

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

ESTUDIO DEL NIVEL FREÁTICO POR MEDIO DE PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA

Por MARÍA JOSÉ ORÓSTICA SEPÚLVEDA

Tesis presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Concepción para optar al título profesional de Geofísico. Profesor guía: Jaime Arturo Belmonte-Pool Villanueva

> Septiembre, 2017 Concepción, Chile

Hoja de Calificaciones

Arturo Belmonte	
Dante Figueroa	
Alejandro Urrutia	

Tabla de contenidos

Re	Resumen				
A	grade	ecimie	ntos	XI	
1.	Intr	oducci	ión	1	
	1.1.	Hipóte	esis	5	
		1.1.1.	Objetivos	5	
	1.2.	Estruc	etura	5	
2.	Mai	co Te	órico	6	
	2.1.	Prospe	ección Geoeléctrica	6	
		2.1.1.	Marco general	6	
		2.1.2.	Formulación Modelo de una capa	8	
		2.1.3.	Tipos de arreglos	16	
			Arreglo Wenner	16	
			Arreglo Schlumberger (gradiente)	17	
			Arreglo Polo dipolo (tres puntos)	19	
			Arreglo doble dipolo (dipolo-dipolo)	20	
		2.1.4.	Tipos de prospección	20	
			Perfilamiento Horizontal	20	
			Sondeo Vertical (SEV)	21	
		2.1.5.	Medios estratificados, cortes geoeléctricos	22	
	2.2.	Parám	netros de Dar Zarrouk	25	
		2.2.1.	Resistencia transversal unitaria	26	
		2.2.2.	Conductancia longitudinal	26	
		2.2.3.	Triple especificación de los cortes geoeléctricos	27	
		2.2.4.	Principio de equivalencia de los Parámetros de Dar Zarrouk .	27	
		2.2.5.	Principio de supresión	29	
	2.3.	Introd	lucción a la hidrogeología	29	
		2.3.1.	Ciclo Hidrológico	29	
		2.3.2.	Precipitación, evaporación, escurrimiento superficial y sub-		
			terráneo	30	

		2.3.3.	Reservorios en el ciclo hidrológico							31
		2.3.4.	Recarga del agua subterránea por precipita	ción			•	• •	•	31
3.	Zon	a de es	studio							33
	3.1.	Ubicac	ción							33
		3.1.1.	Descripción del lugar							35
			Predio Sub-estación							35
			Predio Mástil							36
		3.1.2.	Cómo llegar							37
	3.2.	Geolog	zía							37
	3.3.	Geom	orfología							39
	3.4.	Hidrog	geología e Hidrología							41
	3.5.	Clima					•			42
4.	Met	odolog	gía							44
	4.1.	Metod	ología de trabajo							44
		4.1.1.	Procedimiento para determinar Nivel Freáti	ico us	ado	con	10	re-	-	
			ferencia							45
	4.2.	Instru	mentación requerida							46
	4.3.	Procee	limiento en terrreno				•			48
5.	Res	ultado	s y análisis							49
	5.1.	Elevac	ión							49
	5.2.	Predio	Sub-estación							50
	5.3.	Predio	Mástil							59
	5.4.	Anális	is de resultados				•			65
6.	Con	clusio	nes							71
A.	Tab	las de	Datos							74
в.	Pro	blema	Inverso							80

Índice de figuras

1.1. Variación de la resistividad de distintas rocas y minerales [Orellana, 1972]. 2
1.2. Esquema de la hidrodinámica del agua subterráne a $\ \ldots\ \ldots\ \ldots\ 4$
2.1. Fuente puntual de corriente bajo un suelo homogéneo e isotrópico
[Telford et al., 1990].
2.2. Fuente puntual de corriente en la superficie de un suelo homogéneo e
isotrópico [Telford <i>et al.</i> , 1990]
2.3. Dos fuentes puntuales de corriente en la superficie de un suelo ho-
mogéneo e isotrópico [Telford <i>et al.</i> , 1990]
2.4. Dos electrodos de corriente y dos de potencial en superficie, suelo
homogéneo e isotrópico de resistividad ρ [Telford <i>et al.</i> , 1990] 11
2.5. Diagrama óptico de una interfaz entre dos medios de diferente re-
sistividad (a) caso general (b) caso P_1 y P_2 en la misma posición.
[Burger, 1992]
2.6. Diagrama óptico de una capa de resistividad ρ_1 entre dos semi-espacios
ρ_0 y ρ_2 . En azul el camino real, en negro el virtual. [Burger, 1992] 14
2.7. Diagrama óptico de una doble reflexión del rayo en la capa. En azul
el camino real, en negro el virtual. [Burger, 1992]
2.8. Arreglo de electrodos Wenner
2.9. Arreglo de electrodos Schlumberger
2.10. Construcción de una curva completa de sondeo vertical para Schlum-
berger (línea punteada) del solapamiento de los segmentos obtenidos
usando distinta separación del los electrodos interiores [Milsom, 2007] 18
2.11. Arreglo de electrodos Polo-Dipolo
2.12. Arreglo de electrodos Dipolo-Dipolo
2.13. Corte geoeléctrico estratificado y su notación [Orellana, 1972] 22
2.14. Curvas de resistividad para cortes geoeléctricos. Nomenclatura de los
tipos de cortes [Orellana, 1972]. \ldots 23
2.15. Prisma para la definición de los parámetros de Dar Zarrouk [Orellana, 1972]. 25
2.16. Esquema de escurrimiento superficial y subterráneo, interflujo e infil-
tración [Werner, 1996] $\ldots \ldots 30$
2.17. Relatividad de permeabilidades [Werner, 1996] $\ldots \ldots \ldots \ldots 32$

3.1.	Ubicación de los predios de interés.	34
3.2.	Fotografías del predio Sub-estación	35
3.3.	Fotografías del lugar de medición y ubicación del mástil meteorológico.	36
3.4.	Rutas para llegar a los lugares de medición	38
3.5.	Mapa geológico regional.	39
3.6.	Geomorfología de la región de la Araucanía. Las unidades morfoes-	
	tructurales que se observan corresponden a: 1. Planicies Litorales. 2.	
	Cordillera de la Costa. 3. Depresión central. 4. Precordillera. 5. Cor-	
	dillera Andina. [Börgel, 1983]	40
3.7.	Cuenca hidrográfica del Biobio [Foundation, 2012]	41
3.8.	Climograma para la zona de estudio. [KAITEK, 2014]	42
3.9.	Clasificación climática, zona centro-sur de Chile [Rioseco y Tesser, 2017].	43
4.1.	Instrumentos utilizados en terreno. Se puede apreciar el medidor digi-	
	tal de tierras AEMC, rollos de cable, una estaca, electrodos y huincha.	47
51	Ubicación de puntos de interés y puntos prospectados en el Predio	
J.1.	Subostación	50
59	Orientación de las modiciones 1.1×1.2	50 51
5.2. 5.3	(a) $y_1(a)$ Curva da registividad aparanta: (b) $y_1(a)$ corta goológtrico	51
0.0.	obtenido para el punto 1-1 y 1-2 a partir del software IP2Win (azul	
	v cian) v modelo de una cana (rojo)	52
5.4	(a) Curva de resistividad aparente y (b) corte geoeléctrico obtenido	02
0.1.	para el punto 2 a partir del software IP2Win (azul y cian) y modelo	
	de una capa (roio).	53
5.5.	(a) Curva de resistividad aparente y (b) corte geoeléctrico obtenido	
	para el punto 3 a partir del software IP2Win (azul v cian) v modelo	
	de una capa (rojo).	54
5.6.	(a) Curva de resistividad aparente y (b) corte geoeléctrico obtenido	
	para el punto 4 a partir del software IP2Win (azul y cian) y modelo	
	de una capa (rojo).	55
5.7.	(a) Curva de resistividad aparente y (b) corte geoeléctrico obtenido	
	para el punto 5 a partir del software IP2Win (azul y cian) y modelo	
	de una capa (rojo).	56
5.8.	Orientación del perfil obtenido y su corte geoeléctrico	58
5.9.	Ubicación de puntos de interés y puntos prospectados en el Predio	
	Mástil	59
5.10.	(a) Curva de resistividad aparente y (b) corte geoeléctrico obtenido	
	para el punto 6 a partir del software IP2Win (azul y cian) y modelo	
	de una capa (rojo).	60

5.11. (a) Curva de resistividad aparente y (b) corte geoeléctrico obtenido para el punto 7 a partir del software IP2Win (azul y cian) y modelo de una capa (rojo)	61
5.12. (a) Curva de resistividad aparente y (b) corte geoeléctrico obtenido para el punto 8 a partir del software IP2Win (azul y cian) y modelo	
de una capa (rojo).	62
5.13. (a) Curva de resistividad aparente y (b) corte geoeléctrico obtenido para el punto 9 a partir del software IP2Win (azul y cian) y modelo	
de una capa (rojo)	63
5.14. (a) Curva de resistividad aparente y (b) corte geoeléctrico obtenido	
para el punto 10 a partir del software IP2Win (azul y cian) y modelo	
de una capa (rojo)	64
5.15. Orientación de los perfiles	65
5.16. Esquema de resistividades obtenido para los perfiles $2 \ge 3$	66
5.17. Curva de resistividad aparente y curva sintética para (a) modelo	
IPI2Win y (b) modelo de una capa para el punto 1 (SG4). \ldots \ldots	67
5.18. Curva de resistividad aparente y curva sintética para (a) modelo	
IPI2Win y (b) modelo de una capa para el punto 3 (SG5). \ldots	68
5.19. Curva de resistividad aparente y curva sintética para (a) modelo	
IPI2Win y (b) modelo de una capa para el punto 5 (SG6). \ldots	68
5.20. Curva de resistividad aparente y curva sintética para (a) modelo	
IPI2Win y (b) modelo de una capa para el punto 6 (ubicado a 50 $$	
m de SG13) y (c) modelo IPI2Win y (d) modelo de una capa para el	
punto 9 (ubicado a 20 m de SG14) $\ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots$	70

Índice de tablas

1.1.	Resistividad de rocas y minerales comunes [Milsom, 2007]	3
2.1.	Reservorios en el ciclo hidrológico [Werner, 1996]	31
3.1.	Ubicación de los puntos (Datum WGS84, USO -18). Profundidad de nivel freático esperado en el predio subestación y en el predio mástil. [KAITEK, 2017]	34
5.1.	Diferencia en la elevación de los puntos recopilados de archivo con curvas de nivel (Campaña LIDAR) y Google Earth.	50
5.2.	Valores de resistividad y espesor para cada capa del corte geoeléctrico obtenido para los puntos 1.1 y 1.2. Además, se presentan los paráme-	
5.3.	tros de resistencia transversal (T) y conductancia longitudinal (S) Valores de resistividad y espesor para cada capa del corte geoeléctrico	53
	obtenido para el punto 2. Además, se presentan los parámetros de resistencia transversal (T) y conductancia longitudinal (S)	54
5.4.	Valores de resistividad y espesor para cada capa del corte geoeléctrico obtenido para el punto 3. Además, se presentan los parámetros de	
5.5.	resistencia transversal (T) y conductancia longitudinal (S) Valores de resistividad y espesor para cada capa del corte geoeléctrico	55
	obtenido para el punto 4. Además, se presentan los parámetros de resistencia transversal (T) y conductancia longitudinal (S)	56
5.6.	Valores de resistividad y espesor para cada capa del corte geoeléctrico obtenido para el punto 5. Además, se presentan los parámetros de	
5.7.	resistencia transversal (T) y conductancia longitudinal (S) Valores de resistividad y espesor para cada capa del corte geoeléctrico	57
	obtenido para el punto 6. Además, se presentan los parámetros de resistencia transversal (T) y conductancia longitudinal (S).	60
5.8.	Valores de resistividad y espesor para cada capa del corte geoeléctrico obtenido para el punto 7. Además, se presentan los parámetros de	
	resistencia transversal (T) y conductancia longitudinal (S)	61

5.9. Valores de resistividad y espesor para cada capa del corte geoeléctrico	
obtenido para el punto 8. Además, se presentan los parámetros de	
resistencia transversal (T) v conductancia longitudinal (S).	62
5 10 Valores de resistividad y espesor para cada capa del corte geoeléctrico	-
obtanido para al punto 0. Adamás, se presentan los parámetros de	
bottemato para el punto 9. Ademas, se presentan los parametros de	62
resistencia transversal (1) y conductancia longitudinal (5)	05
5.11. Valores de resistividad y espesor para cada capa del corte geoelèctrico	
obtenido para el punto 10. Además, se presentan los parámetros de	
resistencia transversal (T) y conductancia longitudinal (S). \ldots \ldots	64
5.12. Profundidad de nivel freático esperada (ver sección 4.1.1) y obtenida	
en el predio de la subestación.	65
5.13. Profundidad de nivel freático esperada y obtenida para puntos en el	
predio del mástil	67
	01
A.1. SEV 1.1, en punto SG4	74
A.2. SEV 1.2, punto SG4	75
A.3. SEV 3, en punto SG5	75
A.4. SEV 5. en punto SG6	76
A.5. SEV 4. entre puntos SG5 v SG6	76
A 6 SEV 2 entre puntos SG4 y SG5	77
A 7 SEV 6 corcano a punto SC13	77
A.1. SEV 0, certailo a punto SG15 \dots	70
A.8. SEV $($, a 100 m de SG13	18
A.9. SEV 8, a 200 m de SG13	78
A.10.SEV 9, cercano a punto SG14	79
A.11.SEV 10, en el mismo predio, pero al bajar el monte	79

Resumen

En el presente trabajo, se utiliza prospección geoeléctrica aplicando Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) por medio del arreglo Schlumberger, a fin de obtener perfiles de resistividad del subsuelo y con estos, caracterizar el nivel freático en un sector. El sector de estudio corresponde a una zona rural de la comuna de Renaico, ubicada en la Región de la Araucanía, Chile. Se busca resultados para 5 puntos distribuidos en dos emplazamientos, realizando mediciones en los alrededores de los puntos de interés. Los resultados obtenidos de las mediciones son procesados por medio del software IPI2Win y una rutina Matlab, en la que se desarrolla un modelo de una capa de resistividad. Los resultados anteriormente obtenidos son, a su vez, comparados con modelaciones de nivel freático, obtenidas a partir de mediciones en pozos cercanos y el cálculo de isovetas en el contexto de una Declaración de Impacto Ambiental (DIA). Los resultados en los 5 puntos de interés es satisfactorio en 3 de ellos, más en los 2 puntos restantes se puede estudiar el alcance real del equipo utilizado, considerando que para profundidades sobre 20 m la fiabilidad de las mediciones se reduce. El método de una capa presenta, en general, presenta resultados satisfactorios, pero también se presentan casos en que la diferencia de la capa superficial y la capa subyacente no permiten que el modelo logre captar la profundidad real en que se encuentra el sustrato con mayor contenido de humedad.

