facultad, para lugares de propiedad privada, se le explicó a la gente de la zona cuál era el interés del estudio, y se intentó también despejar sus inquietudes. Por ejemplo, en el caso del haras el Firmamento, para la exploración del Arroyo Carnaval, se gestionó un permiso con las autoridades del lugar. Finalmente, se decidió, en caso de contingencias con el terreno, un plan A y un plan B con lugares donde se medirían los datos.

4.2. Campaña de reconocimiento

En enero de 2022 se realizaron las primeras campañas de reconocimiento y de gestión con el objetivo de conseguir los permisos necesarios de los dueños del haras en donde se iba a realizar la medición. Junto al personal de mantenimiento del establecimiento se recorrió el lugar donde se podrían hacer las prospecciones y donde esperásemos obtener una mejor respuesta. Previamente, se había observado, a través de un campo vecino, la localización de los arroyos en la región.

Se constató un área que presentaba el menor desnivel, el arroyo en el centro de esta y un muy buen acceso. Además, debido a la sequías de los meses previos se decidió medir en la parte del arroyo con el mayor caudal de agua.

El resto del área era aceptablemente plana. Hacia el Norte se podía observar una leve pendiente negativa, donde se constituía un desnivel topográfico con distintas condiciones de vegetación y

probablemente de humedad del suelo.

La vegetación está compuesta predominantemente por pasto corto del lado del haras, pastizales de mediana altura y un pequeño bosque artificial del otro lado del arroyo. Dado que se debía realizar las dos prospecciones, tanto la eléctrica como la sísmica, y que se debió acceder a todo la tirada con el martillo entre geófonos, a las dificultades para el acceso y el paso, se le prestó sumo interés.

También, se realizó una campaña de reconocimiento para el arroyo espinillo sobre el punto de referencia conocido como el Puente Ferrocarril. Pero, dado que éste se encontraba en una zona más rural, no resultó necesario de una gestión de permisos previa. En este caso se pudo realizar un reconocimiento y llegar a medir los datos por completo en el mismo día.

4.3. Instrumental geoelectrico

A partir del análisis de campo y del estudio de antecedentes para los parámetros en la tomografía eléctrica, se diseñó un cable multinúcleo con una separación electródica de 2.5 metros para la tirada corta (con el centro en el arroyo) y una separación de 5 metros para la tirada más larga. Se utilizaron 27 electrodos de cobre, (todos los que disponía el e equipo), tanto para la energización como para la medición de la diferencia de potencial, ya que se pretendía alcanzar de 15 a 25 metros de profundidad final de exploración. Resultando en una distancia horizontal total de 135 metros.

El instrumental que se utilizó fue un equipo medidor de resistividad y potencial automático de 10 canales Ares II figura 4.1 de la empresa GF Instruments S.R.O, conectado a una caja conmutadora. El equipo cuenta con una unidad de transmisión con su respectivo transmisor de 850W a 2000 Vpp 5A y un receptor de hasta 10 canales o de 1 canal con 20 ventanas de IP. La corriente se transmite en ciclos de polaridad inversa, durante cada ciclo la resistividad aparente es calculada para realizar un promedio y medir el desvío estándar. El Ares II tiene la capacidad de realizar tomografías de resistividad 2-D y 3D, polarización inducida, mediciones SEV, PR, PS y medición continua o programada. El aparato dispone de un diseño compacto, para su fácil uso en el campo, sin la necesidad de un ordenador. Se alimenta con una batería de 12 V o con un generador de electricidad, soporta una variada gama de arreglos de electrodos y es compatible con



Figura 4.1: *Izquierda: Equipo de medición Ares II con conmutador y baterías. Centro: Cable multinúcleo conectado a un electrodo. Derecha: Martillo y electrodo ya clavado en la tierra.*

los software de interpretación más frecuentes (tiene la ventaja de ser compatible con el programa de procesamiento RES2DINV).

4.4. Sensibilidad del dispositivo

Como se ha visto en capítulos anteriores, cada dispositivo responde de manera diferente a la distribución de resistividades del subsuelo. La función de sensibilidad (derivadas de Frechet) es el recurso matemático que se utiliza en estos casos. Mediante esta función es posible conocer cuál es la zona que mayor aporte hace a la medición de la resistividad.

En esta tesis, la función de sensibilidad implementada es la del dispositivo dipolar (dipolo-dipolo) axial, que presenta valores altos en las proximidades de los electrodos y, a medida que aumenta la separación entre dipolos, la sensibilidad se vuelve predominantemente horizontal. (Loke, 2004).

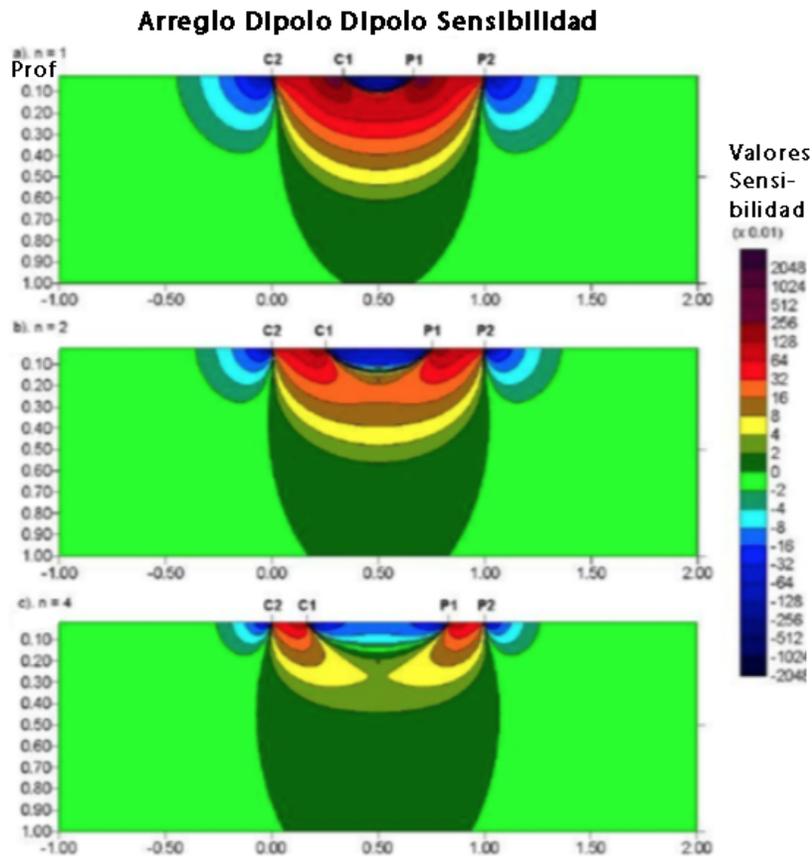


Figura 4.2: *Función de sensibilidad del arreglo dipolo-dipolo. (Tomado de Loke, 2004).*

Este dispositivo dipolar axial es apropiado para detectar cambios verticales de la resistividad como diques y cavidades. Dado que la función se mantiene mayoritariamente horizontal, resulta óptima para la detección de cambios verticales de resistividades. El interés en observar el régimen de recarga por debajo de los arroyos se enmarca en la capacidad de detectar los cambios verticales de la resistividad.

Como desventaja para el dispositivo, se observa que, al lugar de atribución de la medida en el armado de la pseudosección, le corresponde un valor bajo de sensibilidad. Es por esta razón, que el programa utiliza un método más sofisticado para realizar la inversión, donde el modelo de bloques no está tan sujeto a la pseudosección.

4.5. Modelado y factibilidad del método eléctrico

Para la elección del arreglo se analizaron las ventajas y las desventajas de cada uno de los arreglos, de acuerdo a lo explicado en el capítulo anterior sección 5.6 y de lo propuesto en la bibliografía (Loke, 2014)

Se tuvo en cuenta la posibilidad de realizar sólo una tirada, pero se optó por realizar un relevamiento corto más cerca del arroyo y un relevamiento largo, para poder, con este último, alcanzar una profundidad mayor. Se descartaron la separación de 1 metros y de 10 metros entre electrodos; ya que, con la primera, nos brindaba un grado de detalle que no era necesario en relación con la profundidad alcanzada y, con la segunda, porque se perdía información de la zona de mayor interés. En la tirada corta se buscó cubrir al menos 7,5 metros de profundidad para asegurarse de llegar a ver una posible recarga del nivel freático, es por esto, que se optó por la separación de 2,5 metros, corroborada con el modelo. En la tirada larga se buscó ser capaz de alcanzar una mayor profundidad, y se decidió una separación eléctrica de 5 metros.

Como parte de la preparación, previamente se realizaron dos modelos del comportamiento que se esperaba observar, la primera en la que el arroyo estuviese aportando agua al acuífero freático, y otro, en el que el éste estuviese limitado al curso de agua superior. Los valores de resistividad para el agua infiltrada como para el medio circundante y las profundidades que se esperaba alcanzar se obtuvieron de bibliografía con antecedentes pertinentes en el caso (Lissa et al., 2017 y Rodrigues Capítulo et al., 2020). Figuras 4.3 y 4.4.

Los parámetros fueron elegidos para que sean lo mas representativos posible de la geología zona. Es por esto que se eligió un nivel freático a unos 6 metros de profundidad, el más observado en los estudios previos para capas horizontales. Se eligieron tres resistividades típicas de la zona de estudio que correspondan a las litologías y comportamientos hidrológicos. Se tiene un limo arcilloso no saturado de un valor de 10 ohm-m en la zona no saturada. Mientras que en el acuífero freático saturado, se tiene un limo arcilloso saturado con un valor de 4 ohm-m. Finalmente, se modela con un basamento levemente más resistivo con valores que oscilan entre los 15 ohm-m.

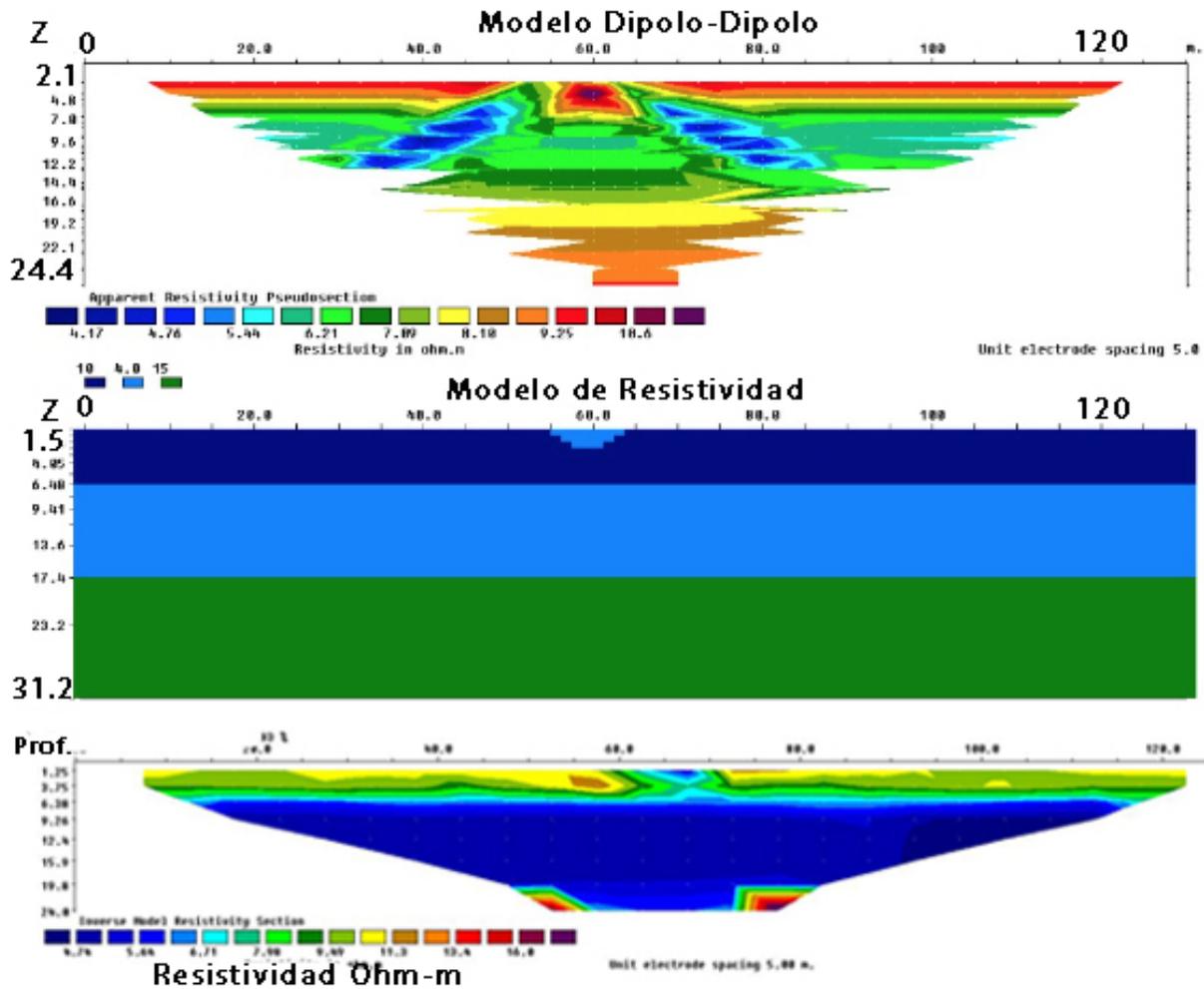


Figura 4.3: Modelo de sección esperada en donde el curso del arroyo se limita al sector subsuperficial, la pseudosección de resistividad aparente, para el arreglo dipolo-dipolo que éste generaría y su respectiva inversión.

Debido a la naturaleza hidrológica de la zona y a la baja pendiente de la misma, se preveía que el agua infiltre por la zona central y, a medida que aumente la profundidad, aumente su infiltración lateral. Como lo explica Loke (2004) se esperaba que un ingreso de agua en la zona central generase una disminución marcada de la resistividad. También, se visualizó, mediante el problema directo, cómo serían las respuestas de los diferentes dispositivos, y se terminó optando por el arreglo dipolo-dipolo dada las ventajas explicadas anteriormente. La decisión final fue la de la utilización del arreglo dipolo-dipolo con una separación electródica de 2,5 metros para la tirada más corta y de 5 metros para la tirada más larga.

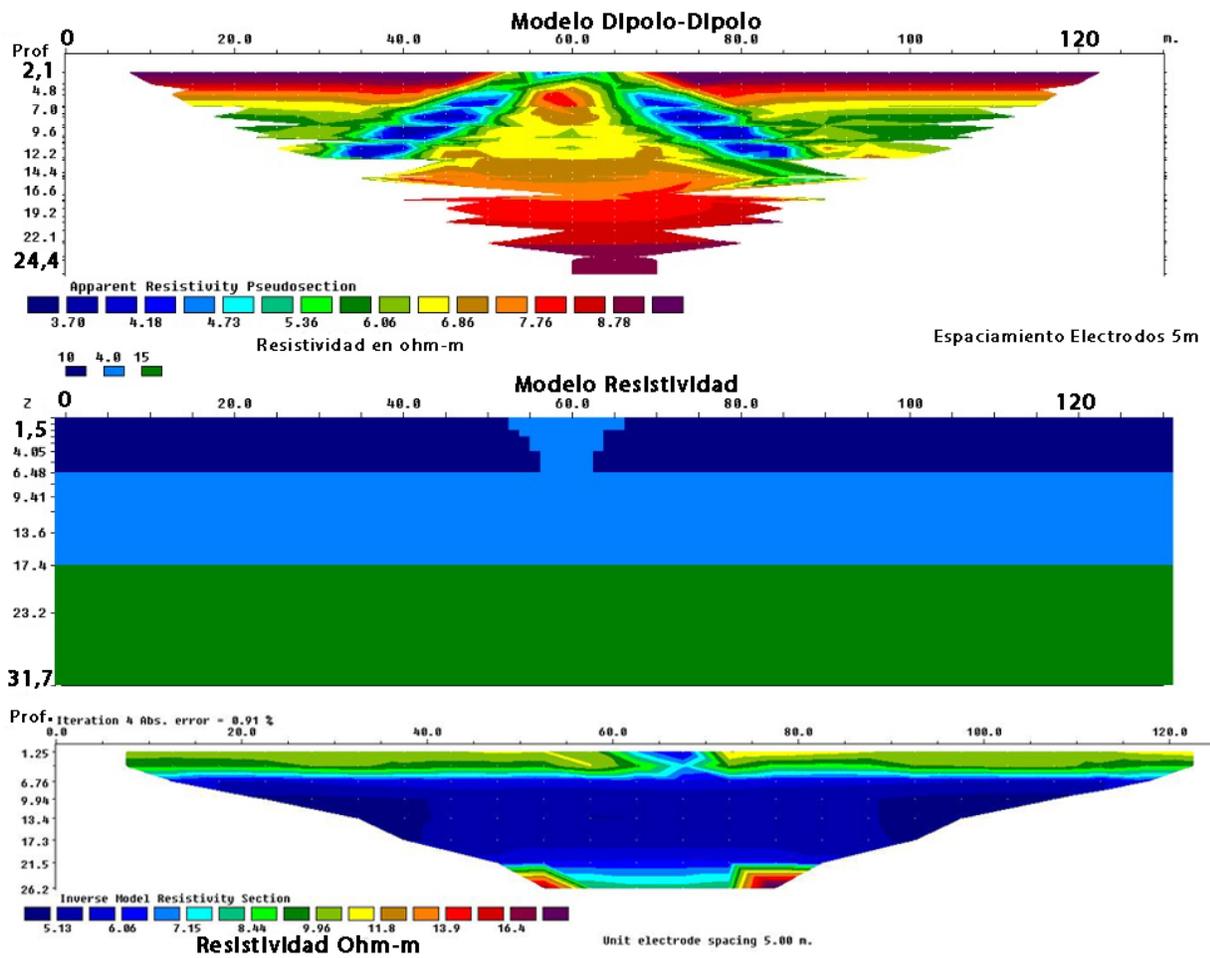


Figura 4.4: Modelo esperado de recarga con afloramiento del nivel freático, la pseudosección de resistividad aparente para el arreglo dipolo-dipolo que éste generaría y su respectiva inversión.

Luego de la generación de los modelados para cada una de las secciones, éstas se invirtieron y se les agregó ruido aleatorio cercano al 5% para una representación más realista. A partir de la inversión se observa una diferencia sutil, pero apreciable, principalmente en la zona por debajo del arroyo, la cual permitiría una diferenciación en el caso de que haya o no una conexión con el nivel freático. El método planteado permitiría resolver la conexión con el nivel freático.

4.6. Diagrama de trabajo para la tomografía eléctrica

Cuando se arribó a la zona de interés, se eligió la dirección más perpendicular posible al arroyo, que resultó ser de unos 127° Norte, y a partir de ésta, se intentó ser lo más simétrico posible de un lado y del otro del arroyo.

Para cada perfil, la posición fue determinada mediante un navegador GPS y, además, referenciada respecto a elementos sobresalientes del terreno. Los perfiles fueron medidos con cinta métrica, la cuál también se utilizó como referencia para garantizar la separación electródica elegida.

Para cada perfil la posición fue determinada mediante un navegador GPS y además referenciada respecto a elementos sobresalientes del terreno. Los perfiles fueron medidos con cinta métrica, la cuál también se utilizó como referencia para garantizar la separación electródica elegida.

La medición consiste en lo siguiente: se despliega el cable multinúcleo en la dirección a relevar, se ubican los 27 electrodos espaciados sobre esta dirección y se conectan a este mismo. Se intenta que en el centro de la tirada quede el arroyo. Luego, el cable se conecta al resistivímetro y se ingresan los parámetros referentes a la tomografía. Para comenzar la medición, primero se le da el nombre al archivo, la localidad de medición y el operario que lo realiza; luego se le dice la separación electródica y el largo de la tirada; se agrega qué tipo de arreglo se desea utilizar (en este caso el dipolo-dipolo) se elige la cantidad de canales a utilizar en una medición (10 para esta tirada). El resistivímetro muestra las profundidades máximas y mínimas que se llegará con el arreglo y la cantidad de m puntos de muestreo; se elige qué tipo de forma tendrá la zona a ser medida (en nuestro caso “fully”, dado que los demás parámetros son para realizar el roll-along). Finalmente, se decide el potencial que se utilizará (200mV), luego el stacking mínimo (4) y máximo (8), y la cantidad de potencia entregada, (que para el estudio será de 600W).

El equipo empieza a autovalorarse (revisa los accesorios conectados switch-box) y a realizar el cómputo del tiempo. Para el primer caso es una tirada de 57 mediciones, con 299 puntos a muestrear y un tiempo estimado de 16 minutos.

El resistivímetro tiene configurados distintos arreglos a utilizar. Una vez elegido, la caja conmutadora selecciona automáticamente los electrodos que participan en cada una de las mediciones de la tomografía. El tiempo de la medición depende del tipo de arreglo seleccionado.

Se pueden observar algunas fotografías del proceso de medición, en la figura 4.1.

Una vez terminado el registro de todo el perfil, se ingresaron los datos al programa RES2DINV para controlar la pseudosección y hacer una evaluación de la calidad de los datos. De ésta se desprende que ninguno de los perfiles muestra puntos anómalos; en general, los cambios de resistividad aparente son suaves dentro de un mismo nivel horizontal en la pseudosección; y algunas tendencias se observan también en distintos niveles.

4.7. Arreglo utilizado

Se eligió el arreglo dipolo-dipolo ya que resulta particularmente sensible a cambios horizontales de resistividad, a pesar de ser relativamente insensible a cambios verticales. En el caso de estudio, permite caracterizar adecuadamente los límites subterráneos del arroyo. Por otro lado, brinda una rápida adquisición de los datos en campo. Más características del arreglo y ventajas de su dispositivo se ven en la sección 5.6.

4.8. Instrumental sísmico

A partir del modelado ya explicado previamente y de los objetivos que se quisieron alcanzar, se decidió un arreglo que constaba de 24 geófonos separados a una distancia de 5 metros. El primer disparo con el martillo se realizó con un offset de 20 metros. Luego se fue reduciendo el offset a un paso de 5 metros cada disparo, hasta llegar a hacer 1 disparo entre 2 geófonos para toda la tirada. Se realizaron 3 disparos por medición, para mejorar la ondícula y conseguir una óptima calibración y control de ruido del equipo.

Se empleó un sismógrafo de exploración Geode, de la empresa Geometrics, en conjunto con una Notebook para el procesamiento. El equipo Geode cuenta con un soporte de hasta 24 canales, un rango dinámico de 144 dB, y una medición instantánea de 2 ms a 24dB; una distorsión del 0.0005 en 2 ms para los 1,75 a 208 Hz, con un ancho de banda que va de los 1.75 Hz a los 20 kHz. Además de contar con un buen sistema de calibración y una ganancia preamplificada, filtros ya predeterminados y un intervalo de muestreo de 0.02 hasta 16 ms, la fuente que se utilizó fue un martillo, de la marca Geode, que estaba conectado al equipo mediante su propio cable. Figura 4.5.



Figura 4.5: *Equipo sísmico para el día de la medición. Izquierda: Notebook y conmutador. Derecha: Sismógrafo de exploración Geode y batería.*

4.9. Modelado y factibilidad del método sísmico

Las limitaciones de la técnica sísmica vienen referidas fundamentalmente a la penetración y a la resolución de las variaciones en la estructura del subsuelo que es posible interpretar. La profundidad a investigar está limitada por los efectos de atenuación de las ondas, que limitan la profundidad a la que las ondas pueden penetrar en el terreno (siendo las ondas de mayor frecuencia las que sufren una mayor atenuación y, por lo tanto, las que permiten una menor penetración). La manera de asegurar una penetración suficiente es mediante la longitud del dispositivo de adquisición y/o aumento de la energía de la fuente. En cuanto a la resolución espacial, ésta depende principalmente de la densidad de información (controlada por la separación de los sensores o geófonos) y de la longitud de onda del pulso sísmico utilizado, ya que longitudes de onda muy elevadas no producirán una interacción medible con las heterogeneidades del terreno. Por lo tanto, a medida que aumenta la profundidad de investigación, se reduce la resolución máxima que se puede obtener

Para la elección de la distancia entre geófonos y el offset se realizó un modelado previo, considerando que las distancias deben cumplir los siguientes requisitos: Primero ser capaz de mostrar las primeras capas con suficiente detalle; Segundo conseguir un offset que ilumine la primera capa. Tercero intentar conseguir la mayor profundidad posible, teniendo en cuenta la fuente que se va a utilizar (el martillo). Cuarto ser capaz de iluminar al menos 3 capas con un rango de velocidades de acuerdo con la geología esperada.

Dada la cantidad de energía que nuestra fuente es capaz de brindar, se omitieron tiradas muy largas o que superen los 100 metros dadas las limitaciones de esta. En los modelos generados se consideró una superficie que constaba de 3 capas con velocidades diferentes, pero en un rango que sea coherente con la bibliografía del tema y los antecedentes en el área (Lissa et al., 2017).

Se realizó un total de 8 modelos variando tanto los espesores como las velocidades, la distancia eléctrica y el offset, y se terminó dilucidando que con un offset de 10 metros ya era suficiente para poder muestrear por lo menos 3 veces la primera capa, y con una separación entre geófonos de 5 metros, se llegaba los resultados óptimos, consiguiendo una cobertura de 135 metros.

4.10. Diagrama de trabajo para la tomografía sísmica

Una vez colocado el cable para la medición de la tomografía, se dispuso de forma paralela la línea de geófonos a unos 5 metros de distancia. Con la misma dirección y sentido que la tomografía eléctrica. Una vez desplegado el cable, se prestó particular atención a que los geófonos se encuentren correctamente clavados. Éstos se deben colocar con la suficiente fuerza para que toda su superficie quede bajo el suelo, pero al mismo tiempo hay que tratarlos con el cuidado que un instrumento de precisión para el cálculo de presiones necesita. Se reacomodaron 2 geófonos, ya que al hacerse la calibración con la computadora se pudo ver que no estaban dando una señal correcta. Luego, se procedió a golpear suavemente cada uno de los geófonos, mientras el operario de la computadora chequeaba que su número correspondiera con el que tenía en la línea y que la señal sea la correcta. Se comprobó que la conexión de los geófonos a la caja amarilla y de ésta a la Notebook sea la correcta.

Al iniciar el programa de medición se ingresaron todos los parámetros que necesita el equipo para medir. Una vez que el programa haya iniciado y esté esperando la señal sísmica, se le avisa al operario de la fuente que puede comenzar. Es éste quien con el martillo golpea una placa de aluminio en el suelo a una distancia preestablecida desde el primer geófono, que se relaciona con el offset y el espaciamiento que se decidió tener. Figura 4.6.

Una vez recibido el golpe por el sismógrafo, se repite esta operación 2 veces más, por un total de 3 golpes (en este caso se seleccionaron 3 mediciones, puesto que se observó que un mayor número de golpes no mejoraba significativamente la relación señal-ruido), para que el programa



Figura 4.6: *Equipo de trabajo para la tomografía sísmica. Izquierda: geófono y plaqueta de aluminio. Derecha: Martillo Geode con plaqueta de aluminio previo a un disparo*

pueda elegir un promedio, y así reducir errores. Todas las prospecciones se realizaron en sentido lineal y con una longitud variable entre 115 a 135 metros, según la lejanía de los tiros extremos con respecto a los geófonos externos. Se realizaron 30 disparos correspondientes a: tiros extremos y entre geófonos, figura 5.1. La energización en cada punto se realizó mediante un martillo, que provee el equipo, conectada al sismógrafo y a la computadora. Ésta cuenta, además, con un sensor inercial y un acelerómetro para sincronizar el momento del impacto con el momento de inicio de la ondícula.

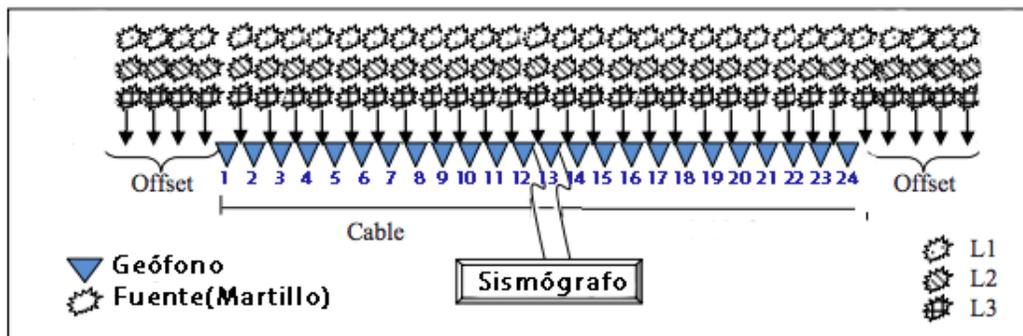


Figura 4.7: *Metodología de adquisición de datos para la tomografía sísmica de refracción.*

Capítulo 5

Procesamiento Eléctrico

Resumen

En este capítulo se explicitan los pasos realizados para la prospección geoelectrica. Se describen la adquisición y acondicionamiento del dato, y se detalla la elección de los distintos parámetros de inversión.