Agradecimientos

Agradezco a Dios, porque en Él confío. A mis padres por su apoyo incondicional; a Héctor por su compañía y extraña forma de darme ánimo; al cuerpo académico del Dgeo, por la base de conocimiento entregada; a Abraham, Héctor y Felipe por su apoyo en terreno; a Consorcio Eólico por aportar con la idea para este trabajo y su apoyo para la realización de éste.

Capítulo 1 Introducción

Un asunto que siempre causa curiosidad es saber qué hay bajo nuestros pies, y a pesar de que lo primero que se viene a la cabeza es "tierra", luego nos damos cuenta de que eso es una de las tantas cosas que se pueden encontrar, ya que cuando se encuentra la persona en frente de una excavación, por muy somera que ésta sea, es posible ver que existe, además de tierra, raíces, animales pequeños, rocas de distintos colores, objetos perdidos, entre otros. Para este fin existe la Geofísica, ya que es una ciencia que busca determinar la composición interior y estructura de un cuerpo, y la naturaleza de los procesos que producen las características que se observan en la superficie de dicho cuerpo [Matzner, 2001].

Una forma de conocer las características del subsuelo es a través de los métodos geoeléctricos, los cuales estudian la distribución en profundidad de alguna magnitud electromagnética por medio de mediciones efectuadas en la superficie, comúnmente la distribución de resistividad eléctrica, por tanto también son llamados "métodos resistivos". La resistividad es una medida de la oposición de un cuerpo al flujo de corriente eléctrica; es una de las magnitudes físicas de mayor variación como se puede ver en la Figura 1.1 y la Tabla 1.1; una prueba de ésto es que el poliestireno supera en 23 órdenes de magnitud a la resistividad del cobre, lo que se debe a distintas variables y mecanismos, tales como: la estructura del cuerpo, la temperatura, el contenido de impurezas y la interacción entre los compuestos del cuerpo, entre otros.

Este tipo de prospección es ampliamente utilizado para

- Investigaciones tectónicas para la búsqueda de petróleo.
- Estudios para localización de agua subterráneas.
- Estudios de cuencas carboníferas.
- Localización y cubicación aproximada de materiales de construcción.
- Localización de yacimientos de minerales, especialmente menas metálicas.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

• Estudios arqueológicos.



Figura 1.1: Variación de la resistividad de distintas rocas y minerales [Orellana, 1972].

En este caso interesa la aplicación de éstos métodos para la localización de aguas subterráneas. Esta aplicación se da gracias a la gran dependencia de la resistividad al contenido de humedad, así es posible localizar a qué profundidad se encuentra el medio saturado.

Aunque los métodos resistivos son ampliamente utilizados gracias a sus diversas aplicaciones, la simplicidad de aplicación en terreno y, aplicado de forma mesurada, lo poco invasivo del método con el medio ambiente, algunas limitaciones que presenta el método son:

- Ambigüedad en la interpretación de las mediciones.
- Limitación a una configuración simple (lo que es visto como una ventaja, también es una limitante).
- Que efectos superficiales afectan en gran medida las mediciones en profundidad.
- Limitaciones técnicas, dadas por la potencia eléctrica acotada y longitud de los cables disponible.
- Resolución vertical y horizontal.

Rocas Comunes	Resistividad $(\Omega - metros)$
Tierra vegetal	50 - 100
Arena suelta	500 - 5000
Grava	100 - 600
Arcilla	1 - 100
Lecho rocoso	100 - 1000
Arenisca	200 - 8000
Piedra caliza	500 - 10000
Diorita	500 - 200000
Gabro	100 - 500000
Granito	200 - 100000
Basalto	200 - 100000
Esquisto Grafítico	10 - 500
Pizarras	500 - 500000
Cuarcita	500 - 800000
Minerales	
Pirita	0,01 - 100
Pirotita	0,001 - 0,01
Calcopirita	0,005 - 0,1
Galena	0,001 - 100
Magnetita	0,01 - 1000
Hematita	0,01 - 1000000

Tabla 1.1: Resistividad de rocas y minerales comunes [Milsom, 2007]

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

Para entender la aplicación de los métodos resistivos a la hidrogeología, se hace necesario también comprender lo que explica la hidrología: que el agua que se filtra en el suelo puede ser almacenada como agua de suelo, luego el agua que pasa el suelo y se filtra hacia abajo por la zona vadosa del acuífero se llama agua vadosa. Posteriormente, se alcanza el nivel freático que es donde comienza la zona saturada (esquema en Figura 1.2); ésto es lo que finalmente se busca caracterizar con su profundidad: el nivel freático.



Figura 1.2: Esquema de la hidrodinámica del agua subterránea

1.1. Hipótesis

Es posible explorar un terreno geoeléctricamente para inferir, basándose en antecedentes referenciales (como, por ejemplo: un mapa geológico de la zona, mediciones en pozos en las cercanías del lugar a estudiar, estudios similares en la zona, entre otros), la profundidad del nivel freático en el lugar.

1.1.1. Objetivos

- Aplicar un método de prospección geofísica poco invasivo, y comparar sus resultados con el método de prospección tradicional (excavación de pozos).
- Comprender el funcionamiento teórico y práctico de los métodos de prospección geoeléctrica.
- Desarrollar un programa computacional de un modelo de una capa de profundidad, y analizar su utilidad en comparación a software existente disponible.
- Estudiar y comprender el uso y aplicación de los parámetros que caracterizan un corte geoeléctrico.
- Analizar el alcance del método con la instrumentación disponible.

1.2. Estructura

El presente trabajo sigue el siguiente esquema: En el capítulo uno contiene un resumen de los temas a tratar y lo que se busca, mientras que en el Capítulo 2 se trata la teoría detrás del método geoeléctrico y los conceptos básicos de hidrogeología. En el Capítulo 3 se presenta la zona de estudio, sus características generales y los puntos específicos que se desea estudiar, mientras el Capítulo 4 trata la metodología aplicada en el estudio. Ya en el Capítulo 5 se muestran y analizan los resultados obtenidos luego de la aplicación de dos métodos de interpretación para obtener los cortes geoeléctricos, y en el Capítulo 6 se resumen las conclusiones del estudio realizado.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Prospección Geoeléctrica

Un gran número de investigaciones geofísicas se basan en la medición de campos eléctricos o magnéticos asociados a flujo de corriente en el suelo. Algunas de estas corrientes son causadas naturalmente por reacciones de oxidación-reducción o variaciones ionosféricas-atmosféricas de los campos magnéticos, pero muchas de ellas son generadas artificialmente. Se puede hacer fluir corriente por inyección directa, una dupla capacitiva o por inducción electromagnética. Los trabajos que usan inyección directa por medio de electrodos en la superficie del suelo son referidos como métodos de corriente directa, incluso cuando en la práctica la dirección de la corriente se revierte a intervalos regulares para cancelar ciertas formas de ruido de fondo natural. A continuación se profundiza en la teoría que sustenta dichos métodos.

2.1.1. Marco general

Se sabe que la mayor parte de los materiales terrestres presentan propiedades eléctricas y magnéticas. El comportamiento de dichas propiedades en los materiales se describe a través de las ecuaciones de Maxwell

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}$$
(2.1)

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \tag{2.2}$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \tag{2.3}$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = Q \tag{2.4}$$

donde

 $\mathbf{H} =$ densidad del flujo magnético $\rightarrow (B - \mu_0 M)/\mu_0$

 $\mathbf{B} =$ densidad del flujo magnético

 $\mu_0 = permeabilidad magnética del vacío$

 $\mathbf{M} = magnetización$

 $\mathbf{J} =$ densidad de corriente

 $\mathbf{D} = \text{desplazamiento eléctrico} \rightarrow \varepsilon_0 \mathbf{E} + \mathbf{P}$

 $\varepsilon_0 = \text{permitividad eléctrica del vacío}$

 $\mathbf{E} =$ fuerza del campo eléctrico

 $\mathbf{P} = \text{polarización}$

t = tiempo

Q = densidad de carga eléctrica

La ecuación de continuidad se obtiene tomando la divergencia de la ecuación (2.1)

$$\nabla \cdot \nabla \times \mathbf{H} = \nabla \cdot \mathbf{J} + \nabla \cdot \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}$$

Pero como la divergencia de un rotor es cero,

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = -\nabla \cdot \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}$$
$$\rightarrow \nabla \cdot \mathbf{J} = -\frac{\partial}{\partial t} \nabla \cdot \mathbf{D}$$
(2.5)

La ecuación anterior queda de esta forma ya que es posible invertir el orden de derivación con respecto al tiempo y las coordenadas. Sustituyendo la ecuación (2.4) en (2.5), se tiene

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = -\frac{\partial}{\partial t}Q \tag{2.6}$$

El método resistivo opera en ausencia de un campo de inducción y se basa en observaciones de un campo eléctrico mantenido por corriente directa. Sin embargo, para regiones de la tierra libres de fuentes, las ecuaciones (2.2) y (2.6) se convierten en

$$\nabla \times \mathbf{E} = 0 \tag{2.7}$$

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = 0 \tag{2.8}$$

La ecuación (2.7) sugiere que la fuerza del campo eléctrico se puede expresar como el gradiente de un potencial escalar (V)

$$\mathbf{E} = -\nabla V \tag{2.9}$$

A partir de la Ley de Ohm se tiene una relación entre \mathbf{E} y \mathbf{J} que manifiesta que la densidad de corriente es proporcional a la fuerza del campo eléctrico

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$$

Esta constante de proporcionalidad (σ) es denominada conductividad del material.

Notar que para un medio isotrópico, la conductividad será una cantidad escalar tal que \mathbf{E} y \mathbf{J} tendrán la misma dirección, pudiendo trabajarse como cantidades escalares. En general, \mathbf{E} y \mathbf{J} no tienen la misma dirección ya que la conducción puede ser más fácil en una dirección que en otra.

2.1.2. Formulación Modelo de una capa

A partir de la formulación en [Telford *et al.*, 1990], si se considera un suelo homogéneo e isotrópico de conductividad σ y se le aplica una corriente **I**, por la Ley de Ohm se tiene que:

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \tag{2.10}$$

donde **E** es el campo eléctrico medido en Volts por metro, σ está en Siemens por metro (S/m) y la densidad de corriente **J** en Ampere por metro cuadrado (A/m^2) . Como el campo eléctrico puede escribirse a través del gradiente de un potencial eléctrico escalar, se tiene:

$$\mathbf{J} = -\sigma \nabla V \tag{2.11}$$

Debido a que en regiones de conductividad finita la carga no se acumula a lo largo de un flujo de corriente, $\nabla \cdot \mathbf{J} = 0$, por lo que:

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = 0 \tag{2.12}$$

O, reescribiendo:

$$\nabla \sigma \cdot \nabla V + \sigma \nabla^2 V = 0 \tag{2.13}$$

Si σ es constante en el medio, el primer término se anula, y queda un potencial armónico dado por la ecuación de Laplace:

$$\nabla^2 V = 0 \tag{2.14}$$

Si se supone que hay dos regiones de distinta conductividad separadas por una interfaz, se deben cumplir dos condiciones de borde:

$$E_{x1} = E_{x2} \text{ y } \sigma_1 E_{z1} = \sigma_2 E_{z2}$$

con E_x la componente del campo tangencial a la interface y E_z la componente normal. Además, se debe cumplir que $V_1 = V_2$.

CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO



Figura 2.1: Fuente puntual de corriente bajo un suelo homogéneo e isotrópico [Telford *et al.*, 1990].

Si se coloca un electrodo enterrado bajo la superficie de un medio homogéneo e isotrópico (como en la Figura 2.1), por simetría del sistema se tiene que el potencial eléctrico será una función que sólo dependerá de r, la distancia al punto de interés. Luego, a partir de la ecuación (2.14):

$$\nabla^2 V = \frac{d^2 V}{dr^2} + \left(\frac{2}{r}\right) \frac{dV}{dr} = 0 \tag{2.15}$$

Al multiplicar por un factor r^2 e integrar dos veces, se llega a:

$$V = -\frac{A}{r} + B \tag{2.16}$$

con A, B constantes de integración. Si V = 0, cuando $r \to \infty$, al evaluar se tiene que B = 0. Por otro lado, el módulo de la corriente total que circula por una superficie esférica que rodea al electrodo está dada por:

$$I = 4\pi r^2 J \tag{2.17}$$

$$I = -4\pi r^2 \sigma \frac{dV}{dr} \tag{2.18}$$

por lo que:

$$A = -\frac{I\rho}{4\pi} \tag{2.19}$$

donde es el inverso de la conductividad, $\rho = 1/\sigma$, también llamada resistividad. Reemplazando, se tiene entonces:

$$V = \left(\frac{I\rho}{4\pi}\right)\frac{1}{r} \tag{2.20}$$

Reordenando, se llega a la expresión para la resistividad en un medio homogéneo e isotrópico para un sistema como el de la Figura 2.1

$$\rho = \frac{4\pi r V}{I} \tag{2.21}$$



Figura 2.2: Fuente puntual de corriente en la superficie de un suelo homogéneo e isotrópico [Telford *et al.*, 1990].