5.1. Introducción

El programa utilizado para el proceso de inversión es el software RES2DINV de Geotomo Software (actualmente Geometrics), desarrollado por el Dr. Meng Heng Loke. Éste, aparte de ser quizá el más utilizado para la prospección geoelectrica y el procesamiento de datos en dos dimensiones, es perfectamente compatible con el instrumental de campaña (Batayneh, 2006; Perdomo et al., 2013; entre otros).

Todos los métodos de inversión intentan esencialmente determinar un modelo para la superficie cuya respuesta concuerda con los datos medidos sujetos a ciertas restricciones. En el método basado en celdas, utilizado por los programas RES2DINV y RES3DINV, los parámetros son los valores de resistividad de las celdas modelo, mientras que los datos medidos son los valores de resistividad aparente (Loke, 2004).

El modelo de cómputo del programa es el siguiente: se trabaja con la pseudosección de resistividades como archivo de entrada. El modelo 2-D de discretización del espacio que utiliza es el de celdas. Su distribución se basa en la posición asignada a las mediciones en la pseudosección. La cantidad de celdas no sobrepasa el número de puntos datos. La profundidad de la última fila de bloques es aproximadamente igual a la profundidad media de investigación de las mediciones con mayor espaciamiento interelectrónico (Edwards, 1977). Finalmente, se le asigna a cada bloque un valor de resistividad y se calcula su respuesta, la cuál es comparada con los datos de entrada y se obtiene un error medio cuadrático. Debido a que la resolución de los estudios disminuye con la profundidad de penetración, se definen filas de celdas de espesor creciente en profundidad. Con este modelo, se obtiene un compromiso aceptable en la mayoría de los casos, aunque de así desearlo, el usuario puede modificar el tamaño y posición de las celdas (Loke, 2004).

Luego, de manera iterativa, se van ajustando los valores de resistividad de cada bloque, hasta conseguir un error mínimo, alcanzar un nivel máximo de iteraciones o lograr una pequeña diferencia entre errores para iteraciones sucesivas. El programa utiliza una distribución fija de celdas y en cada iteración cambia solamente los valores de resistividad. La rutina de inversión está basada en el método de mínimos cuadrados con suavizado forzado (de Groot-Hedlin y Constable, 1990; Sasaki, 1992).

Al finalizar, se muestra la pseudosección de resistividad aparente observada, el modelo del subsuelo de resistividad verdadera, y la respuesta calculada de este modelo. Para el cálculo del error, se puede apreciar el RMS (error medio cuadrático), que refleja cuánto se aleja la pseudosección observada de la respuesta calculada.

5.2. Acondicionamiento e ingreso del dato

Para obtener un buen modelo, los datos deben ser de igual calidad. Los puntos de datos erróneos caen en dos grandes categorías: ruido “sistemático” y “aleatorio”. El ruido sistemático suele ser causado por algún tipo de falla durante el levantamiento, tal que la lectura no represente una medición de la resistividad real. Los ejemplos incluyen roturas en el cable, contacto defectuoso del suelo con un electrodo (de modo que que no se pueda inyectar suficiente corriente en éste), omitir fijar el clip al electrodo, una conexión de cables en la dirección incorrecta, entre otros. A diferencia del ruido aleatorio, los errores sistemáticos son bastantes fáciles de detectar en un

conjunto de datos, ya que generalmente están presentes en un número limitado de lecturas y los valores erróneos suelen sobresalir hasta en un análisis visual. Los puntos de datos incorrectos con ruido “sistemático”, aparecen como puntos con niveles inusualmente altos o bajos. En forma de perfil, destacan sobre el resto y se pueden quitar fácilmente.

El archivo de entrada debe tener un formato que sea compatible con el programa utilizado, por suerte, dada la gran aceptación del software y su uso ampliamente extendido, el equipo utilizado permite la exportación de los datos con un formato compatible para el software de procesamiento.

Como regla general, antes de realizar la inversión de un conjunto de datos, primero se deben observar los datos como un gráfico de pseudosección, figura 5.1, y como un gráfico de perfil, para luego pasar a eliminar los datos erróneos. En el programa RES2DINV en el menú superior se elige la opción “Editar datos”, seguida de la opción “Exterminar puntos de datos erróneos”. Sin embargo, cuando el ruido es de naturaleza aleatoria, los puntos de datos ruidosos no son tan obvios, por lo que puede no resultar práctico eliminarlos manualmente. En esta tesis, los puntos que presentan desvío estándar mayor al 3% no son tenidos en cuenta para la inversión.

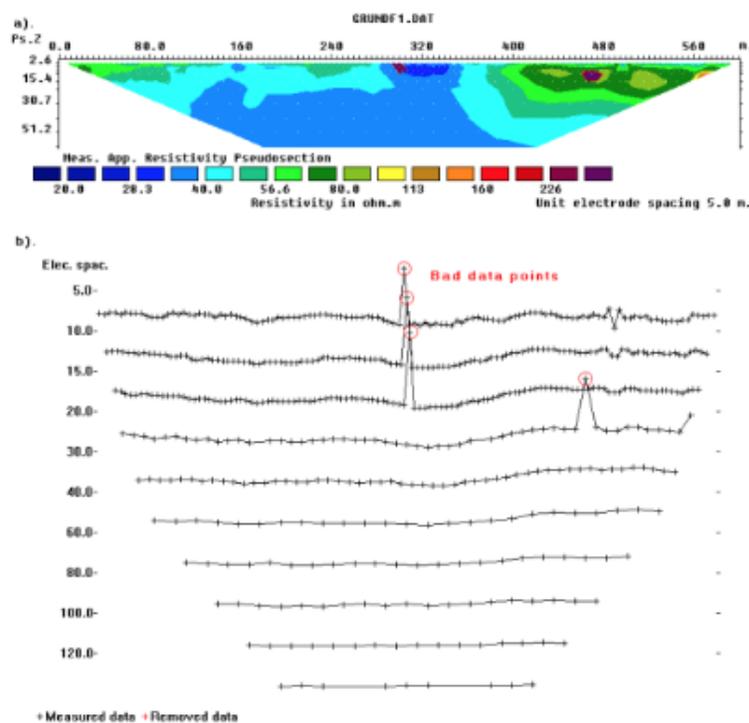


Figura 5.1: Ejemplo tomado de Loke (2004) de la eliminación de un dato erróneo.

Además de lo explicado, el software requiere que se le brinde cierta información acerca de la adquisición necesaria sobre el relevamiento, por ejemplo, la separación interelectrónica, el arreglo utilizado y el número total de mediciones de la tomografía.

5.3. Parámetros de la inversión

Como la mayoría de los software, el programa RES2DINV permite elegir todos los parámetros del proceso de inversión. Éstos constituyen un sesgo para la obtención de un único modelo de inversión. La operación previa al proceso de inversión es la remoción de los valores erróneos, o “exterminate bad data points”, este paso necesario se ha explicado en el capítulo anterior. Anteriormente se agrega la información topográfica, medida el día de la adquisición, a nuestro archivo de datos, y se decide incorporar para una mejor representación del terreno. Si bien las tomografías se realizaron en zonas de poca pendiente, había un cambio abrupto sobre todo en las zonas cercanas al arroyo que presentaron, en los dos casos, un desnivel cerca del metro de profundidad.

Luego se elige el un factor de atenuación λ (o “dampening factor”), que puede ser modificado por el usuario. Por definición, el programa utiliza 0.16 para la primera iteración para luego disminuir a la mitad en cada iteración, hasta alcanzar un valor mínimo de 0.015 establecido para evitar inestabilidades. Tanto el primer valor de atenuación como el mínimo, pueden modificarse. Si los datos contienen un alto nivel de ruido, puede suceder que se obtengan valores extremadamente altos o bajos de resistividad, por lo que suele aumentarse el factor de atenuación. Dada la buena calidad del dato, y los bajos niveles de ruido no se debe modificar el valor por defecto.

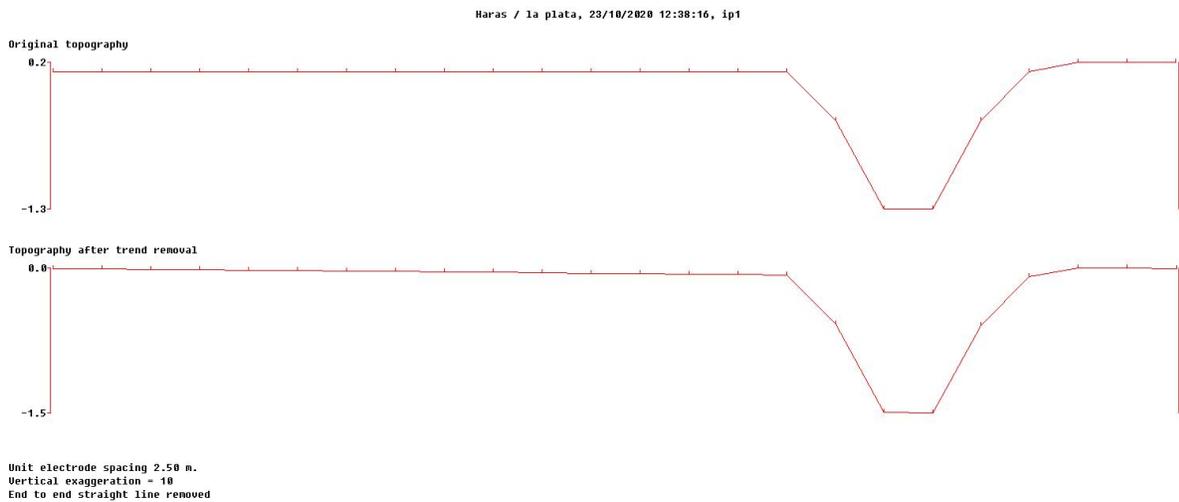


Figura 5.2: Topografía del relevamiento “haras El Firmamento” en escala.

Para los parámetros de malla, se aplica un modelo más refinado del subsuelo (“model refinemet - finest mesh”), en el cuál el ancho de las celdas es la mitad del espaciamento entre electrodos (“Half model Cells”) y con un parámetro de 4 nodos. Esta opción es recomendable para grandes variaciones de resistividad en el nivel más superficial y en los cuales el dispositivo dipolar muestra mayor sensibilidad. Es necesario que el nivel de ruido para estos casos se mantenga bajo. (Loke, 2004).

Para prevenir la creación de cuerpos alargados debido al computo del algoritmo (efectos de borde de los bloques límites, al final y al inicio de cada perfil), y considerando que éstos no tiene que ver con la geología de la zona de estudio, se elige no usar el modelo extendido (“extended model”).

Se resuelve el problema inverso imponiendo la opción “Robust Inversion”, que es recomendada para estos cambios bruscos en la resistividad lateral. Para su aplicación se elige un factor que controle, un valor cercano a 1 equivale a un modelo con transiciones suaves, mientras que valores próximos a 0 proporcionan modelos con límites marcados en la distribución de la resistividad. Se elige un factor igual a 0.01. Es posible controlar la relación de los filtros para dar mayor importancia a los cambios en una determinada dirección. Se emplea un uso no estándar de la

constricción de datos (“No standard data constrain”).

Existen dos tipos de métodos numéricos disponibles para resolver la ecuación de mínimos cuadrados: el método Gauss-Newton completo y el incompleto. El método completo resuelve la ecuación de forma directa, mientras que el incompleto la resuelve de forma aproximada (Golub y van Loan, 1989).

Como el tiempo de procesamiento y la cantidad de datos no eran puntos críticos en este trabajo, se utiliza el método completo, ya que éste es más preciso y no se cuenta con un número tan grande de datos para que signifique una problemática. Además, se prefiere mejorar la precisión de la solución.

El proceso de inversión para el cálculo de las resistividades aparentes, puede hacerse mediante dos métodos. Uno, utilizando elementos finitos, este método es recomendado en el caso de tener variaciones topográficas. El otro, mediante diferencias finitas muestra, de ser más rápido, un menor error medio cuadrático en las iteraciones.

Finalmente, se impone una condición de suavidad en el cambio de las resistividades, es decir, de todas las distintas soluciones que puedan ajustarse con un pequeño error a los datos se conserva la más suave de acuerdo a una norma o media. Esta opción es la más adecuada para estudiar, por ejemplo, procesos de infiltración de agua.

Capítulo 6

Procesamiento Sísmico

Resumen

El siguiente capítulo comienza con una breve introducción sobre el software utilizado y del flujo de trabajo de éste. Se describen los diferentes tipos de inversiones y la creación de un modelo inicial. Se realiza el ingreso y el acondicionamiento del dato medido y se detalla la elección de los distintos parámetros de inversión.

6.1. Introducción

Los registros obtenidos en campo son procesados e interpretados utilizando los programas Pickwin y Plotrefa de la empresa Geometrics. Ambos programas son parte del paquete de software de refracción SeisImager/2D. Éste es un paquete de software de interpretación y modelado de refracción totalmente integrado, que se ejecuta en un sismógrafo de Geometrics, o como este caso, en una PC.

SeisImager/2D es un software basado en Windows para modelado, procesamiento e interpretación de datos de refracción. Es el software más utilizado para la prospección sísmica y el procesamiento de datos en dos dimensiones, y es perfectamente compatible con el instrumental que se utiliza en la campaña. Pickwin y Plotrefa son los módulos utilizados para el análisis de refracción, formando el programa llamado SeisImager/2 DTM. Pickwin es el primer módulo

pensado para el picado de los primeros arribos y Plotrefa es el módulo principal de análisis del programa. SeisImager/2D permite tres técnicas de inversión distintas: el método del término-tiempo (time-term), el método recíproco y la tomografía. Tanto el método de término-tiempo como el recíproco se basan en los “tiempos de retardo” o “delay times”. La principal diferencia entre los dos es el método por el cuál los tiempos de retardo son calculados. En el método de término-tiempo, los tiempos de retardo se calculan automáticamente, a través de una técnica de inversión de mínimos cuadrados lineales. En el método de tiempo recíproco, los tiempos de retardo se calculan manualmente.