Si el electrodo se posiciona en la superficie del medio homogéneo (como en la Figura 2.2), se puede pensar de forma razonable que las superficies equipotenciales corresponderán a semiesferas, por lo que el potencial y la resistividad van a estar dadas por

$$V = \left(\frac{I\rho}{2\pi}\right) \ge \rho = \frac{2\pi rV}{I}$$



Figura 2.3: Dos fuentes puntuales de corriente en la superficie de un suelo homogéneo e isotrópico [Telford *et al.*, 1990].

CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO

Cuando se consideran dos electrodos en la superficie del medio (C_1, C_2) , la distancia entre estos es finita, entonces el potencial medido en un punto será influido por la corriente que circule por ambos electrodos, es decir

$$V = V_1 + V_2 (2.22)$$

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r_1} + \frac{(-I)\rho}{2\pi r_2}$$
(2.23)

$$V = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \tag{2.24}$$

Finalmente, al introducir un segundo par de electrodos P_1 y P_2 , es posible medir la diferencia de potencial entre estos electrodos debido al flujo de corriente que circula entre C_1 , C_2 , la cual es:



Figura 2.4: Dos electrodos de corriente y dos de potencial en superficie, suelo homogéneo e isotrópico de resistividad ρ [Telford *et al.*, 1990].

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right) \tag{2.25}$$

Al reordenar los términos, se tiene:

$$\rho = \frac{2\pi \Delta V}{I} \frac{1}{(1/r_1 - 1/r_2) - (1/r_3 - 1/r_4)}$$
(2.26)

$$\rho = \left(\frac{2\pi \Delta V}{I}\right)k \tag{2.27}$$

La formulación anterior corresponde al arreglo de 4 electrodos usado normalmente en métodos de resistividad en geofísica de exploración, con k el factor geométrico de la configuración.

En la práctica, no es posible medir de manera directa la resistividad del medio, dado que en la formulación del problema se consideran condiciones ideales que no



Figura 2.5: Diagrama óptico de una interfaz entre dos medios de diferente resistividad (a) caso general (b) caso P_1 y P_2 en la misma posición. [Burger, 1992]

siempre se dan, ya que el medio en general es inhomogéneo y anisotrópico. Además se debe considerar la topografía del lugar. Por estas razones se calcula una *Resistividad* Aparente, ρ_a , la cual luego se grafica en función de la distancia de los electrodos, para de esta forma visualizar un perfil aproximado de las capas subsuperficiales del suelo.

La resistividad aparente para un medio inhomogéneo depende tanto de la cantidad de capas o interfaces de discontinuidad consideradas como del arreglo geométrico de los electrodos que se utilice. Por ejemplo, si se estudia el caso de una capa horizontal de resistividad ρ_1 sobre un semi-espacio de resistividad ρ_2 utilizando un arreglo de 4 electrodos equiespaciados, es posible obtener una formulación de la resistividad utilizando un análisis óptico.

Primero, asumiendo que la interfaz que separa la capa superior del semi-espacio actúa como un espejo semi-transparente, se coloca una fuente puntual de luz C_1 y dos puntos de observación P_1 y P_2 según la Figura 2.5.

La intensidad total de luz que recibe P_1 consiste en la luz que viaja directamente desde la fuente C_1 y en la luz que se refleja en la interfaz, la cual es análoga a la que llegaría de una fuente imagen C_1 . La cantidad de luz reflejada dependerá del coeficiente de reflexión κ del espejo, por lo que, siguiendo la formulación del voltaje para una fuente puntual de corriente enterrada en un suelo homogéneo e isotrópico (Ecuación 2.20),

$$V_{P_1} = \frac{I\rho_1}{4\pi r_1} + \frac{I\kappa\rho_1}{4\pi r_2}$$
(2.28)

Además, la cantidad de luz que recibe P_2 es la que se transmitió por el espejo, es decir, depende del Coeficiente de transmisión $(1 - \kappa)$ en la forma

$$V_{P_2} = \frac{I(1-\kappa)\rho_2}{4\pi r_3}$$
(2.29)

Luego, si P_1 y P_2 se ubican en el mismo punto sobre la interfaz, $r_1 = r_2 = r_3 = r$, por lo que

$$V_{P_1} = V_{P_2} \Rightarrow \frac{I\rho_1}{4\pi} \left(\frac{1}{r_1} + \frac{\kappa}{r_2}\right) = \frac{I\rho_2}{4\pi} \left(\frac{(1-\kappa)}{r_3}\right)$$
$$\Rightarrow \rho_1 \left(\frac{1+\kappa}{r}\right) = \rho_2 \left(\frac{1-\kappa}{r}\right)$$
$$\Rightarrow \kappa = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}$$

Aquí κ corresponde al Coeficiente de reflexión de la interfaz que separa la capa del semi-espacio.

Segundo, para considerar el efecto reflectante de la superficie del medio (en el caso en que el electrodo esté ubicado en la superficie del suelo, no enterrado como en el caso anterior) es necesario añadir un semi-espacio superior. (Figura 2.6).

La fuente puntual se ubica en la capa de resistividad ρ_1 , y el punto P_1 se ubica a la misma profundidad, pero a una distancia r. La superficie separa la capa en cuestión de un semi-espacio de resistividad ρ_0 y la interfaz de uno de resistividad ρ_2 . El coeficiente de reflexión superior es κ_{10} y el inferior es κ_{12} , ambos análogos al derivado anteriormente. La cantidad de luz total que llegue al punto P_1 será la suma de todas las reflexiones, superiores e inferiores, que se produzcan entre la superficie y la interfaz, es decir, siguiendo la formulación óptica, será la suma de las contribuciones de todas las fuentes reales e imaginarias C_1 . Entonces, empezando con la fuente directa,

$$V_{P_1}^d = \frac{I\rho_1}{4\pi r}$$
(2.30)

Ahora, el potencial debido a una primera reflexión en la superficie está dada por

$$V_{P_1}^{1,s} = \frac{I\rho_1\kappa_{10}}{4\pi(r^2 + 4m^2)^{1/2}}$$
(2.31)



Figura 2.6: Diagrama óptico de una capa de resistividad ρ_1 entre dos semi-espacios ρ_0 y ρ_2 . En azul el camino real, en negro el virtual. [Burger, 1992]

Análogamente, el potencial debido a una primera reflexión en la interfaz es

$$V_{P_1}^{1,i} = \frac{I\rho_1\kappa_{12}}{4\pi[r^2 + 4(z-m)^2]^{1/2}}$$
(2.32)

Si el camino del rayo se refleja una vez en la interfaz y otra en la superficie, esto sería equivalente ópticamente a considerar una segunda imagen de C_1 sobre la primera (Figura 2.7).

Entonces, la contribución al potencial en esta situación sería

$$V_{P_1}^{2,1} = \frac{I\rho_1\kappa_{10}\kappa_{12}}{4\pi(r^2 + 16z^2)^{1/2}}$$
(2.33)

Luego, generalizando a n reflexiones en la superficie (y por lo tanto, n imágenes superiores),

$$V_{P_1}^{n,s} = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{I\rho_1 \kappa_{10}^n \kappa_{12}^n}{4\pi [r^2 + (2nz)^2]^{1/2}}$$
(2.34)

Como el potencial total medido en P_1 debido a C_1 será la suma de todas las reflexiones, tanto en la superficie como en la interfaz, es posible llegar a una sola expresión que considere todas ellas.

Tercero, se ubican los puntos C_1 y P_1 en la superficie y se reemplaza el semi-espacio superior por aire ($\kappa_{10} = 1, m = 0, \kappa_{12} = \kappa$), por lo que se obtiene

$$V_{P_1} = \frac{I\rho_1}{2\pi r} \left\{ 1 + 2\sum_{n=1}^{\infty} \frac{\kappa^n}{[1 + (2nz/r)^2]^{1/2}} \right\}$$
(2.35)



Figura 2.7: Diagrama óptico de una doble reflexión del rayo en la capa. En azul el camino real, en negro el virtual. [Burger, 1992]

Sin embargo, este es sólo el potencial medido en P_1 debido a la corriente que se origina en C_1 . Es necesario considerar la diferencia de potencial ΔV debida a las dos fuente puntuales, C_1 y C_2 . Para esto simplemente se resuelve la ecuación

$$\Delta V = (V_{P_1}^{C_1} - V_{P_1}^{C_2}) - (V_{P_2}^{C_1} - V_{P_2}^{C_2})$$
(2.36)

con la distancia r = a para $V_{P_1}^{C_1}$ y para $V_{P_2}^{C_2}$, y con r = 2a para $V_{P_1}^{C_2}$ y para $V_{P_2}^{C_1}$ (considerando que la corriente de la fuente C_2 es igual a la de C_1 , pero de signo contrario). De esto se obtiene que

$$\Delta V = \frac{I\rho_1}{2\pi a} \left\{ 1 + 4\sum_{n=1}^{\infty} \frac{\kappa^n}{[1 + (2nz/a)^2]^{1/2}} - 2\sum_{n=1}^{\infty} \frac{\kappa^n}{[1 + (nz/a)^2]^{1/2}} \right\}$$
(2.37)

Para un arreglo equiespaciado, la resistividad aparente puede expresarse a través de la siguiente fórmula:

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \tag{2.38}$$

Finalmente, reemplazando la expresión para ΔV en ρ_a se tiene que

$$\frac{\rho_a}{\rho_1} = 1 + 4\sum_{n=1}^{\infty} \kappa^n \left\{ \frac{1}{[1 + (2nz/a)^2]^{1/2}} - \frac{1}{4 + (2nz/a)^2]^{1/2}} \right\}$$
(2.39)

CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO

donde *a* es la distancia de separación entre los electrodos, ρ_a es la resistividad aparente, $\kappa = (\rho_2 - \rho_1)/(\rho_2 + \rho_1)$ equivale al coeficiente de reflexión y *z* es la profundidad a la cual se encuentra la interfaz.

Así, el modelo desarrollado puede utilizarse para otra configuración de electrodos teniendo cuidado al reemplazar κ y la distancia entre electrodos correspondiente.

2.1.3. Tipos de arreglos

Arreglo Wenner



Figura 2.8: Arreglo de electrodos Wenner.

En el arreglo Wenner, los electrodos están uniformemente espaciados en una línea. Tomando $r_1 = r_4 = a$ y $r_2 = r_3 = 2a$, la resistividad aparente queda

$$\rho_a = 2\pi a \Delta V / I$$

A pesar de su simple geometría, este arreglo es inconveniente para el trabajo en terreno, ya que los cuatro electrodos empleados se deben mover constantemente, y tiene algunas desventajas también desde el punto de vista teórico, debido a que el error inducido por los electrodos de potencial (electrodos internos) varía en cada medición. Para una exploración en profundidad usando el arreglo Wenner, los electrodos se van extendiendo desde un centro fijo, incrementando el espaciamiento en *a* pasos. Para una exploración lateral o mapeo, el espaciamiento permanece constante y los 4 electrodos se mueven a lo largo de una línea, y se sigue así. En mapeo, la resistividad aparente para cada posición del arreglo es ploteada en función del centro de la extensión.

Arreglo Schlumberger (gradiente)



Figura 2.9: Arreglo de electrodos Schlumberger.

Para el arreglo Schlumberger los electrodos de corriente están mucho más espaciados que los electrodos de potencial. A partir de la configuración del arreglo, se tiene que

$$r_{1} = (L - x) - l$$

$$r_{2} = (L + x) + l$$

$$r_{3} = (L - x) + l$$

$$r_{4} = (L + x) - l$$

con lo cual se obtiene

$$\rho_a = \frac{2\pi\Delta V}{I} \left[\left(\frac{1}{(L-x)-l} - \frac{1}{(L+x)+l} \right) - \left(\frac{1}{(L-x)+l} - \frac{1}{(L+x)-l} \right) \right]^{-1}$$

Si la menor distancia entre electrodos corriente-potencial es siempre considerablemente mayor a la distancia entre dos electrodos de potencial (por un factor 10 o más), entonces (L - x) >> 3l y se tiene la primera aproximación

$$\rho_a = \frac{\pi}{2l} \frac{(L^2 - x^2)^2}{(L^2 + x^2)} \left(\frac{\Delta V}{I}\right)$$

Este arreglo generalmente es usado de forma simétrica, así, x = 0, en cuyo caso

$$\rho_a \approx \frac{\pi L^2}{2l} \left(\frac{\Delta V}{I}\right)$$

Símbolos alternativos para el arreglo Schlumberger: A, B, M, N son usados para C_1 , $C_2, P_1 \neq P_2$ respectivamente; en este caso $L = \frac{1}{2}AB, l = \frac{1}{2}MN$.

Este arreglo es críticamente sensible a las condiciones alrededor de los electrodos internos. Un lugar donde la primera capa es muy inhomogénea no es recomendable



Figura 2.10: Construcción de una curva completa de sondeo vertical para Schlumberger (línea punteada) del solapamiento de los segmentos obtenidos usando distinta separación del los electrodos interiores [Milsom, 2007]

para ser el centro del arreglo.

En principio, el arreglo Schlumberger se expande moviendo sólo los electrodos externos, pero eventualmente el voltaje se vuelve muy pequeño para ser medido, a menos que los electrodos internos sean separados un poco. Entonces, la curva de sondeo será un conjunto de segmentos separados (ver Figura 2.10). Incluso cuando el suelo esté dividido en capas que son perfectamente homogéneas internamente, los segmentos no se unirán de forma suave por el uso de la ecuación aproximada para diferentes tasas de l/L. Este efecto es generalmente menos importante que el efecto de inhomogeneidad del suelo alrededor de los electrodos de potencial, y los segmentos pueden ser conectados para su interpretación moviéndolos de manera paralela al eje de resistividad, a fin de formar una curva continua. Para realizar esto, se deben realizar mediciones solapadas. Idealmente debe haber al menos 3 de ellas en cada cambio, pero es más usual contar con 2. Desafortunadamente, una es lo habitual.

Se pueden realizar perfiles laterales en dos formas. Con una gran separación fija de los electrodos de corriente (300 m o más), el par de potencial es movido entre ellos, también con un espaciamiento fijo sujeto a la limitante (L - x) >> 3l. La resistividad aparente es ploteada en función del punto medio de los electrodos de potencial.

La otra disposición es similar a Wenner, en que el espaciamiento entre electrodos permanece fijo (L >> l) y el arreglo completo se mueve a lo largo de una línea en pasos apropiados. Este arreglo es menos conveniente que el primero porque requiere que los cuatro electrodos se muevan para cada medición.

CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO

En perfilamiento lateral con el arreglo Schlumberger se permite medir el potencial un poco fuera de la línea de electrodos de corriente, esto es, mapear la superficie en dos dimensiones (porque C_1 y C_2 están muy apartados, la densidad de corriente es casi uniforme sobre una considerable extensión lateral).

Arreglo Polo dipolo (tres puntos)



Figura 2.11: Arreglo de electrodos Polo-Dipolo.

En este caso uno de los electrodos de corriente está fijo a una gran distancia de los otros tres, y todos pueden variar su espaciamiento. Este arreglo es equivalente a *la mitad de un arreglo Schlumberger*, es decir, ambos arreglos miden el gradiente de potencial.

Como el electrodo C_2 es remoto, no es necesario tenerlo en línea con los otros tres. Esto permite exploración lateral en líneas radiales desde una posición fija C_1 , moviendo uno o ambos electrodos de potencial. Este es un método particularmente conveniente para el mapeo de resistividad alrededor de un conductor de extensión limitada.

Una variación del arreglo polo-dipolo se obtiene al mover los electrodos de potencial, P_2 , a un punto distante, el cual también está distante de C_2 . En este caso, $r_3 = b = \infty$, siendo este arreglo conocido como *medio Wenner*. Aquí sólo es necesario mover un electrodo de potencial, mas el cable más largo conectado es una desventaja en terreno.

En el trabajo en terreno, la ubicación del electrodo en el infinito requiere que este tenga una influencia mínima en el resto del arreglo. Para el caso, cuando se usa el arreglo Wenner, el electrodo o los electrodos remotos deben estar espaciados al menos 10 veces el espaciamiento para reducir el efecto a 10 % o menos. Con el sistema Schlumberger, como los electrodos de potencial están cercanos, el electrodo de corriente lejano necesita estar solo tres veces más alejado que el más cercano para obtener el mismo resultado.

Sin embargo, como la resistividad subsuperficial puede variar lateralmente, este espaciamiento estimado puede ser mucho más bajo y debería tener un factor que aumente por 10 o más, dependiendo del contraste de resistividad. En este caso, se producen anomalías asimétricas que dificultan la interpretación.

Arreglo doble dipolo (dipolo-dipolo)



Figura 2.12: Arreglo de electrodos Dipolo-Dipolo.

En este caso los electrodos de potencial están espaciados cerca entre ellos, pero alejados de los electrodos de corriente, los cuales también están cercanos entre sí. Se tiene

$$\begin{array}{rcl} r_1 &=& r_4 = 2nl \\ r_2 &=& 2l(n-1) \\ r_3 &=& 2l(n+1), n >> 1 \end{array}$$

Entonces, cuando los dipolos están muy separados

$$\rho_a = \frac{2\pi n^3 l \Delta V}{I}$$

es la aproximación usualmente aplicada en estudios resistivos. Estos arreglos pueden estar emplazados de costado, bisectos por la línea transversa. En estos casos

$$\rho_a \approx \frac{4\pi n^3 l \Delta V}{I}$$

Este arreglo es muy popular en trabajos de polarización inducida (IP) ya que la completa separación de los circuitos de corriente y potencial reduce la posibilidad de ruido inductivo. La información de diferentes profundidades es obtenida a través de la variación del espaciamiento. En principio, a mayor espaciamiento se consigue mayor profundidad de penetración.

2.1.4. Tipos de prospección

Perfilamiento Horizontal

Es usado para detectar cambios laterales en la resistividad del subsuelo. Los parámetros del arreglo permanecen constantes, y la profundidad de penetración

CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO

varía sólo debido a los cambios en las capas de la subsuperficie. Es utilizado para detectar contactos geológicos verticales o inclinados, metalizaciones, diques y otros cuerpos o estructuras que se presentan como heterogeneidades laterales de resistividad.

La finalidad de este tipo de trabajo es poder caracterizar el contacto entre dos tipos de rocas de resistividad muy diferente, que se juntan en un borde delgado y relativamente uniforme. Para esto, es necesario conocer la profundidad y el planteamiento geológico del problema.

Sondeo Vertical (SEV)

En este caso se investigan las capas horizontales del subsuelo, usando arreglos que aumentan su distancia sistemáticamente, manteniendo su centro fijo. Para visualizar las mediciones, se utiliza un gráfico log-log, en el cual se grafica la resistividad aparente v/s el espaciamiento AB/2. Generalmente es usado el arreglo Schlumberger. La presencia de lechos horizontales de diferentes resistividades es detectada de mejor manera al expandir el arreglo. El método es útil para determinar profundidad de estructuras, resistividad de lechos sedimentarios delgados e inclusive el basamento, lo que es posible cuando se encuentra a poca profundidad.

La dirección en que se mide es generalmente restringida por las condiciones locales, i.e., la dirección en que es posible que los electrodos alcancen una mayor distancia en línea recta. Si es posible, es deseable realizar una medición ortogonal a la primera, por efectos direccionales.

Frecuentemente es necesario llevar a cabo esta expansión en varios lugares en el área, incluso cuando es interesante realizar una exploración lateral, para establecer el espaciamiento lateral propicio para una investigación lateral. Se da una mayor eficacia del método en casos que los SEV se efectúan sobre un terreno compuesto por capas lateralmente homogéneas en lo que respecta a la resistividad, y limitadas por planos paralelos a la superficie del terreno (*medio estratificado*).

El problema con que se enfrenta el geofísico interpretador, es el de deducir la distribución vertical de resistividades en el punto sondeado, partiendo de la curva de resistividades aparentes suministrada por el SEV. La resolución de este problema, que podemos llamar inverso, exige la previa solución y estudio del problema directo, esto es, el de determinar la curva de resistividades aparentes que se obtendrá con un dispositivo determinado, sobre un subsuelo cuya distribución de resistividades se conoce.

Un problema que se presenta es el concepto de penetración del SEV, el que depende de muchos factores, y no puede establecerse "a priori". Por esto, no existe una base que atribuya una determinada profundidad a cada medición.

Puede ocurrir, incluso, que la penetración de un SEV no crezca con la distancia AB, a partir de un cierto valor de ésta. Esto sucederá siempre que a una cierta pro-



Figura 2.13: Corte geoeléctrico estratificado y su notación [Orellana, 1972].

fundidad z_0 existe una capa perfectamente aislante o conductora, pues en tal caso, la corriente no podrá pasar por dicha capa, por lo que la penetración de un SEV efectuado en estas condiciones, no podrá ser nunca superior a z_0 por mucho que se aumente la distancia AB.

Otra consideración que se debe tener es que las resistividades aparentes determinadas por un SEV están influidas por la distribución de resistividades en un cierto volumen de terreno, el cual resulta de difícil evaluación, no sólo porque la atenuación con la distancia de la densidad de corriente es gradual, sino porque la perturbación producida por una determinada heterogeneidad varía con el contraste de resistividad que presenta respecto del medio que le rodea y puede hacerse notar a distancias mayores si aumenta dicho contraste.

2.1.5. Medios estratificados, cortes geoeléctricos

Consideremos un medio estratificado general, compuesto por dos semiespacios. El primero de ellos, de conductividad nula, representa la atmósfera; el segundo, que representa el terreno, es un medio heterogéneo compuesto de medios parciales homogéneos e isótropos, de extensión lateral indefinida y cuyas superficies de separación son paralelas entre sí y al plano aire-terreno.

Para caracterizar cada medio estratificado, bastará dar el espesor E_i y la resistividad ρ_i de cada medio isótropo de índice *i* (ver Figura 2.13), numerando éstos de arriba abajo, esto es, comenzando por el medio contiguo al semiespacio que representa la atmósfera. Cada uno de estos medios parciales será denominado *capa geoeléctrica*. Las distancias de la superficie límite aire-tierra a cada una de las demás, o sea las profundidades de los contactos respectivos, se representarán por z_1, z_2, z_3 , etc.

La especificación de espesores y resistividades de cada medio estratificado del tipo descrito recibe el nombre de *corte geoeléctrico*. Un corte geoeléctrico compuesto por n capas requiere para su especificación el conocimiento de n resistividades



Figura 2.14: Curvas de resistividad para cortes geoeléctricos. Nomenclatura de los tipos de cortes [Orellana, 1972].

y n-1 espesores o n-1 profundidades (puesto que la última capa, denominada sustrato, tiene siempre espesor infinito) o sea en total 2n-1 parámetros.

Los cortes geoeléctricos pueden clasificarse atendiendo al número de capas que los componen (ver Figura 2.14). Los cortes del mismo número de capas pueden subdividirse según el orden en que aparezcan, en los sucesivos contactos, resistividades mayores o menores que en la capa suprayacente.

Para el uso más cómodo de esta clasificación, es muy conveniente establecer algún tipo de notación.

Los símbolos son los siguientes:

- Los cortes de dos capas, de los cuales existen dos tipos ($\rho_1 < \rho_2$ y $\rho_1 > \rho_2$) no llevan símbolo especial.
- Las letras latinas H, K, Q, A, representan respectivamente los cuatro tipos

posibles para cortes geoeléctricos de tres capas, que son:

- 1. Tipo $H = \rho_1 > \rho_2 < \rho_3$
- 2. Tipo K: $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$
- 3. Tipo Q: $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$
- 4. Tipo A: $\rho_1 < \rho_2 \rho_3$
- Los cortes de cuatro capas se distribuyen en 8 grupos, que se designan como combinación de los anteriores: para ello se consideran las tres primeras capas y se les asigna la letra correspondiente de la lista anterior; luego se hace lo propio con las tres últimas capas. Así, el tipo AA corresponde a la combinación de resistividades $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$, y el HK a $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$. Sólo son posibles los siguientes tipos de arreglos: HK, HA, KH, KQ, QQ, QH, AK, AA. Los tipos KK, HH, HQ, etc., carecen de sentido, pues implican condiciones contradictorias.
- Los cortes de cinco o más capas se simbolizan siguiendo el mismo método. Se consideran en primer lugar las tres primeras capas y se les asigna la letra correspondiente indicada anteriormente; luego se hace lo mismo con las capas segunda, tercera y cuarta, después con la tercera, cuarta y quinta, etc.

Dado un tipo de corte geoeléctrico de n-1 capas, pueden deducirse de él dos tipos diferentes de cortes de n capas, según que la que se añada (por debajo de la última, dando a ésta previamente espesor finito) sea más conductora o más resistiva que la anterior. Para el caso de dos capas existen dos tipos: luego, en general, existirán 2^{n-1} tipos de n capas.

En la Figura 2.14, se dan algunos ejemplos de distribución de resistividad con indicación del tipo de corte a que pertenece, según la notación expuesta. Las profundidades se representan en abscisas, y las resistividades en ordenadas.

Si al representar gráficamente la distribución de resistividades en un corte geoeléctrico empleamos escalas logarítmicas en ambos ejes, se obtendrá una gráfica escalonada del mismo tipo que las representadas en la Figura 2.14 aunque quedará modificado el tamaño de los escalones. Llamaremos a estos gráficos logarítmicos *curvas de resistividades verdaderas.* (CRV).

Si, dado un corte geoeléctrico, cambiamos las resistividades ρ_n , (n=1,2,3,...) por sus valores respectivos ρ_n^{-1} , y conservamos fijos los espesores E_n , el nuevo corte se llama recíproco del anterior. Teniendo en cuenta las propiedades de la representación logarítmica resulta que, si dos cortes son recíprocos entre sí, sus respectivas CRV serán mutuamente simétricas respecto del eje de abscisas ($\rho = 1$).


Figura 2.15: Prisma para la definición de los parámetros de Dar Zarrouk [Orellana, 1972].

2.2. Parámetros de Dar Zarrouk

En la teoría de los medios conductores estratificados tienen fundamental importancia ciertos parámetros y funciones que resultan de combinar, por multiplicación o división, el espesor y la resistividad de cada capa. La importancia de estos conceptos fue indicada por primera vez por el físico francés Raimond Maillet, en un trabajo de valor decisivo para la teoría de los métodos geoeléctricos. Maillet propuso para los nuevos parámetros la denominación de *parámetros de Dar Zarrouk*, aludiendo con ello a recuerdos personales relacionados con su descubrimiento, efectuado cuando se hallaba en Túnez.