En resumen, para este procesamiento se emplea las siguientes etapas:

1. Estudio detallado de los registros. Los registros son analizados traza por traza, a los fines de evaluar la coherencia y la calidad de los mismos.
2. Procesamiento de los registros. Las señales obtenidas en bruto son filtradas de los distintos ruidos presentes en las mediciones, en el ancho de banda donde se esperan estén los datos.
3. Determinación de los arribos. De los registros procesados, se determina los tiempos de arribo de las ondas de compresión. La detección de estos puntos se realiza manualmente, mediante el programa Pickwin.
4. Trazado de los perfiles. Con los primeros arribos se determina las curvas espacio-tiempo denominadas *dromocronas*.
5. Obtención de perfiles sísmicos. A partir del análisis de las dromocronas se obtienen los perfiles transversales. Para esta operación se emplea un software de procesamiento topográfico de ondas P (Plotrefa de Geometrics). El programa utiliza distintas rutinas iterativas para aproximar los tiempos calculados del modelo con los medidos en el campo.
6. Interpretación del perfil sísmico. El perfil sísmico es interpretado con el mismo programa, dado que brinda una gran cantidad de opciones de visualización.

6.2. Software utilizados

El objetivo de Pickwin es identificar los primeros arribos, y guardarlos para ingresarlos al programa de análisis, Plotrefa. Una vez leídos los registros (y editados si es necesario) se puede

optimizar su apariencia para mejorar la identificación de los primeros arribos. Después de leer los archivo de datos, como se ha mencionado anteriormente, éstos se pueden editar. Por ejemplo, los datos pueden truncarse, mutearse o cambiar su geometría de información en el encabezado. Una vez que se haya terminado de editar, pueden guardarse en el mismo formato SEG-2. Con este fin, se pueden filtrar los datos, cambiar las ganancias de visualización, modificar las escalas de distancia y tiempo, cambiar el estilo del trazo, y corregir el registro de errores de tiempo. Una vez que se hayan acondicionado los datos, el programa selecciona automáticamente los primeros arribos. Luego de seleccionar los arribos correspondientes a un disparo, se los guarda (archivo SEG) y se repite la operación hasta haber hecho lo mismo con todos los disparos del relevamiento.

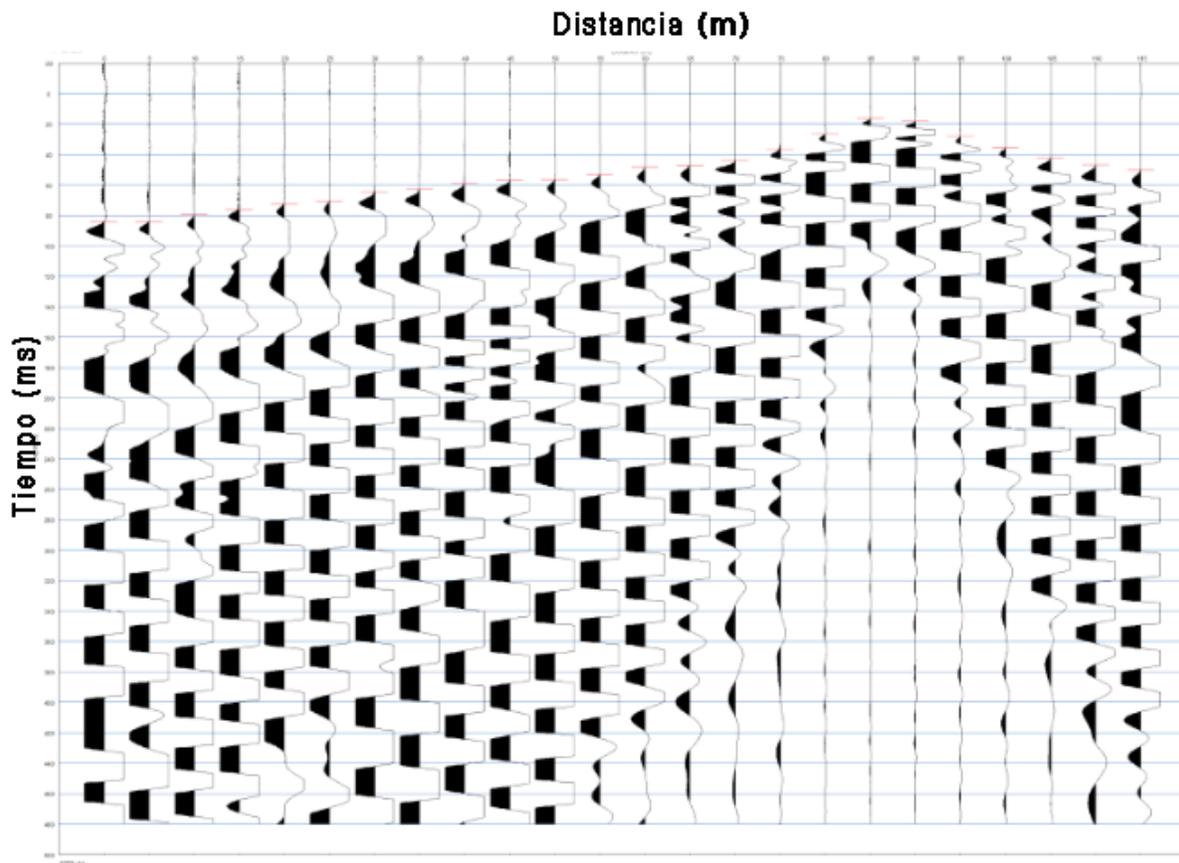


Figura 6.1: Sismograma correspondiente a una fuente del relevamiento con el picado de primeros arribos en rojo.

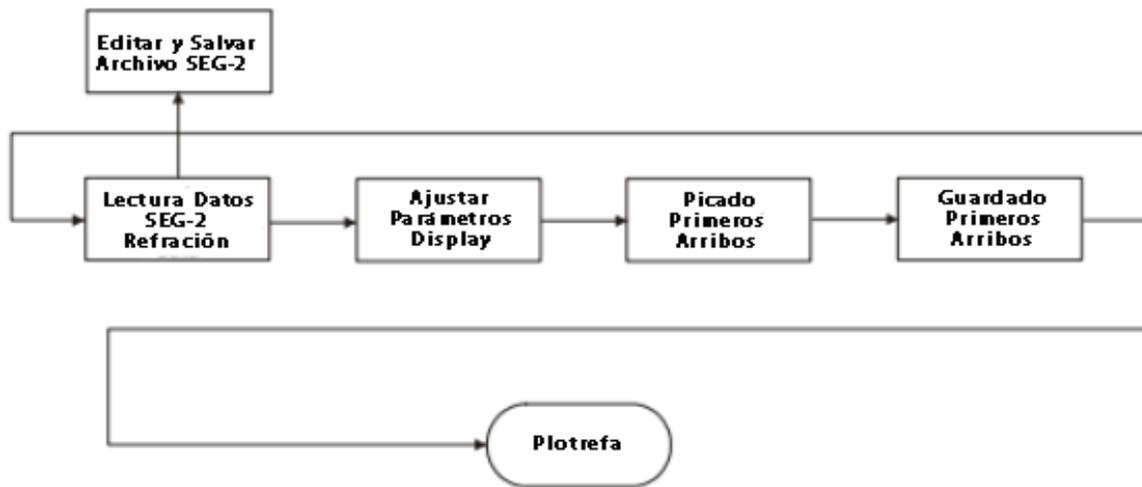


Figura 6.2: Flujo general de trabajo empleando los software Pickwin y Plotrefa del programa SeisImager/2D.

El módulo Plotrefa es el módulo de interpretación de SeisImager/2D. Toma la salida de Pickwin como entrada y, mediante la aplicación de una de las tres técnicas disponibles de interpretación, proporciona una sección transversal de la velocidad. La técnica que se emplea depende de los objetivos del relevamiento.

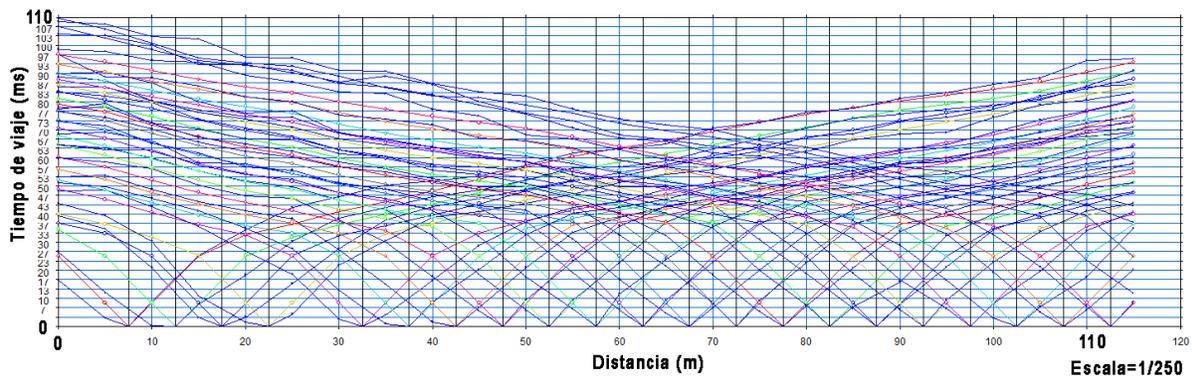


Figura 6.3: Gráfica de tiempos de viaje de cada rayo.

6.3. Inversión término-tiempo

La técnica de “término-tiempo” emplea una combinación de mínimos cuadrados lineales y un análisis de tiempos de retardo, con el fin de invertir los primeros arribos para una sección de velocidad. Es un buen enfoque para relevamientos de refracción simple, de bajo presupuesto, en las que el detalle del reflector es de menor importancia que las velocidades y las profundidades. Un típico relevamiento consistiría en una o dos tiradas con 12 o 24 canales para un resultado que se necesita con inmediatez.

6.4. Inversión método recíproco

El “método recíproco” de interpretación es una técnica para resolver problemas de refracción con modelos de subsuelos más complejos. Funciona mejor con datos altamente redundantes (muchos disparos), 24 canales o más por disparo, y requiere una participación mucho mayor del intérprete en comparación con el método de término-tiempo. La técnica puede proporcionar una profundidad de refractor debajo de cada geófono, siempre que se pueda determinar el tiempo de retardo para ese geófono. Esto, requiere una “superposición” para calcular el tiempo de retraso para un refractor particular dado unos ciertos geófonos. Esto tiene implicaciones sobre cómo se adquieren los datos en el campo, Redpath(1973), y Palmer (1980).

Es muy importante tener en cuenta la redundancia de los datos, porque el método recíproco hace uso de la dispersión de los datos para acercarse a un mejor ajuste lineal en este tipo de interpretación, esto se considera señal, no ruido. Esta redundancia, conseguida a través de numerosos disparos, produce información crucial sobre la geometría del refractor. Y le ayuda a separar las estructuras reales de los artefactos debido a errores de selección. Debe tenerse en cuenta también que la región de superposición está sobre este segmento del geófono, margen donde se pueden calcular los tiempos de retardo. Fuera de esta zona, el método recíproco no proporciona alguna solución.

6.5. Inversión tomográfica

La inversión tomográfica es la tercera técnica de interpretación proporcionada por Plotrefa. Este método requiere de un modelo de velocidad inicial (generalmente generado o por una inversión de término-tiempo o conseguida mediante el método más-menos), y traza iterativamente rayos, a través del modelo, con el objetivo de minimizar el error RMS entre lo observado y los tiempos de viaje calculados. La inversión tomográfica es preferible cuando los contrastes de velocidad son conocidos, por ser más gradual que discreta, pero también, en menor medida, se utiliza cuando la velocidad horizontal es marcada, así como también se emplea si es que existen variaciones, y topografía extrema. Todos estos casos puede dar lugar a resultados erróneos con las dos técnicas de interpretación anteriores, dependiendo de la severidad. El objetivo esencial es encontrar el tiempo de viaje mínimo entre la fuente y receptor para cada par fuente-receptor. Éstas son las causas por las cuales se eligió, para esta tesis, esta técnica de trabajo. El flujo típico de una inversión tomográfica se muestra en el diagrama de flujo de la figura 6.4:

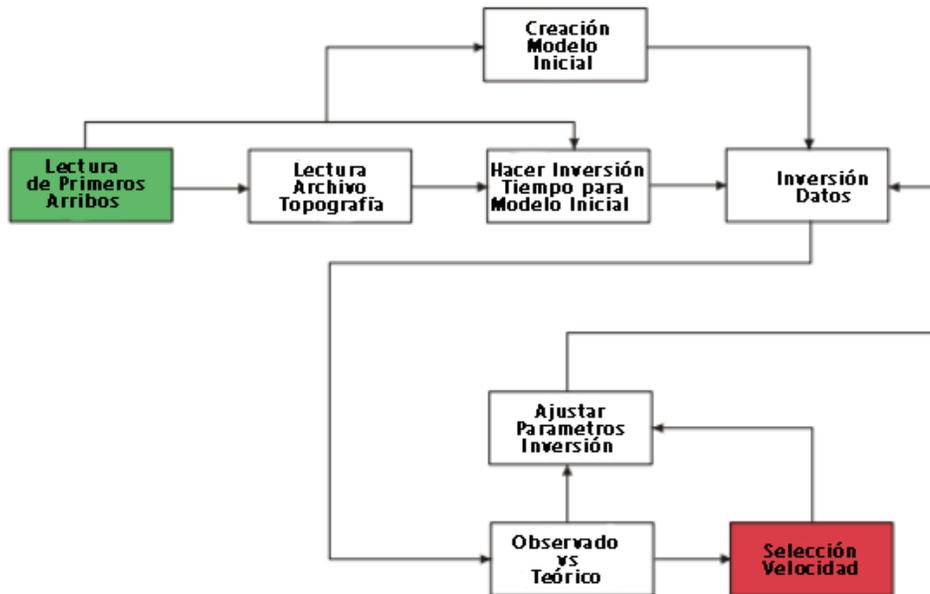


Figura 6.4: Flujo general de trabajo en la inversión con método tomográfico.