2.2.1. Resistencia transversal unitaria

Consideremos un medio estratificado, y delimitemos en él un prisma recto de sección cuadrada, con eje perpendicular a la orientación de las capas y de lado igual a la unidad de longitud, como el que se ilustra en la Figura 2.15. Si suponemos que el prisma es atravesado por una corriente eléctrica que fluye perpendicularmente a la estratificación, las diferentes capas se comportarán como conductores en serie, por lo que sus resistencias se sumarán. La resistencia del tronco de prisma perteneciente a la capa i, será evidentemente,

$$R_i = \rho_i \frac{l}{S} = \rho_i \frac{E_i}{1 \times 1} = \rho_i E_i$$

Este producto se llama Resistencia transversal unitaria, T, así que

$$T_i = \rho_i E_i \tag{2.40}$$

Al conjunto de las n capas primeras, corresponderá la resistencia total

$$T = \sum_{i} E_{i} \rho_{i} \tag{2.41}$$

Las dimensiones de T son las de una resistividad por una longitud, y su unidad en el SI será el *ohmio* $\times m^2$.

2.2.2. Conductancia longitudinal

Si en el prisma considerado en el apartado anterior, se supone que la corriente fluye paralelamente a la estratificación, la resistencia del tronco de prisma que corresponde a la capa i será ahora,

$$R'_i = \rho_i \frac{l}{s} = \rho_i \frac{1}{E_i \times 1} = \frac{\rho_i}{E_i}$$

Estas resistencias así definidas no pueden sumarse, por estar en paralelo, por lo que conviene pasar a sus inversas, las conductancias, ya que éstas sí poseen la propiedad aditiva. Llamando S_i a la conductancia de la capa i, será

$$S_i = \frac{E_i}{\rho_i} \tag{2.42}$$

Este cociente se llama conductancia longitudinal unitaria.

El conjunto de las n primeras capas del corte presentará una conductancia total

$$S = \sum_{i} \frac{E_i}{\rho_i} \tag{2.43}$$

Las dimensiones de S son, evidentemente, las de una conductancia; por lo tanto, habrá de medirse en *siemens*.

Los parámetros T y S vienen a ser, en cierto modo, como las componentes vertical y horizontal de la resistencia.

2.2.3. Triple especificación de los cortes geoeléctricos

Dada la gran cantidad de herramientas para analizar la distribución vertical de resistividades de un corte geoeléctrico estratificado, se deduce que éste puede ser especificado de tres modos diferentes:

- 1. Indicando directamente la resistividad que corresponde a cada profundidad, es decir, la función $\rho = \rho(z)$
- 2. Indicando la función de Dar Zarrouk S = S(T)
- 3. Indicando la curva de resistividades medias $\rho_m = \rho_m(Az)$

2.2.4. Principio de equivalencia de los Parámetros de Dar Zarrouk

En el análisis de los parámetros de Dar Zarrouk se produce un efecto de gran importancia, tanto en la teoría como en la práctica, denominado *Principio de equi*valencia.

Sean E_i y ρ_i respectivamente el espesor y la resistividad de la capa de índice *i* de un corte geoeléctrico y T^{i-1} , S^{i-1} los valores de los parámetros de Dar Zarrouk en el techo de la capa. En la interface valdrán

$$T^{i} = T^{i-1} + E_{i}\rho_{i}$$
$$S^{i} = S^{i-1} + \frac{E_{i}}{\rho_{i}}$$

Si pasamos a otro corte distinto sustituyendo E_i , ρ_i respectivamente por E_i/a y $a\rho_i$ siendo a un número arbitrario > 1 se tendrá

$$T^{i} = T^{i-1} + \frac{E_{i}}{a}a\rho_{i} = T^{i}$$
$$S^{i} = S^{i-1} + \frac{E_{i}/a}{a\rho_{i}} = S^{i} + \frac{S^{i}}{a2}$$

donde se ve que la sustitución efectuada deja invariable a T^i mientras que S^i disminuye algo, no mucho, si es pequeño inicialmente el valor de $E_i/\rho_i = S^i$ comparado con S^{i-1} .

Por ejemplo, si fuesen $S^{i-1} = T^{i-1} = 1$ y $E_i = 1$ y $\rho_i = 20$, tendríamos

$$\begin{array}{rcl} T^i &=& 21 \\ S^i &=& 1,05 \end{array}$$

Si se toma a = 5, serán

$$T^{i'} = 21$$

 $S^{i'} = 1,002$

El resultado de lo anterior es que el los valores correspondientes a la capa i apenas se modifican, y lo mismo ocurre en particular a las coordenadas de su extremo, por lo que las propiedades del corte permanecen invariables.

Algo parecido ocurre cuando es $T^i = E_i \rho_i \ll T^{i-1}$ y pasamos a otro corte, sustituyendo E_i y ρ_i , respectivamente por E_i/b y ρ_i/b siendo b > 1 un número cualquiera. Entonces serán

$$T^{i'} = T^{i-1} + \frac{E_i}{b} - \frac{\rho_i}{b} = T^{i-1} + \frac{T^i}{b^2}$$
$$S^{i'} = S^{i-1} + \frac{E_i/b}{\rho_i/b} = S^i$$

o sea que la sustitución deja invariable a S^i mientras que T^i disminuye un tanto, poco en comparación con su valor inicial por la pequeñez relativa de T^i . Así, si fuesen $S^{i-1} = T^{i-1} = 1$ y $E_i = 1$, $\rho_i = 0, 1$ se tendría

$$\begin{array}{rcl} T^i &=& 1,1\\ S^i &=& 1,1 \end{array}$$

y si se efectúa en cambio con b = 4,

$$T^{i'} = 1,062$$

 $S^{i'} = 11$

de donde se deducen las consecuencias

- Cuando la conductancia longitudinal S_i de una capa es mucho menor que la total S^{i-1} de las capas suprayacentes, puede dividirse su espesor y multiplicarse su resistividad por un mismo número > 1, sin que las características del corte se modifiquen de forma apreciable (*equivalencia en T*).
- Cuando la resistencia transversal T_i de una capa es mucho menor que la total T^{i-1} del conjunto de capas suprayacentes, pueden multiplicarse su espesor y resistividad por un mismo número > 1, sin que se altere de modo apreciable el corte geoeléctrico (*equivalencia en S*).

Las expresiones "equivalencia en T" o '"equivalencia en S" aluden a la circunstancia de que en el primer caso permanece constante la T de la capa, y en el segundo la S. El primer caso suele presentarse cuando una capa es mucho más resistiva que las adyacentes y su espesor no es muy grande, pues entonces su S es pequeña, y el segundo en circunstancias análogas para capas más conductoras que las que tiene por encima y por debajo.

La consecuencia principal del principio de equivalencia es que a cortes geoeléctricos diferentes entre sí pueden corresponder curvas de Dar Zarrouk muy semejantes entre sí, pues las transformaciones indicadas más arriba pueden aplicarse a varias de las capas que constituyen un corte, y aunque las curvas obtenidas no sean exactamente iguales, pueden considerarse como equivalentes dentro de la precisión alcanzable en la práctica.

2.2.5. Principio de supresión

El fenómeno de supresión, en su concepto clásico, consiste en que una capa relativamente delgada, cuya resistividad es intermedia entre las de las dos capas que la limitan, tiene poca influencia en el corte geoeléctrico. Otro modo de ver este efecto, es considerar que dadas tres capas consecutivas, de resistividad creciente o decreciente, la intermedia puede suprimirse, aumentando los espesores de la primera y la tercera capa, sin que las características del corte cambien sino ligeramente. Cuando las tres capas consecutivas forman un corte parcial tipo Q ($\rho_{i-1} > \rho_i > \rho_{i+1}$) la capa de índice *i* puede eliminarse si se aumentan los espesores de la i - 1 e i + 1hasta que queden en contacto, de modo que la T de la nueva capa i - 1 sea igual al valor anterior de $T_{i-1} + T_i$. Lo mismo es aplicable cuando se tienen capas del tipo A ($\rho_{i-1} < \rho_i < \rho_{i+1}$), pero en éste caso se sustituye T por S.

2.3. Introducción a la hidrogeología

En medio de la investigación de los parámetros que definen y caracterizan el acuífero o medio saturado, se encuentra un nuevo tipo de nomenclatura y procesos asociados que definen la variación del mismo, lo que vale la pena comentar.

Los recursos de aguas subterráneas no son yacimientos que se explotan hasta su agotamiento, sino se trata de sistemas hidrodinámicos recuperándose permanentemente como parte del ciclo hidrológico, por lo que se torna importante conocer la cantidad de recarga del sistema.

2.3.1. Ciclo Hidrológico

El ciclo fue descubierto el siglo 17, por los franceses Perrrault y Mariotte, los que monitorearon la precipitación anual y las variaciones de caudal de la cuenca del río Sena, como también mediciones de agua infiltrada en el subsuelo. Dicho monitoreo los condujo a la conclusión de que las aguas subterráneas y fluviales se originan principalmente de la precipitación, y no como se especulaba en aquel entonces, venían



Aguas Subterráneas: Hidrogeología

Figura 2.16: Esquema de escurrimiento superficial y subterráneo, interflujo e infiltración [Werner, 1996]

del mar por caminos misteriosos.

Las ciencias que se ocupan del ciclo hidrológico son (ver Figura 2.16):

- Meteorología y clima: agua en la atmósfera.
- Hidrología: aguas superficiales.
- Hidropedología (Edafología): aguas en los suelos.
- Hidrogeología: aguas subterráneas.

2.3.2. Precipitación, evaporación, escurrimiento superficial y subterráneo

A partir de la Figura 2.16, se puede describir la situación como sigue: la precipitación (P) que alcanza la superficie terrestre, en parte escurre en la superficie (R), y otra parte se infiltra en el subsuelo y escurre como agua subterránea (G). La cantidad de agua que escurre depende, en primera instancia, de la cantidad de precipitación, pero una parte de ella se evapora (E), dependiendo la temperatura. El interflujo es la parte del escurrimiento superficial que se retarda por una vegetación densa y por su curso por los horizontes superficiales del suelo.

El agua que escurre por la superficie llega a arroyos y ríos; el agua subterránea sale, en su mayor parte, en manantiales y sigue por los ríos como agua superficial. Entonces, el escurrimiento de un río en tiempos secos proviene de los manantiales.

CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO

Volumen de agua alm	acenada (km^3)	Porcentaje
Globo, Hidrósfera		
Total	1.390.000.000	100 %
Agua dulce	40.000.000	2,9%
Océanos (agua salada)	1.340.000.000	96,4% del total de agua
Glaciares, nieve perenne	24.000.000	60% del total de agua
		1,7% del total de agua
Aguas Subterráneas		
(acuíferos, 0-5000m de profundidad)		
Total	60.000.000	
Agua dulce	16.000.000	40% del agua dulce
Aguas superficiales de los continentes		
Lagos	176.400	0,013% del total de agua dulce
Cauce de los ríos	2.120	$0{,}005\%$ del agua dulce
Humedad de suelo	16.500	0,04% del agua dulce
Atmósfera	3.000	0,03% del agua dulce
Biósfera	1.120	$0{,}003\%$ del agua dulce

Tabla 2.1: Reservorios en el ciclo hidrológico [Werner, 1996]

2.3.3. Reservorios en el ciclo hidrológico

El agua que participa del ciclo va pasando por diferentes lugares, en los que puede transcurrir poco tiempo (como en el cauce de un río) o mucho (como en un glaciar). En la Tabla 2.1 se presentan estos reservorios.

2.3.4. Recarga del agua subterránea por precipitación

Para poder tomar buenas decisiones en cuanto a la cantidad de recurso que se puede extraer del acuífero, es necesario conocer la recarga natural del sistema. En general, la recarga depende fuertemente de la precipitación, por lo cual la tasa de recarga es igual a la infiltración efectiva.

Uno de los métodos más utilizados para calcular la tasa de recarga se basa en datos climatológicos, por medio de la ecuación de balance de agua. Pero se debe considerar que la tasa de recarga no depende sólo del clima, sino también de la velocidad de infiltración, la cual, a su vez, depende de:

- La permeabilidad del suelo (conductividad hidráulica): es la capacidad del acuífero de conducir agua.
- La capacidad de campo del suelo.
- La inclinación de la superficie (topografía).

La permeabilidad del suelo depende de su composición granulométrica, y según su posición geológica puede actuar como un acuífero o un acuífugo, es decir, la permeabilidad es relativa (Figura 2.17).

0 Õ 0 0 atico Manantiales grandes (p. ej. 10 Vs) Manantiales pequeños (p. ej. 0.5 Vs) Salidas de humed 3 <0.1 l/min

Figura 2.17: Relatividad de permeabilidades [Werner, 1996]

Capítulo 3

Zona de estudio

3.1. Ubicación

Los lugares de medición se ubican en un sector rural, a 5,5 km al este de la comuna de Renaico. Renaico está ubicado en el límite entre las regiones del Bío-Bío y la Araucanía, perteneciendo a la provincia de Malleco, región de la Araucanía. En medio del proceso de evaluación ambiental de un proyecto de Parque Eólico en el sector San Gabriel, comuna de Renaico, surge la inquietud sobre cómo afecta dicha construcción al nivel freático de la zona. Para poder formular una respuesta a esta interrogante, se realizaron mediciones en pozos cercanos al área de emplazamiento del proyecto eólico, para luego con estos datos modelar el nivel freático en los puntos de edificación, que corresponde a lo aceptado por la legislación vigente; a partir de ésto se busca validar otros métodos con que se pueda realizar esta caracterización in-situ en los puntos de instalación de las obras. Así, se espera que por medio del método geoeléctrico se caracterice el nivel freático en dos zonas de estudio (ver Figura 3.1):

- Predio "sub-estación" (donde se ubican los puntos SG4, SG5 y SG6)
- Predio "mástil" (donde se ubican los puntos SG13 y SG14)

Dados los resultados presentados en el estudio ambiental anteriormente mencionado, en el primer predio se espera que los resultados del método utilizado concuerden con los niveles freáticos obtenidos por medio de modelación y observación de mediciones de pozos. Por su parte, en el predio del mástil se espera que el método no muestre capa freática antes de los 30 m de profundidad. Los niveles freáticos esperados se muestran en la Tabla 3.1.