6.5.1. Creación del modelo inicial

El primer paso es crear el modelo inicial. Los parámetros elegidos para el modelo inicial deben representar de la mejor manera posible la geología de la zona de estudio. Por ejemplo, el geofísico puede acotar las velocidades mínima y máxima para el cálculo de las curvas de tiempo de viaje. A partir de éstas y de las distancias cruzadas se puede calcular, de la capa más lejana a la superficie, su profundidad máxima. La restricción más importante para el cómputo de los tiempos de viaje es la elección de los valores mínimo y máximo de las velocidades del modelo inicial. Si éstos no incluyen a las velocidades reales, la inversión no convergerá. Cuando se configuran estos valores manualmente, es recomendable estimar de forma conservadora: la velocidad máxima puede ser un 20-30 % más alta que el máximo real, pero no debe ser inferior. Del mismo modo, el mínimo de velocidad puede ser algo menor que el mínimo real, pero no debe ser más alto. En la presente tesis, la elección del modelo inicial, se realizó mediante la aplicación del método más-menos.

6.5.2. Acondicionamiento e ingreso del dato

Como ocurre con el procesamiento de datos geoelectrónicos, para obtener un buen modelo, los datos deben ser de buena calidad. Los valores erróneos son eliminados para una buena lectura de la traza.

Se procede, previo al picado de los primeros arribos, al acondicionamiento de los datos de los registros para una mejor visualización e interpretación. Primero, se eliminan las trazas muy ruidosas, producidos por un mal acople del geófono con el suelo o por un problema de conexión (figura 6.5). Luego se identifica y se atenúa la onda aérea, ésta se puede identificar gracias a su velocidad característica baja (300 m/s) y a su fácil reconocimiento, ya que su intersección en el momento cero del disparo corresponde con el tiempo cero. De no haberse filtrado, esto podría haber traído problemas para el procesamiento posterior.

Se aplica un filtro pasa-banda, con una ventana de paso de 10.5Hz a 100Hz. Estos valores son finalmente adoptados luego de numerosas pruebas, intentando elegir un valor que mejore la interpretación del dato, sin quitar información valiosa. Los filtros se pueden usar para eliminar el ruido causado por el viento, el tráfico y otras fuentes. Para una mejor visualización también se aplican ganancias a las amplitudes de las trazas.

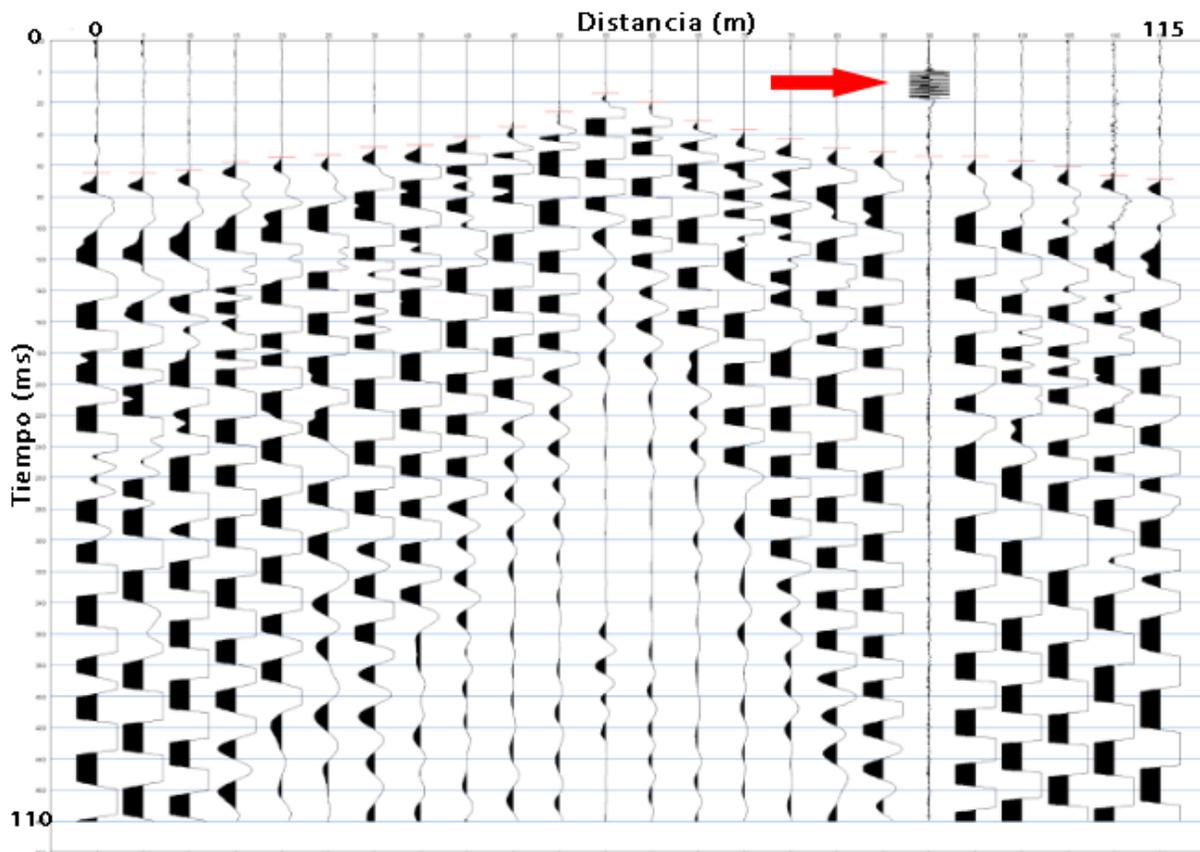


Figura 6.5: Eliminación de la traza del geófono 15 por posible mal acople del sensor al suelo.

Por último se calibra la ganancia aplicada a las trazas para una adecuada visualización e interpretación de las mismas. Una ganancia muy elevada, si bien permite identificar mejor el primer arribo, tiene el efecto contraproducente de aumentar el ruido ambiental y hacer que la ondícula aérea se pueda malinterpretar con el arribo directo. Sin embargo, en las trazas más alejadas, resulta necesario aumentar la ganancia en varios registros para ciertas partes de la traza, permitiendo así, una correcta identificación de los primeros arribos.

6.5.3. Parámetros de inversión

Una vez finalizados el acondicionamiento de las trazas y el picado de los primeros arribos, se colorea los tiempos de viaje de cada rayo para una mejor apreciación; luego se elimina los puntos inusualmente altos o que podrían presentar una información sesgada.

Se agrega información topográfica, medida el día de la adquisición, al archivo de datos. Se decide incorporar ésta a fin de optimizar la representación del terreno.

Se continua con la generación de un modelo inicial y aquí se introduce el modelo inicial de velocidades, quizá el paso más importante de toda la inversión. Estas velocidades son elegidas utilizando tanto el conocimiento geológico de la zona como la realización del método más-menos en algunas trazas seleccionadas y con una inversión termino-tiempo rápida del programa.

Luego, se elige hacer una tomografía manual para poder seleccionar los parámetros. En esta instancia, el programa genera un modelo más realista del subsuelo, con una variación lateral más marcada, realizada mediante los procesos teóricos previamente descritos. Después de las 10 iteraciones elegidas para los dos modelos, el programa brinda el error medio cuadrático de cada uno.

Finalmente, se ejecuta, un trazado de rayos, es decir, un retrazado de las curvas, en el que se muestra de dónde se tomaron cada uno de los valores duros de la tomografía, el “hard data”. Y con este se vuelve a calcular el RMS.

Capítulo 7

Análisis de los modelos y resultados

Resumen

En este capítulo se presentan los resultados del procesamiento realizado y las tomografías eléctricas y sísmicas obtenidas. Para el caso de la sísmica, los modelos plasman la distribución de las capas de acuerdo a los contrastes de velocidades de onda en el subsuelo. Esto se grafica a través de una escala de colores, donde el eje horizontal muestra la distancia entre los geófonos del relevamiento. Para el caso de la geoelectrica, los modelos obtenidos dan cuenta de una distribución de resistividades verdaderas en cada sección del subsuelo, que también se grafica a través de una escala de colores y con el eje horizontal dispuesto en la dirección del tendido.

7.1. Resultados individuales

7.1.1. Tomografía Eléctrica larga haras El Firmamento Arroyo Carnaval

La primera tomografía denominada “Larga haras El Firmamento” se realiza en el haras sobre el arroyo Carnaval en Arturo Seguí, una zona periurbana, en el partido de La Plata, Provincia de Buenos Aires.

En la figura 7.1, a través de imágenes satelitales, puede verse el arroyo, la zona dentro del haras y el bosque lindero. Se muestra, además, de manera esquemática la disposición del tendido,

y como puede observarse, el perfil se ubica lo más transversal posible a la dirección del arroyo.



Figura 7.1: *Ubicación del relevamiento realizado (imagen satelital de Google Earth). La tomografía se realiza en sentido perpendicular al arroyo Carnaval.*

La figura 7.2 muestra la salida del programa de inversión, de arriba hacia abajo: la pseudosección de resistividades aparentes observadas en el campo, la pseudosección calculada y el modelo de resistividades verdaderas. El error medio cuadrático obtenido es de 0,79 %. Las escalas de colores se eligieron para que respondan a las bajas resistividades de la zona. En la figura 7.3 se aprecia la pseudosección de resistividades verdaderas con la información topográfica calculada en el modelo.

En la distribución de resistividades verdadera puede verse una primera capa somera de escasa profundidad. Se observa una variación lateral y heterogeneidades muy marcadas en estas primeras capas más superficiales. Cerca del arroyo se encuentran las resistividades más bajas del orden de los 6.5 a 10 ohm-m, mientras a medidas que se aleja del arroyo se ve un aumento de las resistividades con un promedio de 15 ohm-m. Los valores altos en la tomografía están acotados a los primeros metros superficiales y, a partir de los 2,5 hasta los 6,5 metros, se ve una disminución leve de las resistividades de manera gradual, empezando con una zona resistiva de 14 ohm-m hasta llegar a una zona de menor resistividad de 8 ohm-m. A partir de los 10 a 12 metros de profundidad se encuentran los valores más bajos de resistividad en profundidad, cercanos a las 6,48 ohm-m, valores similares a la parte más somera del arroyo. A esta zona se la puede asociar

con el nivel freático.

Se observa una distribución con una pequeña primera capa somera resistiva y un descenso de la resistividad con el aumento de la profundidad a lo largo de todo el perfil.

Los resultados no corresponderían a un sistema de recarga del arroyo, en el que el nivel freático aflore en superficie.

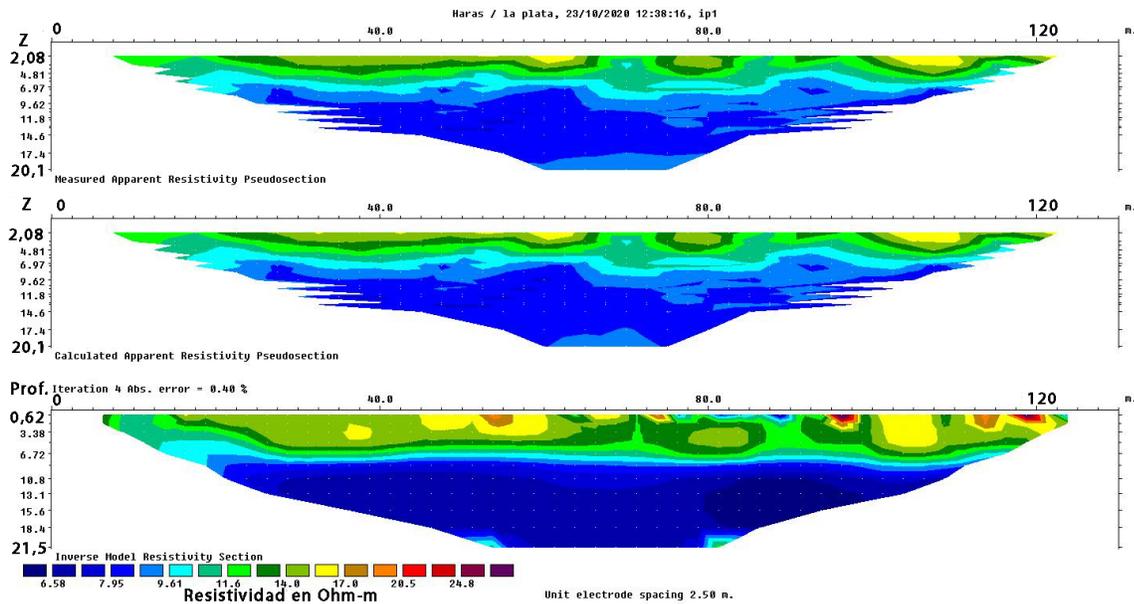


Figura 7.2: a) Pseudosección de resistividades aparentes observadas en el campo. b) La pseudosección calculada. c) El modelo de resistividades verdaderas para el relevamiento “Larga haras El Firmamento”.

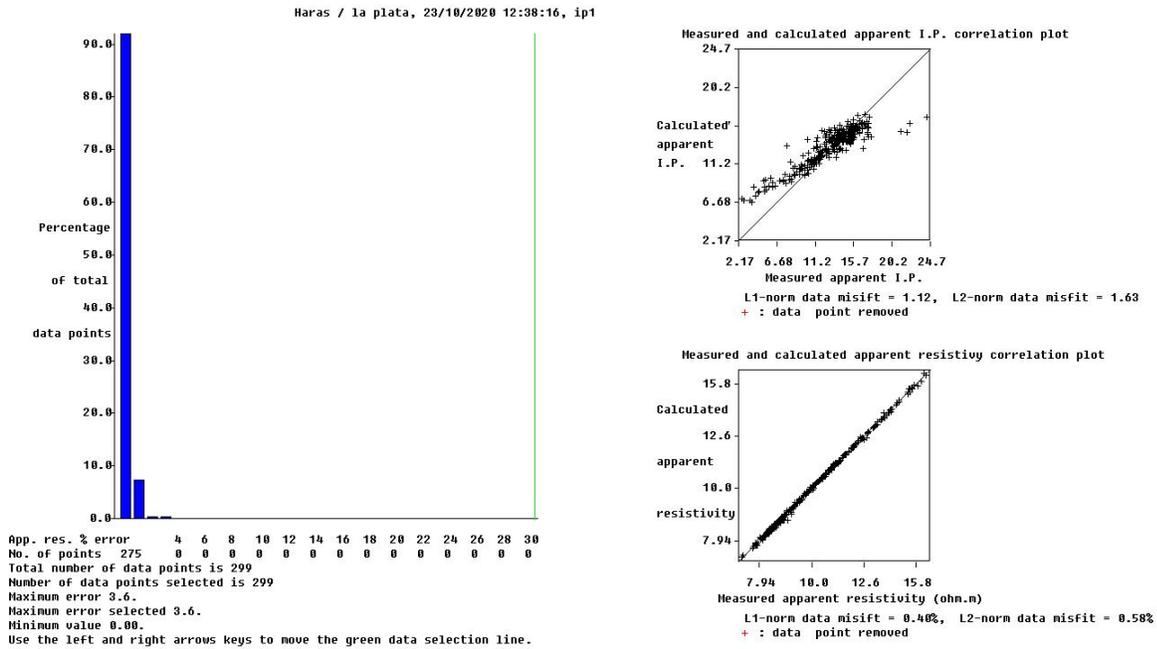


Figura 7.3: Gráfico del error medio cuadrático.