Figura 3.1: Ubicación de los predios de interés.

Punto	Este (m)	Norte (m)	Profundidad
			nivel freático [m]
SG4	718415	5827461	14
SG5	718612	5827427	10
SG6	718809	5827393	5
SG13	719190	5825354	36
SG14	719422	5825222	45

Tabla 3.1: Ubicación de los puntos (Datum WGS84, USO -18). Profundidad de nivel freático esperado en el predio subestación y en el predio mástil. [KAITEK, 2017].

3.1.1. Descripción del lugar

Predio Sub-estación

En este sector se presentan suaves lomas y un terreno barroso, en el que hay sembrados de alfalfa (ver Figura 3.2) con algunos árboles al centro del predio, los que no fueron obstáculo para realizar las mediciones.



(a)



(b)

Figura 3.2: Fotografías del predio Sub-estación

CAPÍTULO 3. ZONA DE ESTUDIO

Predio Mástil

Los puntos de interés están ubicados sobre un cerro, principalmente rocoso y con malezas de baja altura, lo que no dificulta el trabajo en terreno. La subida al cerro se complica porque la pendiente se encuentra con barro, pero finalmente se logra el objetivo.



(a)



Figura 3.3: Fotografías del lugar de medición y ubicación del mástil meteorológico.

3.1.2. Cómo llegar

Partiendo desde Concepción, tomar la salida hacia Chiguayante-Hualpén, para continuar por la Ruta 156 (Ruta de la madera). Al llegar a la bifurcación hacia Coihue, continuar por la ruta 180. Pasando el puente Renaico, girar a la izquierda. Cruzar Renaico, hasta tomar la ruta R-164 (ver Figura 3.4(a)), por la que se debe avanzar por 5 km para alcanzar el punto más próximo.

3.2. Geología

La zona de estudio se sitúa en la Depresión Central, la cual está limitada por la Cordillera de la Costa y la Cordillera Andina.

Geológicamente, la Cordillera de la Costa corresponde al Batolito Costero, que al sur del río Biobío se denomina Pluton Nahuelbuta (Cpg). El batolito costero intruye al complejo metamórfico acrecionario serie occidental y oriental y rocas metamórficas metaareniscas, filitas de edad Devónico-Carbonífero (Pz4b y DC4), al norte a los $40^{\circ}S$ este complejo presenta una edad deposicional Carbonífero,

Durante el triásico (Cárnico), en las cercanías de Santa Juana se generó una cuenca que es interpretada como depósitos de ríos, lagos y abanicos aluviales. Esta formación recibe el nombre de Santa Juana (Tr1c).

La cordillera de los Andes se caracteriza por conformar una cadena volcánica activa, que se edifica sobre un basamento de rocas intrusivas de edad mesozoica y cenozoica, que corresponden a los afloramientos más septentrionales del Batolito Norpatagónico (Mg), de edad Mesozoica a Mioceno. Los edificios volcánicos actuales (Q3i), composicionalmente corresponden a rocas basálticas a andesíticas (Lopez-Escobar y otros, 1995; en Melnick y otros, 2006), y su edad va desde el Pleistoceno Superior al Holoceno.

La Depresión Central tiene su origen desde el Oligoceno. El basamento de los depósitos sedimentarios de esta cuenca son inferidos y consistirían en las rocas del prisma de acreción de la Cordillera de la Costa. La formación Mininco, de edad pliocena, de ambiente continental, marca la transición de ambientes de depositación marina a continental, definida como unidades piroclásticas, areniscas estratificadas y limolitas. La formación Mininco es sobreyacida por la formación Malleco, la que es correlacionada con los rodados multicolores, definidos como depósitos conglomerados oligomícticos, fuertemente alterados, clastos argilizados, formados principalmente por andesitas y basaltos. La secuencia, de probable edad pliocena-pleistocena, está muy bien representada en el valle del río Muco, al oriente de Lautaro, donde alcanza una potencia cercana a los 100 m.

En la Depresión Central, a la latitud de Los Ángeles, Mulchén y Mininco, se desarrollan cerros islas, estos corresponden a rocas volcánicas e hipabisales (OM3b), composicionalmente andesitas, dacitas y riodacitas de edad Oligoceno Superior a Mioceno Medio (29 - 18.8 Ma) según datación K-Ar . Los depósitos piroclásticos,

CAPÍTULO 3. ZONA DE ESTUDIO



(a) Ruta Concepción-Renaico



(b) Ruta Predio Sub-estación



(c) Ruta predio mástil

Figura 3.4: Rutas para llegar a los lugares de medición

CAPÍTULO 3. ZONA DE ESTUDIO

de edad pleistocena (Pl3t), principalmente riolíticos, están asociados a colapso de calderas (Sernageomin, 2003). Los sedimentos aluviales, coluviales y de remoción en masa (Q1), de edad Pleistoceno-Holoceno, se presentan en gran parte de la Depresión Central. Los sedimentos fluviales (Qf), que erosionan los sedimentos señalados recientemente y depósitos de avalanchas volcánicas están asociadas al colapso del Volcán Antuco en la edad Holocénica (Q3av).

En la precordillera, se documentan depósitos morrénicos de edad Pleistoceno-Holoceno (Qg)



Figura 3.5: Mapa geológico regional.

3.3. Geomorfología

La región de la Araucanía cuentan con cinco unidades morfológicas mayores que, de oeste a este, son las siguientes:

- Planicies litorales, se distribuyen de forma discontinua de norte a sur, con una altura entre 10 a 50 m.s.n.m.
- Cordillera de la Costa, corresponde a la Cordillera de Nahuelbuta, presenta alturas que sobrepasan los 1000 m.s.n.m. La vertiente oriental de la cordillera

es abrupta y se encuentra bordeada por los ríos Vergara y Biobio, este último la atraviesa en el sector Nacimiento-Santa Juana.

- Depresión central. Corresponde a "una planicie fuertemente ondulada, con un relieve local que sobrepasa los 200m" (Fuenzalida, 1965). Se encuentra intensamente regada por los cursos fluviales de la región, y se presentan depósitos fluvio-glacio-volcánicos arrastrados desde la Cordillera de Los Andes. Estos materiales (bloques, rodados, arenas, limos y arcillas) se distribuyen en la cienca en forma de cono.
- "La montaña" o Precordillera. Corresponde al empalme entre la Cordillera de Los Andes y los Valles Longitudinales, y su altura varía entre 300 y 850 m.s.n.m. Tiene origen sedimentario y forma una acumulación de materiales glaciales, volcánicos y fluviales al pie de la cordillera.
- Cordillera Andina. Constituye un relieve abrupto de difícil acceso, con alturas entre 1700 y 1800 m.s.n.m. Se encuentra disectada por numerosos cursos menores y grandes ríos, que la cruzan y constituyen grandes valles.



Figura 3.6: Geomorfología de la región de la Araucanía. Las unidades morfoestructurales que se observan corresponden a: 1. Planicies Litorales. 2. Cordillera de la Costa. 3. Depresión central. 4. Precordillera. 5. Cordillera Andina. [Börgel, 1983]



Figura 3.7: Cuenca hidrográfica del Biobio [Foundation, 2012]

3.4. Hidrogeología e Hidrología

El sector en estudio es parte de la cuenca hidrográfica del río Bíobio, en específico en las cercanías del río Renaico, afluente del río Vergara, el que, a su vez, es afluente del río Bíobio.

El río Renaico nace en la cordillera de Pemehue. Se tipifica como río de meandros, y presenta una llanura de inundación con un ancho que varía entre los 0.35 - 1.2 km, con su máximo al oriente del poblado de Renaico.

Los principales afluentes del río Renaico en esta zona son los esteros Micauquén, Nipaco, las Toscas, Quilaco y Quebrada Infiernillos. En el área SO, está el Estero Tijeral, afluente del río Vergara, el que se origina en las cercanías de Huelehueico, y pasa por el sector sur del poblado de Renaico.

Según la caracterización hidrogeológica de la cuenca del Bíobio realizada por DGA (2012), el sector en estudio se ubica en el sub-acuífero N° 2, conformado por depósitos fluvio-aluviales de sedimentos de valles actuales, depósitos fluvio-aluviales antiguos, Terrazas marinas (Pleistoceno-Holoceno), Sedimentos de terrazas fluviales (Holoceno) y depósitos del cono fluvial del río Laja (Pleistoceno-Holoceno).

Las curvas isofreáticas obtenidas por la DGA (2012) en el área en estudio están situadas entre los 80 y 100 m.s.n.m.

En cuanto a la dirección de escurrimiento, en la subcuenca del río Malleco presenta una dirección SE-NW con un valor de gradiente hidráulico de 0.0078 (DGA, 2012). La profundidad del nivel freático en la zona de Renaico oscila entre los 4 y 7 m, y al sur alcanza valores de 1 m, haciendose más superficiales en las cercanías del río Renaico. Los valores más altos de profundidad se encuentran en Mininco, con un



Figura 3.8: Climograma para la zona de estudio. [KAITEK, 2014]

valor cercano a los 70 m de profundidad.

3.5. Clima

Considerando las principales variables meteorológicas: temperatura, precipitación y viento, se busca la correspondencia en la clasificación climática de Köppen para la zona de estudio.

La cantidad de agua caída varía en el transcurso del año, con una marcada variabilidad estacional, ya que en los meses de invierno, entre junio y agosto, se presentan los valores máximos; mientras que en verano (entre diciembre y marzo) se presentan los valores mínimos.

La temperatura también presenta una variación estacional, con valores máximos entre enero y febrero, y valores mínimos durante junio y julio.

En el climograma de la Figura 3.8 se puede ver el comportamiento descrito anteriormente de las variables precipitación y temperatura. Así, el clima presente en la zona de estudio corresponde al Templado cálido con lluvias invernales (Csb) de la



Figura 3.9: Clasificación climática, zona centro-sur de Chile [Rioseco y Tesser, 2017].

clasificación de Köppen (ver Figura 3.9). Las características del clima son:

- C: la temperatura media del mes más frío es inferior a 18° C y superior a $-3^{\circ}\mathrm{C}.$
- s: la precipitación del mes más seco en verano es inferior a un tercio de la del mes más lluvioso de invierno.
- b: la temperatura media del mes más cálido es inferior a 22° C y, al menos, cuatro meses, con temperaturas medias que superan los 10° C.

Capítulo 4

Metodología

4.1. Metodología de trabajo

El procedimiento para el trabajo realizado fue según la siguiente pauta:

- Revisión de la teoría y documentación de los métodos geoeléctricos de prospección. Para ésto se investiga la bibliografía de referencia necesaria, trabajos realizados anteriormente, consultas a expertos en el área, entre otros.
- Estudio de los antecedentes de la zona (geología, hidrografía, clima). Además de la búsqueda de estudios y trabajos relacionados que se hubieren realizado en el área de interés.
- Elección del método de prospección. Éste debe elegirse según sea la finalidad de la investigación, atendiendo también a los recursos disponibles en cuanto a instrumentación.
- Elección de puntos a prospectar, según criterios de alcance del equipo disponible y accesibilidad al lugar.
- Planificación de prueba de equipos. Importante para conocer el estado actual de los instrumentos, considerar los que son necesarios y chequear si faltan implementos tanto para la medición como de seguridad personal.
- Planificación del trabajo en terreno (movilización, alojamiento, traslado de equipos y personas, alimentación, horarios para efectuar mediciones, monitoreo de tiempo favorable).
- Recopilación de datos.

- Procesamiento de datos de terreno (limpieza de datos, evaluación de la validez de los mismos).
- Generación de cortes geoeléctricos.
- Revisión de la geología y geografía de la zona, y de acuerdo a ésto, interpretación de los perfiles.

4.1.1. Procedimiento para determinar Nivel Freático usado como referencia

Se cuenta con un estudio de nivel freático en la zona (citeDIA2014SG), el cual para obtener la profundidad del nivel en cada punto de interés, procede de la siguiente forma:

- Se cuenta con un catastro de 64 puntos, entre los cuales se encuentran derechos de aguas constituidos los cuales en algunos casos no tienen pozos construidos, además de otros puntos en los cuales existen pozos que por su calidad de extracción de agua para consumo humano no requieren contar con derecho. Dicho catastro permitió la determinación del nivel freático en el sector de estudio.
- Se determina la cota de terreno de los puntos de interés.
- Se elabora una carta topográfica con curvas de nivel cada 1 m a partir de fotografías aéreas.
- Con los datos de las mediciones de profundidad del agua subterránea se establece la cota de nivel del agua en los pozos.
- Se genera una malla con las cotas del nivel freático y se obtienen las isoyetas del nivel freático de la zona, el gradiente hidráulico del agua subterránea.
- con los antecedentes generados se procede a determinar la cota del nivel freático para cada punto de interés.

Se procede a elegir el arreglo con el cual se realizará la prospección. Las opciones principales para la finalidad del estudio son: Schlumberger y Wenner. La ventaja principal del arreglo Schlumberger es, por una parte, mayor agilidad de aplicación en terreno ya que se mueven sólo 2 electrodos de los 4 necesarios para la medición, lo que, además, supone mantener el efecto de zona superficial constante, lo que no ocurre con el arreglo Wenner al mover continuamente los 4 electrodos, haciendo su aplicación más engorrosa y el efecto superficial dependiente de la distancia entre los electrodos centrales.