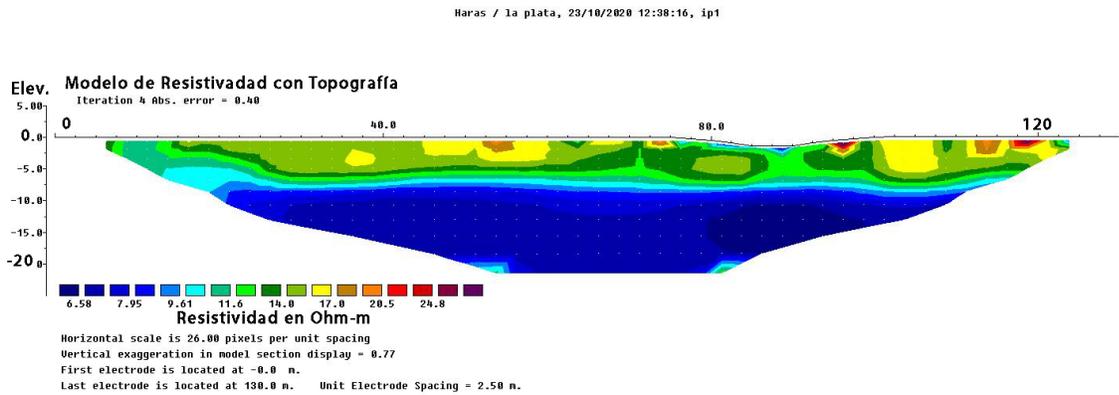


Figura 7.4: El modelo de resistividades verdaderas para el relevamiento “Larga haras El Firmamento” con topografía.

7.1.2. Tomografía Eléctrica corta haras El Firmamento Arroyo Carnaval

En esta tomografía se decide focalizar en la zona del arroyo para tener una mejor resolución de lo que sucede por debajo de éste y para poder observarlo con más detalle. Esto se logra reduciendo tanto la distancia interelectródica como el largo del tendido a la mitad.

Se observa en ésta, que los primeros metros presentan una variación lateral de resistividades marcada y heterogénea, con las capas someras más resistivas y a medida que se aleja del arroyo, se encuentra un descenso paulatino de las resistividades. La zona de menor resistividad, por debajo del arroyo, no supera los 2 metros de profundidad desde la superficie y recién vuelve a alcanzar estos valores a los 9 metros de profundidad, teniendo un aumento abrupto de las profundidades para luego tener un descenso paulatino, como se observa en la figura 7.5. El rango de resistividades que se observa también es acotado dado que el valor más pequeño obtenido es de 6.4 ohm-m y el mayor apenas supera los 21 ohm-m. El error medio cuadrático es del 1.3%. Y todos los resultados son congruentes con los valores de la tomografía anterior.

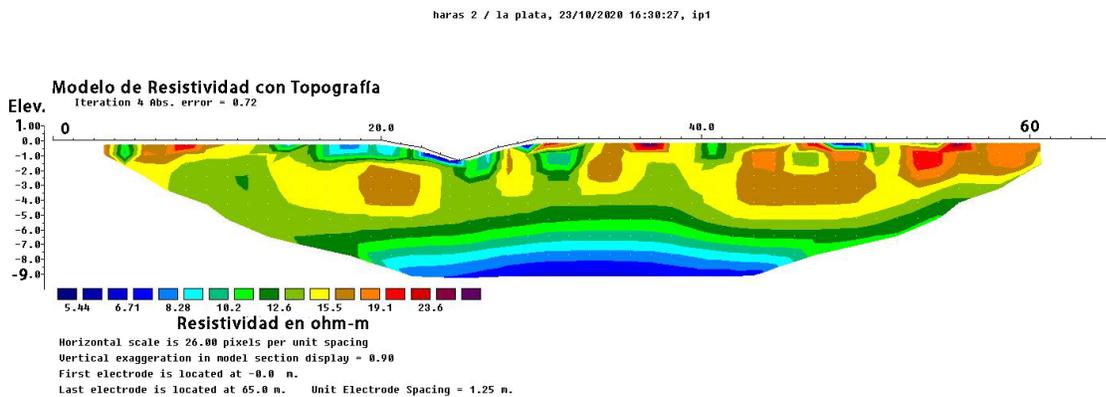


Figura 7.5: El modelo de resistividades verdaderas para el relevamiento “corta haras El Firmamento” con topografía.

7.1.3. Tomografía Sísmica haras El Firmamento Arroyo Carnaval

El modelo obtenido con el método sísmico encuentra al menos tres capas. El resultado muestra un perfil de velocidades crecientes en profundidad. Los sedimentos no consolidados a ligeramente consolidados constituyen la primera capa, se les pueden atribuir una velocidad de propagación de 200 m/s y un espesor de aproximadamente 2 metros, esta primera capa sigue con bastante similitud a la topografía del terreno. Luego, se observa hasta los 9 metros de profundidad una capa de velocidad mayor (1100 m/s). La última capa alcanzada se ubica próxima a los 9 metros y presenta una V_p de 1600 m/s. La tomografía sísmica obtenida presenta un error medio cuadrático levemente superior al conveniente para este tipo de ensayos, con un valor de RMS igual a 5.64%, siendo el ideal teórico no mayor a 5%.

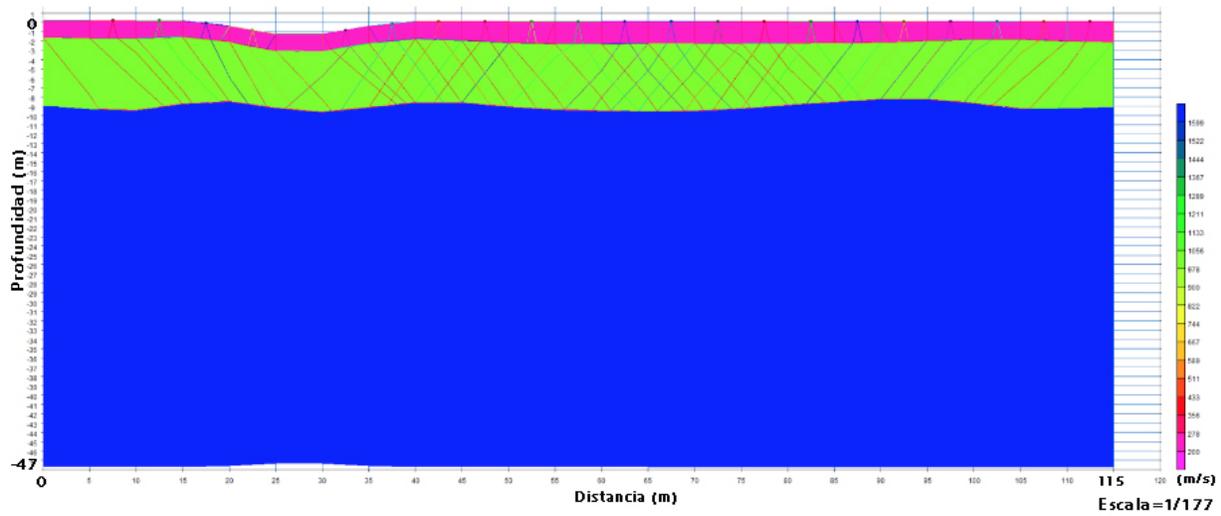


Figura 7.6: Modelo de velocidades sísmicas con topografía para el relevamiento “haras El Firmamento”.

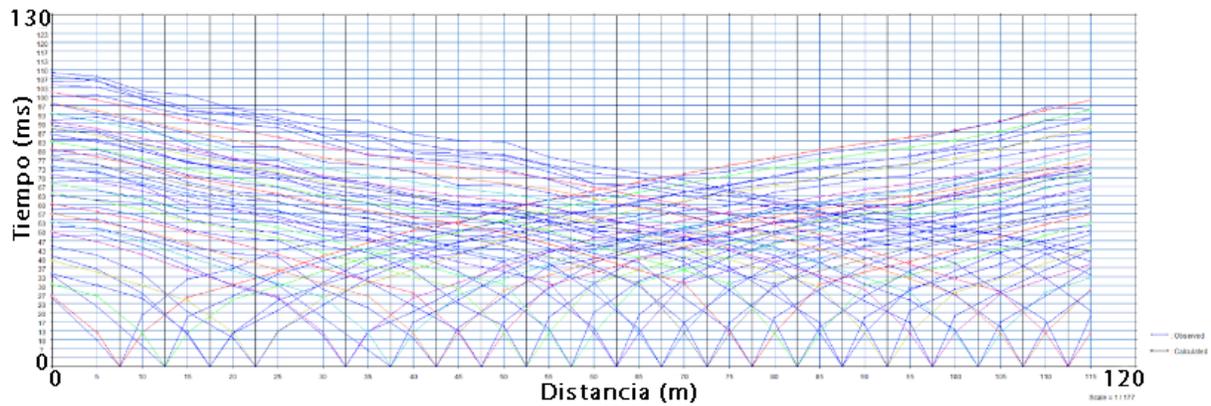


Figura 7.7: Gráfica de tiempos de viaje de cada rayo para el relevamiento “haras El Firmamento”.

7.1.4. Tomografía Eléctrica larga Puente Ferrocarril Arroyo Espinillo

Las tomografías denominadas “Puente Ferrocarril” se realizaron en una zona rural, a unos 3,19 km de la localidad de Julio Ardití, en el Partido de Magdalena, Provincia de Buenos Aires, Argentina.



Figura 7.8: Ubicación del relevamiento realizado (imagen satelital de Google Earth). La tomografía se realizó en sentido perpendicular al arroyo Espinillo.

En estas tomografías, se observa una menor variación lateral de resistividades, tanto en las primeras capas como en toda la tomografía en general. Las capas más someras presentan una meteorización que no supera los 2 m. Los valores más bajos de resistividad sobre el arroyo se encuentran cercanos a los 5 ohm-m. Y a los 7 metros en profundidad se hallan los valores más altos de resistividades cercanos a los 15 ohm-m, los cuales presentan un cambio abrupto. Las resistividades más altas podrían asociarse al sedimento arenoso no saturado. Por debajo de éstos, a una profundidad de unos 17,5 m, se vuelve a percibir de manera más paulatina un aumento de las resistividades para llegar a valores de 7,5 ohm-m. Este comportamiento es similar a las tomografías del haras “El Firmamento”.

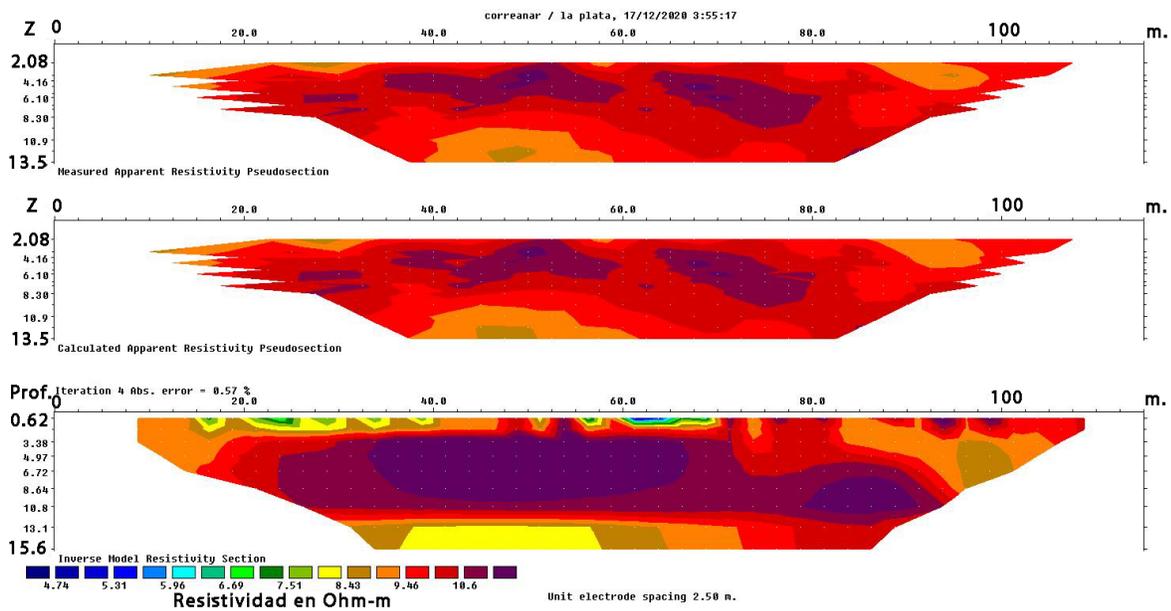


Figura 7.9: a) Pseudosección de resistividades aparentes observadas en el campo. b) La pseudosección calculada. c) El modelo de resistividades verdaderas para el relevamiento “larga Puente Ferrocarril”.

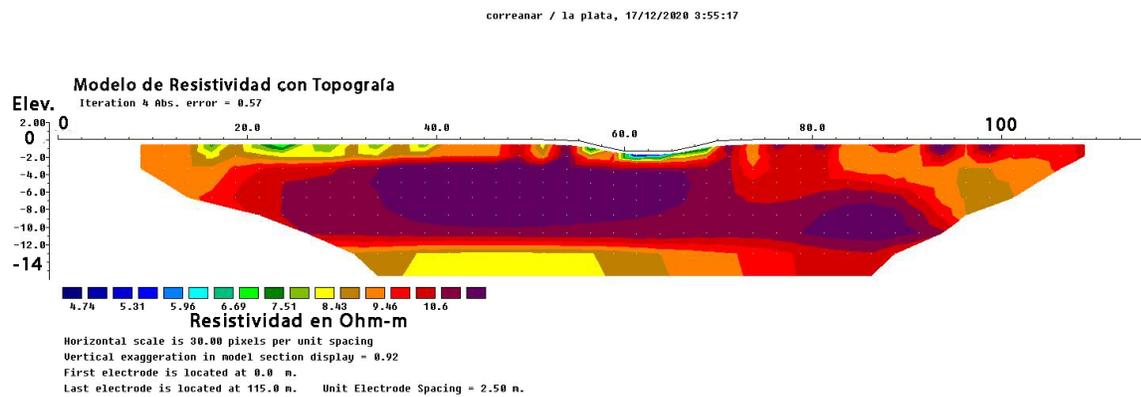


Figura 7.10: c) El modelo de resistividades verdaderas para el relevamiento “larga Puente Ferrocarril ” con topografía.

7.1.5. Tomografía Eléctrica corta Puente Ferrocarril Arroyo Espinillo

Estas tomografías tienen un largo menor, con el fin de obtener mayor detalle de la zona más cercana al arroyo. Puede observarse una primera capa con una variación lateral marcada y con pequeños cúmulos con resistividades en aumento hacia su centro. Si bien estas heterogeneidades están presentes a lo largo de toda la capa más meteorizada, sus diferencias de resistividad no superan el ohm-m. Por ende, si la resolución de nuestra escala de colores hubiese sido menos detallada, ésta sería parte de una sola capa homogénea.

La zona justo debajo del arroyo presenta valores de resistividades altos en su centro y va disminuyendo a medida que aumenta la profundidad. Esto se debe a que es común obtener valores de resistividades altos para el agua dulce sin ningún sustrato, como ocurre en el arroyo Espinillo. Como se puede observar en la figura 2.10, el agua suele presentar valores del orden de los 40 ohm-m de resistividad, mientras que las arcillas saturadas en agua en el fondo del arroyo presentan valores de resistividades menores. La presencia de un electrodo de medición justo en el medio del arroyo, sobre el agua dulce que éste contiene, provocó los altos valores de resistividades. Este fenómeno no es observado en la tomografía larga, debido a dos factores principales. El primero reside en que la distancia interelectrónica de 5 metros de la tirada larga hace que esta zona no entre en la resolución del relevamiento (la capa con agua dulce no supera el metro y medio de espesor) con el dispositivo dipolo-dipolo. Y el segundo factor, por el cual no se puede observar este fenómeno en la tomografía larga, se debe a que en ésta no se encontraba un electrodo que cayese justo en el medio del arroyo.

En el resto de la tomografía se puede ver un aumento suave de las resistividades, hasta los 10 ohm-m, para luego tener un descenso igual de paulatino, llegando a los 6 ohm-m. El rango de resistividades que se observa también es acotado, dado que el valor más pequeño obtenido es de 6.4 ohm-m y el mayor apenas supera los 21 ohm-m, excluyendo la zona del arroyo por lo antes mencionado. El error medio cuadrático es del 1.3%.

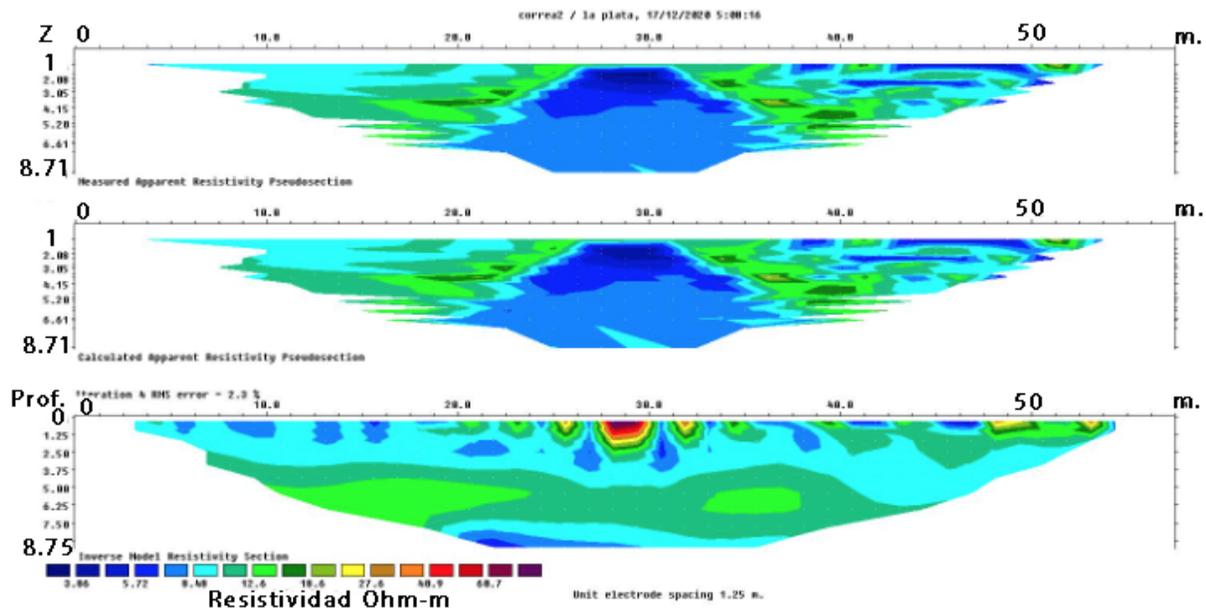


Figura 7.11: a) Pseudosección de resistividades aparentes observadas en el campo. b) La pseudosección calculada. c) El modelo de resistividades verdaderas para el relevamiento “corta Puente Ferrocarril”.

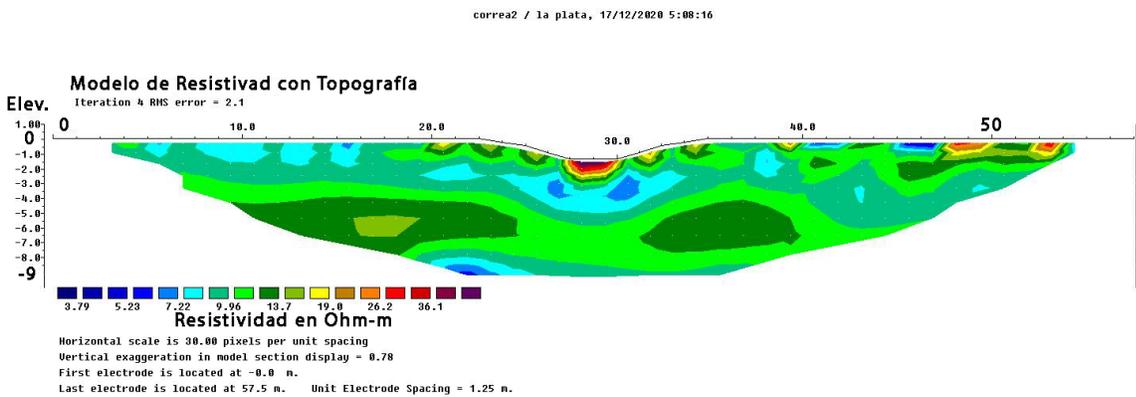


Figura 7.12: El modelo de resistividades verdaderas para el relevamiento “corta Puente Ferrocarril” con topografía.

7.1.6. Tomografía Sísmica Puente Ferrocarril Arroyo Espinillo

El modelo obtenido con el método sísmico también encuentra al menos 2 capas. El resultado muestra un perfil de velocidades crecientes en profundidad. Los sedimentos de la primera capa presentan una velocidad de propagación de 200 m/s y un espesor de aproximadamente 2 m, éstos no siguen la topografía del terreno y se hacen más angostos en las cercanías del arroyo. Luego, se observa una capa de velocidad mayor (1100 m/s).

Si bien estos resultados, pareciesen indicar una mayor similitud para un caso en que el nivel freático está más cerca de aflorar en los causes del arroyo, lo cierto es que este régimen todavía no se ve con claridad. Sigue habiendo una separación marcada entre las diferentes capas. Y, si bien la poca precipitación previa a los días de la medición pudo haber afectado, se debería contar con un análisis más prolongado en el tiempo para poder confirmar o negar estas hipótesis.

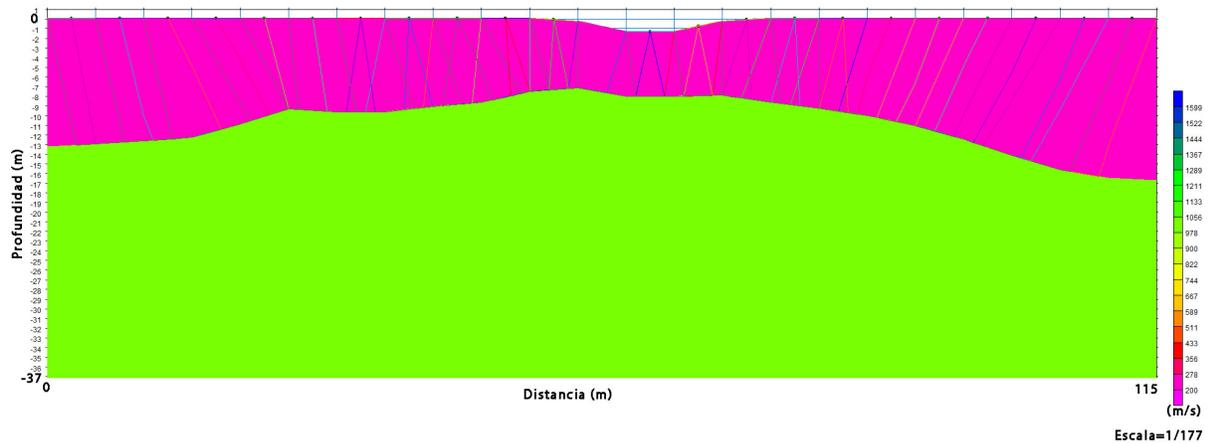


Figura 7.13: *Modelo de velocidades sísmicas con topografía para el relevamiento del haras “Puente Ferrocarril”.*

La tomografía sísmica obtenida presenta un error medio cuadrático superior al conveniente para este tipo de ensayos, con un valor de RMS de 17.64 %, siendo ampliamente mayor al límite de 5 %. Sin embargo, al contar con sondeos directos se puede comprobar que los límites y transiciones de los estratos concuerdan con los obtenidos por los métodos tradicionales.

7.2. Análisis general de los resultados

En general, se puede distinguir un mismo patrón para las dos tomografías realizadas. Ambas presentan un rango de resistividades bajas a lo largo de toda la sección, con una máxima de 20 ohm-m y una mínima que no supera los 5 ohm-m.

Tanto los modelos de resistividad eléctrica y como de velocidad de propagación, muestran que los cambios en las propiedades físicas del subsuelo ocurren a profundidades similares, pudiendo reconocer al menos tres diferentes capas.

En las tomografías del haras se encuentra una primera capa delgada de aproximadamente 2 metros de espesor que presenta una V_p de 200 m/s, y resistividades heterogéneas de 5-15 ohm-m. Por debajo, se distingue una capa de unos 5 metros de espesor con velocidad de 1100 m/s y una resistividad de 10 a 14 ohm-m. La última capa presenta una V_p de 1600 m/s y unas resistividades en disminución respecto de la anterior (6-8 ohm-m). Estos estudios concuerdan con las representaciones de los modelos de subsuelo predominante de la región.

El análisis conjunto de los modelos sísmicos y eléctricos permite observar un cambio en el gradiente de velocidad, según la resistividad de la capa. Puede verse que las zonas más resistivas 15 ohm-m coinciden con una transición más abrupta de la velocidad de la onda P y, por el contrario, las zonas menos resistivas 5 ohm-m, presentan una transición de la velocidad de la onda P más suave. Como bien explica Kirsch (2006) el nivel freático produce un aumento brusco de V_p . En general, se observa que la velocidad de los sedimentos saturados aumenta hasta tres veces su valor en relación a los sedimentos no saturados. Esto es lo que se observa entre los 8 a 12 metros de profundidad en el perfil estudiado, y concuerda con los registros de nivel freático. Estos resultados permiten inferir que la zona no saturada presenta una V_p de 200m/s y una resistividad superior a los 15 ohm-m. El nivel freático se manifiesta como un brusco aumento de la velocidad y un descenso de la resistividad.

Se puede interpretar, a partir de los modelos propuestos, que la profundidad del nivel freático para esta zona se encuentra a una profundidad de 12 m, que no se correspondería con un sistema de recarga para una zona de bañado de desborde fluvial, en el que el nivel freático aflora en superficie, sino más bien el curso de agua se comporta como efluente en la sección estudiada en el momento de realizado el estudio.

Y en las tomografías del arroyo Espinillo se cuenta con una primera capa delgada de aproximadamente 2 metros de espesor, que presenta una V_p de 200 m/s, y una resistividad de 15 ohm-m. Por debajo, se distingue una capa de unos 8 metros de espesor con velocidad de 800 m/s y una resistividad de 5 a 7 ohm-m. La última capa presenta una V_p de 1400 m/s y una resistividad en aumento respecto de la anterior (10-15 ohm-m).

Puede observarse, por ejemplo, que en los primeros 2 a 3 metros aproximadamente de todas tomografías existe una capa superficial de resistividades de 10 ohm-m, y luego un descenso en profundidad a resistividades más bajas que no superan los 10 ohm-m.

Las resistividades no son constantes a lo largo de la sección, sino que por el contrario existen marcadas transiciones laterales y heterogeneidades en las capas más someras. Los sectores donde aumenta la resistencia indican el cambio hacia un sedimento de grano más grueso o textura arenosa.

Capítulo 8

Conclusiones

En este trabajo se propusieron dos objetivos principales: desde el punto de vista técnico se intentó evaluar la aplicabilidad de dos métodos geofísicos para estudiar la relación agua superficial-subterránea en un lugar representativo de un ambiente de llanura; y desde un punto de vista ambiental se buscó definir la interacción del curso principal de agua y el acuífero freático. Se midieron una tomografía sísmica y dos tomografías de resistividad eléctrica en el arroyo Carnaval en la cuenca Martín-Carnaval, del Partido de La Plata y en el arroyo Espinillo del Partido de Magdalena.

Los modelos obtenidos con ambos métodos coinciden al encontrar al menos tres capas: la primera de aproximadamente 3 metros de espesor de muy baja velocidad (200 m/s) y resistividad media (10-15 ohm-m). Luego, se observa hasta los 10 metros de profundidad una capa de velocidad mayor (800 m/s) y dentro de ella dos zonas con resistividades distintas, una superior de 4 a 8 metros de profundidad con resistividades de 5 (ohm-m) y una inferior de 12 ohm-m. La última capa alcanzada se ubica próxima a los 12 metros, presenta una V_p de 1400 m/s y una resistividad de 10-15 ohm-m.