4.2. Instrumentación requerida

Al decidir realizar prospección geoeléctrica, es necesario considerar que el siguiente tipo de elementos serán necesarios

- Generador o batería, indispensable para poder operar cualquier tipo de instrumento eléctrico.
- Miliamperímetro, ya que es necesario visualizar las magnitudes de lo que se mide.
- Cables, para la transmisión de electricidad.
- Electrodos, utilizados para "inyectar" la corriente al suelo en estudio.
- Medios de comunicación, para dar y recibir instrucciones, comunicar la presencia de obstáculos o dificultades y evitar todo tipo de incidentes innecesarios.
- Elementos de protección personal.

Se decide realizar Sondajes Verticales (SEV) en la zona a estudiar, para lo que se cuenta con la siguiente instrumentación:

- 1 Medidor digital de tierras AEMC INSTRUMENTS modelo 4500
- 4 estacas de metal
- 2 rollos de cable conductor de 20 m
- 2 rollos de cable conductor de 120 m
- 2 huinchas de medir de 60 m
- 2 combos
- 1 alicate
- 1 GPS de mano
- 1 antena GPS
- Hojas de campo, para la toma ordenada de datos.
- Elementos de protección personal: guantes, protector solar, gorros con visera, zapatos dieléctricos.

Es importante prever la practicidad de los instrumentos a utilizar, ya que por ejemplo, en este caso se cuenta con una antena GPS que se conecta al computador y permite ver la ruta a seguir en ArcGIS al tener un mapa georreferenciado de la zona aún sin conexión a internet, lo que es muy útil cuando se va a lugares con poca conectividad; pero en el trabajo de campo es más práctico el uso de un GPS de mano para marcar los puntos.



Figura 4.1: Instrumentos utilizados en terreno. Se puede apreciar el medidor digital de tierras AEMC, rollos de cable, una estaca, electrodos y huincha.

4.3. Procedimiento en terrreno

- 1. Descargar instrumentación en zona a prospectar.
- 2. Organizar al equipo de trabajo, indicando la función de cada uno.
- 3. Escoger punto central del SEV.
- 4. Ubicar el equipo medidor de resistencia al centro del arreglo SEV-Schlumberguer
- 5. A partir del centro del arrego, extender la huinchas métricas segpun la orientación de las mediciones.
- 6. Ubicar los electrodos centrales (AB), y luego los electrodos de corriente (MN).
- 7. En cada desplazamiento de los electrodos exteriores (AB), verificar que todo esta conectado y las personas no tocan las estacas para realizar la medición ("inyección" de corriente).
- 8. Realizar la medición.
- 9. Toma de datos en hoja de campo.
- 10. Luego de medir las veces que sea necesario en un punto, recolectar el equipo.
- 11. Moverse al siguiente punto de medición, volviendo a realizar lo descrito desde el punto 4.

Capítulo 5 Resultados y análisis

En investigaciones hidrogeológicas es donde se puede apreciar la utilidad del SEV. El hecho de que el agua contenida en las rocas sea un factor decisivo en su resistividad, ayuda en la búsqueda de estructuras y capas acuíferas, aunque no se detecte directamente la presencia de agua.

Los datos obtenidos en terreno para el presente trabajo fueron procesados por medio del software IPI2Win, obteniendo dos modelos de capas horizontales para cada punto medido y un esquema de perfil de resistividades, en el que se considera la elevación (m.s.n.m.) de cada punto. También se aplicó una rutina propia desarrollada en Matlab de un modelo de una capa horizontal de resistividad basado en la formulación desarrollada en [Telford *et al.*, 1990]. Los resultados se presentan en dos formatos: una figura para cada punto en la cual se presentan tanto la resistividad aparente como los cortes geoeléctricos interpretados; y por otra parte, una tabla para cada punto, que contiene la resistividad real interpretada para cada capa del corte geoeléctrico, el espesor de cada capa, la resistencia transversal (T) y la conductancia longitudinal (S) (ver secciones 2.2.1, 2.2.2).

En cuanto a la elevación de los puntos sobre el nivel del mar, se compara el valor obtenido de Google Earth con el valor de las curvas de nivel cada 0,5 metros producto de una campaña LIDAR.

5.1. Elevación

En la Tabla 5.1 se puede ver el porcentaje de diferencia entre las fuentes para los 10 puntos prospectados en el presente trabajo. La diferencia entre ambos varía entre 6% y un 0,2%. La mayor precisión es de la campaña LIDAR, ya que son datos medidos por un radar que sobrevuela el terreno, mientras los datos de Google Earth son tomados por medio de satélites GPS. A pesar de la menor precisión de los datos obtenidos de forma libre desde Google, son una buena referencia en caso de no contar con la topografía del lugar. CAPÍTULO 5. RESULTADOS Y ANÁLISIS

Punto	E(m)	N(m)	Topografía [m]	Google Earth [m]	Diferencia (%)
1	718415	5827460	88,5	$87,\! 6$	1,01
2	718511	5827440	92,5	$95,\!9$	$3,\!54$
3	718612	5827427	86,5	$87,\!3$	0,91
4	718702	5827406	$83,\!5$	83,2	$0,\!35$
5	718809	5827390	82,5	$87,\!8$	6,03
6	719242	5825351	123,5	121,5	$1,\!61$
7	719342	5825335	124	125,3	1,03
8	719436	5825310	122	122,3	$0,\!24$
9	719422	5825240	125	$124,\! 6$	0,32
10	719282	5825509	103,5	105	$1,\!42$

Tabla 5.1: Diferencia en la elevación de los puntos recopilados de archivo con curvas de nivel (Campaña LIDAR) y Google Earth.

5.2. Predio Sub-estación

En este predio, los puntos de referencia son SG4, SG5 y SG6, mientras que los puntos prospectados en terreno corresponden a los puntos 1, 2, 3, 4 y 5 (ver Figura 5.1, a fin de no sólo evaluar cada punto de manera aislada, sino el emplazamiento.



Figura 5.1: Ubicación de puntos de interés y puntos prospectados en el Predio Subestación.

En el primer punto de medición, se procedió a medir de forma cruzada (Figura 5.2), a fin de evaluar si la orientación del perfil causa un efecto significativo en el posterior procesamiento y análisis.



Figura 5.2: Orientación de las mediciones 1.1 y 1.2

Cuando se realiza la medición en sentido NE-SO (1.1), se obtiene una capa de baja resistividad de ≈ 20 m de profundidad, mientras que cuando la medición se realiza en sentido NO-SE (1.2), aunque el software y el modelo de una capa difieren en la profundidad de la capa menos resistiva, concuerdan en que ésta se encuentra a menor profundidad que en el caso anterior (alrededor de los 5 m).

En la Tabla 5.2 se encuentran los valores de resistividad, espesor, resistencia transversal y cinductancia longitudinal para el corte geoelectrico obtenido. Al comparar los parámetros obtenidos para el punto 1.1, la resistencia transversal del modelo de una capa habla bien con la tercera capa del primer modelo obtenido (IPI2Win1), por otra parte, la conductancia longitudinal del segundo modelo ($S_i = 0, 8$) es un número cercano a la suma de las conductancia del primer modelo ($\sum S_i = 0,8$), este caso corresponde con el principio de supresión, ya que las capas delgadas del primer modelo son suprimidas, sin alterar de gran forma el corte obtenido. Por su parte, para el punto 1.2, los tres modelos de corte geoeléctrico obtenidos son equivalentes en S, ya que la suma de las conductancias difiere entre 0.06 y 0.13, lo que supone una diferencia despreciable entre los cortes obtenidos (a partir de las propiedades de los parámetros de Dar Zarrouk).

De las curvas de resistividad aparente en la Figura 5.3, se aprecia que las capas de resistividad obtenidas difieren, aunque tengan el punto central de medición en común, y por su parte también difieren los parámetros de Dar Zarrouk. Así, aunque se midió en el mismo punto central, la relevancia de la distribución lateral influye fuertemente en los resultados, de forma que se tiene dos opciones para la profundidad del medio saturado. Al considerar los antecedentes del lugar, se opta por una profundidad cercana a los 15 metros, dejando el caso del punto 1.2 como una capa superficial de alta resistividad en el sentido NO-SE.

El fenómeno anterior se puede explicar al considerar que la capa freática no se trata de un nivel uniforme a cierta profundidad que se extiende de forma pareja por todo el terreno, sino que muchas veces se trata de ríos subterráneos. Por esto, se puede decir que el sentido en que se encuentra el nivel freático corresponde a NE-SO.



Figura 5.3: (a) y (c)Curva de resistividad aparente; (b) y (d) corte geoeléctrico obtenido para el punto 1-1 y 1-2 a partir del software IP2Win (azul y cian) y modelo de una capa (rojo)

	IPI2Win1					IPI2		Una capa				
Medición	ρ_i	E_i	T_i	S_i	ρ_i	E_i	T_i	S_i	$ ho_i$	E_i	T_i	S_i
1.1	24,5	0,5	$12,\!25$	0,02	15	12,1	181,5	0,80	15	25	375	$1,\!66$
	10,9	$2,\!68$	29,21	$0,\!24$					50			
	28,6	17	486,2	$0,\!59$								
1.2	52,1	0,76	39,59	0,014	49,3	$0,\!30$	14,83	0,006	15	8	120	$0,\!53$
	2,75	$1,\!24$	3,41	$0,\!45$	55,8	$0,\!429$	$23,\!93$	0,007	1850			
					3,05	$1,\!18$	$3,\!59$	0,38				

Tabla 5.2: Valores de resistividad y espesor para cada capa del corte geoeléctrico obtenido para los puntos 1.1 y 1.2. Además, se presentan los parámetros de resistencia transversal (T) y conductancia longitudinal (S).

Para el punto de medición 2, la comparación entre los métodos de interpretación difiere en gran manera, mostrando, por una parte, una capa de baja resistividad entre los 5 y 25 metros, mientras el modelo de una capa interpreta una capa menos resistiva antes de los 5 metros de profundidad (ver Figura 5.4). A pesar de eso, el parámetro de conductancia longitudinal del modelo de una capa es idéntico al de la primera capa del primer modelo (ver Tabla 5.3), por lo que dichas capas son equivalentes en S. Se considera que el medio saturado se encuentra bajo los 5 metros, que es la profundidad a la cual la resistividad disminuye su valor.



Figura 5.4: (a) Curva de resistividad aparente y (b) corte geoeléctrico obtenido para el punto 2 a partir del software IP2Win (azul y cian) y modelo de una capa (rojo).

	IPI2Win1					IPI2Win2				Una capa				
Medición	ρ_i	E_i	T_i	S_i	ρ_i	E_i	T_i	S_i	ρ_i	E_i	T_i	S_i		
2	84,8	$_{0,5}$	42,4	0,005	57,5	4,12	236,9	$0,\!07$	450	2,5	1125	0,005		
	47,9	$5,\!83$	$279,\!25$	0,12	21,4	28,3	$605,\!62$	1,32	180					
	16,8	20,8	$349,\!44$	$1,\!23$										

Tabla 5.3: Valores de resistividad y espesor para cada capa del corte geoeléctrico obtenido para el punto 2. Además, se presentan los parámetros de resistencia transversal (T) y conductancia longitudinal (S).

Para el punto 3, los modelos difieren en el valor resistivo de la primera capa (ver Tabla 5.4), pero el primer modelo y el modelo de una capa muestran una baja de la resistividad casi inmediata (menor a 1 metro de profundidad). En cambio, el segundo modelo muestra una capa poco resistiva en la primera capa del suelo de cerca de 5 m de profundidad (ver Figura 5.5). Para estos modelos los parámetros de Dar Zarrouk no dan muestras de equivalencia. Para fines interpretativos, en el caso el modelo de una capa sólo es capaz de caracterizar la capa vegetal, y una interpretación conjunta de los dos modelos del software indican un medio saturado entre los 10 y 15 metros de profundidad.



Figura 5.5: (a) Curva de resistividad aparente y (b) corte geoeléctrico obtenido para el punto 3 a partir del software IP2Win (azul y cian) y modelo de una capa (rojo).

		IPI	2Win1			Una capa						
Medición	ρ_i	E_i	T_i	S_i	ρ_i	E_i	T_i	S_i	ρ_i	E_i	T_i	S_i
3	27,6	$_{0,5}$	13,8	0,018	$17,\!6$	$5,\!94$	$104,\!54$	0,33	380	0,7	266	0,002
	14,2	$3,\!91$	$55,\!52$	$0,\!27$	181	5,12	926,72	0,02	37			
	87,5	11	962,5	$0,\!12$	$7,\!63$	$9,\!95$	75,91	$1,\!30$				
	25,4	$5,\!99$	$152,\!14$	$0,\!23$								

Tabla 5.4: Valores de resistividad y espesor para cada capa del corte geoeléctrico obtenido para el punto 3. Además, se presentan los parámetros de resistencia transversal (T) y conductancia longitudinal (S).

Para el punto 4, los modelos interpretativos muestran una capa de baja resistividad a una profundidad menor a 1 metro, logrando inclusive valores cercanos de resistividad entre sí, lo que se ve reflejado en una equivalencia de S (ver Tabla 5.5) para la primera capa. Lo que se pude ver, entonces, es la presencia de una capa altamente resistiva, que no permite que la corriente penetre a mayor profundidad, no permitiendo el vislumbrar la profundidad del nivel freático.



Figura 5.6: (a) Curva de resistividad aparente y (b) corte geoeléctrico obtenido para el punto 4 a partir del software IP2Win (azul y cian) y modelo de una capa (rojo).