Se espera que los casos estudiados y expuestos para la presente tesis (Carnaval y Espinillo) contribuyan también a una mejor comprensión de los bañados del desborde fluvial y a la relación que tienen las alteraciones geohidrológicas asociadas a la modificación del uso de la tierra, vinculada a los cultivos hortícolas, canalizaciones, impermeabilización y la sobre explotación del agua subterránea. Para los arroyos estudiados se cree que la presencia de agua en superficie es

intermitente y se asocia a las precipitaciones o al vertido de aguas residuales.

El nivel freático se encuentra profundo (>12 m) y no se considera que influya en el estado de los humedales del BDF ni tampoco en la calidad química del agua. La significativa explotación de agua subterránea podría originar la profundización de los niveles freáticos.

Ambos modelos fueron útiles para permitir la definición del comportamiento del curso de agua, que presentaría un carácter efluente en el sector analizado. El nivel freático se manifestó como un aumento brusco en la velocidad de propagación con relación a la zona no saturada.

En ninguno de los dos casos se registró un sistema de recarga entre los arroyos estudiados y el nivel freáticos, se esperaba ver una relación que pudiera ser originada por un afloramiento del nivel freático y una disminución local del gradiente hidráulico, lo que daría lugar a un ensanchamiento del curso de agua principal y la aparición de una red de microdrenaje que acompañe a este último. Sin embargo en los dos arroyos estudiados, en una zona rural y una periurbana, no existió una conexión entre el nivel freático y la zona de recarga del arroyo.

La técnica utilizada resulta adecuada para identificar estos recursos, siendo posible replicar los estudios en otras zonas con características hidrogeológicas similares.

El análisis integral de estos dos métodos permite caracterizar las capas que integran el subsuelo, y ayuda a hacer una interpretación más precisa cuando no se cuenta con información de otros métodos intrusivos como los cateos o las perforaciones.

Si bien es cierto que previo a las semanas de medición se registraron precipitaciones medias muy inferiores a los valores medios esperados, para poder entender definitivamente esta variable se debería contar con un análisis más prolongado en el tiempo, para poder monitorear en diferentes condiciones de precipitaciones.

Capítulo 9

Bibliografía

Abdul Nassir, S. S., Loke, M. H., Lee, C.Y. y Nawawi, M. N. M. (2001). Salt-water intrusion mapping by geoelectrical imaging surveys. *Geophysical Prospecting*, Volume 48, Issue 4.

Aki, K., Christoffersson, A. y Husebye, E. (1977). Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 82, 277-296.

Aki, K., y Reasenber, P. (1974). A precise, continuous measurement of seismic velocity for monitoring in situ stress, *J. Geophys. Res.*, 79(2), 399–406.

Andrews, R., Barker, R. y Loke, M.H. (1995). The application of electrical tomography in the study of the unsaturated zone in chalk at three sites in Cambridgeshire, United Kingdom. *J. Hidrol.*, 3, 17-31.

Archie, G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the AIME*, 146(01).

Auge M. e Hirata R. (2004). Vulnerabilidad a la contaminación por nitratos del acuífero puelche en la plata argentina.

Besson, A., Cousin, I., Richard, G. y Boizard, H. (2004). Structural heterogeneity characterization of the soil tilled layers by a 2D electrical resistivity prospecting. *Soil Till. Res.*, 79, 239-249.

Bregman, N. (1986). Tomographic inversion of crosshole seismic data, PhD thesis, Department of Physics, University of Toronto.

Bois, P., La Porte, M., Lavergne, M. y Thomas, G. (1972). Well-to-well seismic measurements, *Geophysics*, 37, 471-480.

Cerveny, V., Molotkov, I. A. y Pšenčík, I. (1977). Ray method in seismology. Univerzita Karlova.

Chander, R. (1975). On tracing seismic rays with specified end points, *1.Geophys.*, 41, 173-177.

Chapman, C.H. y Drummond, R. (1982). Body-Wave Seismograms in Inhomogeneous Media Using Maslov Asym-ptotic Theory. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 277-317.

Corwin, D.L. y Lesch, S.M. (2003). Application of soil electrical conductivity to precision agriculture: Theory, Principles and Guidelines. *Agron J* 95, 455-471.

Cterveng, V. I., Molotkov, A. y Pseneik, I. (1977). Ray Method in Seismology, University of Karlova, Prague, Czechoslovakia.

Dey, A. y Morrison, H. F. (1979). Resistivity modeling for arbitrarily shaped two- dimensional structures. *Geophysical Prospecting* (27), pp. 106-136.

Dietrich, S. (2013). Infiltración y recarga a través del suelo y zona no saturada en áreas de llanura. Caracterización en base a la aplicación de tomografía eléctrica y trazadores.

Edwards, L. S. (1977). A modified pseudosection for resistivity and IP. *Geophysics*. 42 (5).

Ewing, J. I. (1963). Elementary theory of seismic refraction and reflection measurements, in *The Sea*, 3, ed. Hill, M. N., pp.1-19, Interscience, New York.

Fawcett, J. A. y Clayton, R. W. (1984). Tomographic reconstruction of velocity anomalies. *Bulletin of the Seismological Society of America* 1984; 74 (6): 2201–2219.

Godoy, A. y Sarochar H. (2022). Análisis de temperaturas del verano 2021/2022 en La Plata Observatorio. Grupo de pronóstico meteorológico FCAG-UNLP.

Gómez, N., Rodrigues Capítulo, A., Colautti, D., Mariñelarena, A., Licursi, M., Cocheró, J., Armendariz, L., Maroñas, M., Donadelli, J., Jensen, R., García De Souza, J., Maiztegui, T., García, I., Sathicq, M. B., Suarez, J. y Cortese, B. (2016). La puesta en valor de los servicios ecosistémicos que ofrecen los arroyos de llanura como una medida de mitigación de las inundaciones: el caso del A° del Gato en el Partido de La Plata. En: Volpedo, A., de Cabo, L; Arreghini, S. y Fernández Cirelli, A. (Eds). Ecología y manejo de ecosistemas acuáticos pampeanos. Ciudad Autónoma de Buenos Aires.

Golub, G.H. y Van Loan, C.F. (1989). *Matrix Computations*. The Johns Hopkins University Press, Baltimore.

de Groot-Hedlin, C. y Constable, S. (1990). Occam's Inversion to Generate Smooth, Two-Dimensional Models from Magnetotelluric Data. *Geophysics*, 55, 1613-1624.

Gustavsson, M., Ivansson, S., Moreti, P. y Jorgen, P. (1986). Seismic borehole tomography-measurement system and field studies, *Proc. IEEE*, 74, 339-346.

Hagedoorn, J. G. (1959). The plus-minus methods of interpreting Seismic refraction sections. *Geophysical Prospecting*, 7: 158-182.

Hearn, T. M. y Clayton, R. W. (1986). Lateral velocity variations in southern California. I. Results for the upper crust from Pg waves, *Bull. Seism. SOC. Am.*, 76, 495-509.

Humphreys, E., Clayton, R. W. y Hager, B. H. (1984). A tomographic image of mantle structure beneath southern California, *Geophys. Res. Lett.*, 11, 625-627.

Ivansson, S. (1985). A study of methods for tomographic velocity estimation in the presence of low-velocity zones, *Geophysics*, 50, 969-988.

Ivansson, S. (1986). Seismic borehole tomography-theory and computational methods, *Proc. IEEE*, 74, 328-338.

Jones, I. F. (2010). Velocity estimation via ray-based tomography. *First break* volume 28, February (2010).

Julian, B. R. y Gubbins, D. (1977). Three-dimensional seismic ray tracing. *J. Geophys.*, 43, 95-113.

Kanasewich, E. R. y Chiu, S. K. (1985). Least-squares inversion of spatial seismic refraction data, *Bull. seism. SOC. A. m.*, 75, 865-880.

Kirshc, R. (2006). *Groundwater Geophysics. A tool for hydrogeology.* Springer Berlin Heidelberg New York. ISBN 10 3-540-29383-3, p.493.

Kruse, E. y Zimmermann, E. (2002). Hidrogeología de Grandes Llanuras. Particularidades en la Llanura Pampeana (Argentina). In: Workshop publication on Groundwater and Human Development (pp. 2025-2038). Mar del Plata: XXXII IAH Congress.

Kruse, E. y Laurencena, P. (2005). Aguas superficiales. Relación con el régimen subterráneo y fenómenos de anegamiento. En: Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino - Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. (pp. 313-326).

Lanczos, C. (1961). *Linear Differential Operators*, Van Nostrand, London.

Lissa, S., Perdomo, S., Valeff, E., Lorenzo D., Ainchil, J. (2017). Resultados preliminares del estudio de la relación agua superficial-subterránea mediante tomografía sísmica y eléctrica en un curso de agua de la cuenca Martín-Carnaval, La Plata.

Loke, M. H. (2004). Tutorial 2D and 3D electrical imaging surveys.

Loke, M. H. y Barker, R. D. (1995). Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudo-sections using a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.

Lytle, R. J. y Dines, K. A. (1980). Iterative ray tracing between boreholes for underground image reconstruction, *IEEE Tram. Geosci. remote Sensing*, GE-18, 234-240.

Marquardt, D. W. (1970). Generalized Inverses, Ridge Regression, Biased Linear Estimation, and Nonlinear Estimation. *Technometrics*, 12, 591-612.

Mastrocicco, M., Vignoli, G., Colombani, N. y Zeid, N. A. (2010). Surface electrical resistivity

tomography and hydrogeological characterization to constrain groundwater flow modeling in an agricultural field site near Ferrara (Italy). *Environmental Earth Sciences*, 61(2).

McMechan, G. A. (1983). Migration by Extrapolation of Time-Dependent Boundary Values, *Geophysical Prospecting* 31,413-420.

Nakanishi, I. (1985). Three-dimensional structure beneath the Hokkaido Tohoku region as derived from a tomographic inversion of p-arrival times, *J. Phys. Earth*, 33, 241-256.

Orellana, E. (1982). *Prospección geoelectrica en corriente continua*. Madrid, España.

Özdoğan, Y. (2015). *Seismic Data Processing*.

Palmer, D. y Burke, K. B. S. (1980). The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. Tulsa, Okla: Society of Exploration Geophysicists.

Pavlis, G. L. (1986). Geotomography using refraction fan shots. 1. *geophys. Res.*, 91, 6522-6534.

Perdomo, S., Ainchil, J., Kruse, E., Nigro, J., Tessone, M., Lagos, S. y Pensa, M. (2013). Resistividad eléctrica y cargabilidad del acuífero Puelche en La Plata, Provincia de Buenos Aires, VIII Congreso de Hidrogeología.

Perdomo, S., Carretero, S., Ainchil, J. y Kruse, E. (2011). Caracterización geoelectrica en lentes de agua dulce de la zona costera oriental de la Provincia de Buenos Aires. Argentina. Buenos Aires. Congreso. VII Congreso de Hidrogeología.

Perdomo, S., Rodríguez Capítulo, L., Kruse, E. y Ainchil, J. (2013). Aplicación de tomografías eléctricas en la configuración del acuífero costero en un sector oriental de la Prov. de Buenos Aires, VIII Congreso de Hidrogeología.

Peterson, J. E., Paulsson, B. N. P. y McEvelly, T. V. (1985). Applications of algebraic reconstruction techniques to cross-hole seismic data, *Geophysics*, 50.

Radcliff, R. D., Balanis, C. A. y Hill, H. W. Jr. (1984). A stable geotomography technique for refractive media, *IEEE Tram. Geosci. Remote Sensing*, GE-22, 698-703.

Redpath, B. B. (1973). Seismic Refraction Exploration for Engineering Site Investigations. Technical Report E-73-4, US Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksbury, MS.

RES2DINvx64 ver. 4.05 with multi-core and64-bit support Manual. (2015). www.geotomosoft.com
GEOTOMO SOFTWARE PTY LTD.

Revil, A., Karaoulis, T., Johnson, A. y Kemna, T. (2012). Review: Some low-frequency electrical methods for subsurface characterization and monitoring in hydrogeology. *Hydrogeology Journal* (20), pp. 617-658.

Rinaldi, V., Ibarra, H. y Viguera, R. (2016). Aplicación de la tomografía sísmica para la detección de fallas estructurales en una formación terciaria.

Rodrigues Capítulo, L., Kruse, E. y Gómez, N. (2020). Los bañados de desborde fluvial: Una mirada desde la geohidrología. ISSN 1668-4869.

Ruiz de Galarreta, V. A., Hernández, M. y González, N. (1997). Hidrodinámica de la zona no saturada en el Parque Ecológico, Municipalidad de La Plata, Pcia. De Buenos Aires, Argentina. Actas del III Seminario Hispano-Argentino sobre temas actuales de hidrología subterránea.

Samouëlian, A., Cousin, I., Richard, G., Tabbagh, A. y Bruand, A. (2003). Electrical resistivity imaging for detecting soil cracking at the centimetric scale. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67, 1319-1326.

Sasaki, Y. (1992). Resolution of Resistivity Tomography Inferred from Numerical Simulation. *Geophysical Prospecting*, 40, 453-464.

Schwartz, B. F., Schreiber, M. E. y Yan, T. (2008). Quantifying field-scale soil moisture using electrical resistivity imaging. *J. Hydrol.*, 362, 234-246.

SeisImager/2DTM Manual Version 3.3. (2009). <http://epsc.wustl.edu/epsc454/manuals-/SeisImager2DManualv3.3.pdf>

Sharma, P. V. (1997). Environmental and engineering geophysics. Cambridge: Cambridge University Press.

Stummer, P., Maurer, H. y Green, A.G. (2004). Experimental design: Electrical resistivity data sets that provide optimum subsurface information. *Geophysics*, 69, 120-139.

Van der Sluis, A. y van der Vorst, H. A. (1987). Numerical solution of large, sparse linear algebraic systems arising from tomographic problems, in *Seismic Tomography*, ed. Nolet, G., pp. 49-83, Reidel, Dordrecht.

Velis, D. (2020). *Métodos Sísmicos de Prospección. Notas de Clase.*

Wiggins, R. A. (1972). The general linear inverse problem: Implication of surface waves and free oscillations for Earth structure, *Rev. Geophys.*, 10(1), 251– 285.

White, D. J. (1989). *Geophysical Journal* 97, 223-245 Two-dimensional seismic refraction tomography.

Whittall, K. P. y Clowes, R. M. (1979). A simple, efficient method for the calculation of travel times and ray paths in laterally inhomogeneous media, 1. *Can. SOC. exp. Geophys.*, 15, 21-29.

Wong, J., Hurley, P. y West, G. F. (1983). Crosshole seismology and seismic imaging in crystalline rocks, *Geophys. Res. Len.*, 10, 686-689.