	IPI2Win1					IPI2Win2					Una capa			
Medición	ρ_i	E_i	T_i	S_i	ρ_i	E_i	T_i	S_i	ρ_i	E_i	T_i	S_i		
4	97,7	$0,\!60$	$59,\!40$	0,006	88,6	0,835	73,981	0,009	80	$0,\!55$	44	0,006		
	34,4	$0,\!55$	$19,\!19$	0,016	6,43	$1,\!44$	9,2592	$0,\!22$	13					
	8,59	$1,\!85$	$15,\!89$	0,21										

Tabla 5.5: Valores de resistividad y espesor para cada capa del corte geoeléctrico obtenido para el punto 4. Además, se presentan los parámetros de resistencia transversal (T) y conductancia longitudinal (S).

En el punto 5, se puede ver una capa de baja resistividad alrededor de los 5 metros de profundidad, pero luego el aumento de resistividad se da entre los 4 y 7 metros, según el modelo a considerar, aumentando ésta de forma considerable. Los parámetros de Dar Zarrouk para la primera capa del primer modelo son equivalentes con la suma de las primeras 2 capas del segundo modelo, lo que puede atribuirse al principio de supresión, dadas las cercanas resistividades de estas últimas. En cuanto a su interpretación, se tiene un medio saturado hasta los 5 metros, donde se encuentra una capa rocosa más resistiva que impide la penetración de la corriente a una mayor profundidad.



Figura 5.7: (a) Curva de resistividad aparente y (b) corte geoeléctrico obtenido para el punto 5 a partir del software IP2Win (azul y cian) y modelo de una capa (rojo).

	IPI2Win1					IPI2Win2				Una capa			
Medición	ρ_i	E_i	T_i	S_i	$ ho_i$	E_i	T_i	S_i	ρ_i	E_i	T_i	S_i	
5	26,6	0,5	$13,\!3$	0,018	27,1	0,303	8,2113	0,011	22	7,5	165	$0,\!34$	
	6,13	$2,\!85$	$17,\!47$	0,46	23,9	0,235	$5,\!6165$	0,009	80				
					$6,\!35$	$3,\!38$	$21,\!463$	$0,\!53$					

Tabla 5.6: Valores de resistividad y espesor para cada capa del corte geoeléctrico obtenido para el punto 5. Además, se presentan los parámetros de resistencia transversal (T) y conductancia longitudinal (S).

Tomando las mediciones anteriores, agregando a ellas la elevación de cada punto sobre el nivel del mar y la distancia entre ellos (100 metros), se obtiene un esquema de la distribución de las resistividades. Del perfil Predio Sub-Estación (Figura 5.8(b)), se puede apreciar que la capa de menor resistividad se presenta más superficial cuando el punto tiene una menor menor elevación sobre el nivel del mar. Si bien en este caso la diferencia en elevación es pequeña (10 m), esta diferencia es notoria entre el punto 2 (profundidad del medio saturado = 6 m)y el punto 5 (profundidad del medio saturado = 3 m). También se hace visible que el nivel sigue la inclinación del terreno.



(a) Orientación perfil predio sub-estación



(b) Perfil predio sub-estación

Figura 5.8: Orientación del perfil obtenido y su corte geoeléctrico.

5.3. Predio Mástil

En este predio se realizaron mediciones en 5 puntos, los que están distribuidos en un cerro, sobre el cual está instalado un mástil de prospección eólica (ver Figura 3.3, Figura 5.9). Se realizaron 4 mediciones en la planicie sobre el cerro, y una en las faldas de éste.



Figura 5.9: Ubicación de puntos de interés y puntos prospectados en el Predio Mástil.

El punto 6, ubicado a 50 m del punto SG13, muestra una baja de resistividad cerca de los 5 metros de profundidad (ver Figura 5.10), con una buena concordancia entre los modelos. El modelo de una capa es un caso de supresión de las dos primeras capas del primer modelo, ya que la resistencia es intermedia a las dos capas mencionadas, y el valor de T es cercano a la suma de $T_i = 344, 14 \approx 350$ (ver Tabla 5.7); mientras la primera capa del segundo modelo es equivalente en T con la segunda capa del primer modelo. Se puede decir que el medio saturado se encuentra entre los 5 y 15 metros de profundidad.



Figura 5.10: (a) Curva de resistividad aparente y (b) corte geoeléctrico obtenido para el punto 6 a partir del software IP2Win (azul y cian) y modelo de una capa (rojo).

	IPI2Win1					IPI2Win2				Una capa			
Medición	ρ_i	E_i	T_i	S_i	ρ_i	E_i	T_i	S_i	ρ_i	E_i	T_i	S_i	
6	80,6	$0,\!65$	$53,\!11$	0,008	58,5	5,09	297,765	0,087	70	5	350	0,071	
	47,4	$6,\!14$	$291,\!03$	$0,\!12$	11,5	$9,\!65$	$110,\!97$	$0,\!83$	27				
	8	6,9	55,2	$0,\!86$									

Tabla 5.7: Valores de resistividad y espesor para cada capa del corte geoeléctrico obtenido para el punto 6. Además, se presentan los parámetros de resistencia transversal (T) y conductancia longitudinal (S).

El caso del punto 7, la capa de más baja resistividad se presenta entre los 5 y 7 metros de profundidad (Figura 5.11). Los modelos 1 y 2 son equivalentes en S $(\sum S_i(1) = 0, 78, \sum S_i(2) = 0, 78)$ (ver Tabla 5.8).Para este caso, el medio saturado se encuentra entre los 5 y 10 metros de profundidad.


Figura 5.11: (a) Curva de resistividad aparente y (b) corte geoeléctrico obtenido para el punto 7 a partir del software IP2Win (azul y cian) y modelo de una capa (rojo).

	IPI2Win1			IPI2Win2				Una capa				
Medición	ρ_i	E_i	T_i	S_i	ρ_i	E_i	T_i	S_i	ρ_i	E_i	T_i	S_i
7	45,5	$5,\!89$	267,99	0,12	44,9	3,34	149,96	0,074	75	7	525	0,093
	8,71	5,76	50,16	$0,\!66$	66,2	1,78	$117,\!83$	0,026	25			
					6,93	4,78	$33,\!12$	$0,\!68$				

Tabla 5.8: Valores de resistividad y espesor para cada capa del corte geoeléctrico obtenido para el punto 7. Además, se presentan los parámetros de resistencia transversal (T) y conductancia longitudinal (S).

El punto 8 (Figura 5.12) se puede apreciar que el modelo de una capa simplifica el corte geoeléctrico obtenido, ya que su capa es prácticamente un promedio de las variaciones de los otros modelos. Entonces, el medio saturado se encuentra cercano a los 10 metros de profundidad.



Figura 5.12: (a) Curva de resistividad aparente y (b) corte geoeléctrico obtenido para el punto 8 a partir del software IP2Win (azul y cian) y modelo de una capa (rojo).

		IPI	2Win1			IP	I2Win2			Una	a capa	ı
Medición	ρ_i	E_i	T_i	S_i	ρ_i	E_i	T_i	S_i	ρ_i	E_i	T_i	S_i
8	91,6	0,5	45,8	0,005	79,6	1,81	144,076	0,022	55	8	440	0,14
	68,8	2,56	176, 12	0,037	48,8	$7,\!86$	$383,\!56$	0,16	20			
	39,7	7,79	309,26	$0,\!19$	9,57	12,9	$123,\!453$	$1,\!34$				
	15,6	26,3	410,28	$1,\!68$								

Tabla 5.9: Valores de resistividad y espesor para cada capa del corte geoeléctrico obtenido para el punto 8. Además, se presentan los parámetros de resistencia transversal (T) y conductancia longitudinal (S).

Para el punto 9, ubicado a 19 metros del punto SG14 (Figura 5.9)), la Figura 5.13 muestra que el modelo de una capa presenta la baja de resistividad cerca de los 6 metros de profundidad, mientras para el primer modelo se encuentra cercano a los 10 metros de profundidad, y para el segundo modelo se trata de una capa de gran espesor y baja resistividad. La primera capa del modelo 1 y el de una capa son equivalentes en S, lo que permite una interpretación conjunta de ambos modelos, dejando la profundidad de la capa menos resistiva cercana a los 5 metros.



Figura 5.13: (a) Curva de resistividad aparente y (b) corte geoeléctrico obtenido para el punto 9 a partir del software IP2Win (azul y cian) y modelo de una capa (rojo).

	IPI2Win1				IPI2Win2			Una capa				
Medición	ρ_i	E_i	T_i	S_i	$ ho_i$	E_i	T_i	S_i	ρ_i	E_i	T_i	S_i
9	30,5	$2,\!49$	75,945	0,081	31,1	61,8	1921,98	$1,\!98$	72	6	432	0,083
	87,1	$1,\!04$	$90,\!58$	0,011					30			
	23,7	40,2	952,74	$1,\!69$								

Tabla 5.10: Valores de resistividad y espesor para cada capa del corte geoeléctrico obtenido para el punto 9. Además, se presentan los parámetros de resistencia transversal (T) y conductancia longitudinal (S).

El último punto (10) se interpreta como una capa de baja resistividad, hasta el horizonte de alcance del equipo utilizado, y aunque el software utilizado muestra una pequeña variación de resistividad cercana a los 5 metros de profundidad (ver Figura 5.14), una posible interpretación de este modelo es que esta capa no es representativa, ya que inclusive con un modelo simple es posible obtener un buen ajuste a las mediciones, y de la Tabla 5.11 se puede ver que la suma de los parámetros T y S da valores cercanos a los obtenidos por medio de los otros dos modelos, lo que sugiere que son cortes equivalentes.



Figura 5.14: (a) Curva de resistividad aparente y (b) corte geoeléctrico obtenido para el punto 10 a partir del software IP2Win (azul y cian) y modelo de una capa (rojo).

	IPI2Win1				IPI2Win2			Una capa				
Medición	ρ_i	E_i	T_i	S_i	ρ_i	E_i	T_i	S_i	ρ_i	E_i	T_i	S_i
10	23,3	3,1	72,23	$0,\!13$	25,9	46,8	1212,12	1,80	25	40	1000	$1,\!6$
	49,3	2,2	$108,\!46$	0,044					115			
	23,7	38,4	$910,\!08$	$1,\!62$								

Tabla 5.11: Valores de resistividad y espesor para cada capa del corte geoeléctrico obtenido para el punto 10. Además, se presentan los parámetros de resistencia transversal (T) y conductancia longitudinal (S).

En este caso, se pudieron analizar dos esquemas de perfil geoeléctrico (ver Figura 5.15), uno sobre la planicie del cerro, y otro en sentido transversal, donde los puntos tienen 20 m de diferencia de elevación (Figura 5.16). La diferencia en la capacidad de penetración del método está fuertemente ligada a las características de la formación bajo el cerro, ya que en el punto 7 la penetración del método es mucho menor que en el punto 10, pudiendo ésto atribuirse a algún tipo de formación rocosa. También es visible que en el punto de menor elevación (10) no se encuentra el punto de elevación de la resistividad.



Figura 5.15: Orientación de los perfiles

5.4. Análisis de resultados

En resumen, los resultados buscados son expuestos en las Tablas 5.12 y 5.13, donde se presenta el nombre del punto de interés, el punto prospectado al que corresponde, la profundidad esperada utilizada como referencia en este trabajo y la profundidad obtenida por los métodos aplicados.

Predio sub-estación

Punto	Punto	Profundidad	Profundidad	Profundidad
de interés	prospectado	esperada [m]	$1 \operatorname{capa} [m]$	IPI2Win
SG4	1	14	25	12
SG5	3	10	8	$0,\!8$
SG6	5	5	0,7	$4,\!5$

Tabla 5.12: Profundidad de nivel freático esperada (ver sección 4.1.1) y obtenida en el predio de la subestación.

Predio mástil



Figura 5.16: Esquema de resistividades obtenido para los perfiles 2 y 3.

ſ	Punto	Punto	Profundidad	Profundidad	Profundidad
	de interés	prospectado	esperada [m]	$1 \operatorname{capa} [m]$	IPI2Win
ſ	SG13	6 (52 m)	36	6	6
	SG14	9 (19 m)	45	-	60

Tabla 5.13: Profundidad de nivel freático esperada y obtenida para puntos en el predio del mástil.

De la tabla 5.12 se puede ver una concordancia entre el nivel freático esperado (presentado en [KAITEK, 2017]) y el nivel obtenido por IPI2Win luego de la interpretación realizada para el punto SG4, pero la profundidad obtenida por el método de una capa difere notoriamente. Al observar la Figura 5.17 es porsible notar que IPI2Win busca ajustar (línea roja) completamente la curva de resistividad aparente (curva negra), mientras el modelo de una capa (curva azul) depende fuertemente de los valores de los extremos, y puede representar mejor sólo una pendiente.



Figura 5.17: Curva de resistividad aparente y curva sintética para (a) modelo IPI2Win y (b) modelo de una capa para el punto 1 (SG4).

Para el punto SG5, el mejor ajuste con respecto a la profundidad esperada se da con el modelo de una capa. Como se puede ver en la Figura 5.18 (b), el modelo se ajusta bien hasta el primer cambio de pendiente, entonces se puede concluir que esta capa queda bien caracterizada con este método.



Figura 5.18: Curva de resistividad aparente y curva sintética para (a) modelo IPI2Win y (b) modelo de una capa para el punto 3 (SG5).

En el punto SG6, el modelo de una capa (ver Figura 5.19) presenta una simplificación de la curva de resistividad aparente, mientras la curva de ajuste de IPI2Win es más cercana a la de resistividad aparente. Por ésto la mejor interpretación en este caso es la dada por el software.



Figura 5.19: Curva de resistividad aparente y curva sintética para (a) modelo IPI2Win y (b) modelo de una capa para el punto 5 (SG6).

De la Tabla 5.13, se ve que para el predio "mástil" los niveles encontrados difieren en gran manera a los esperados. Esta diferencia entre la profundidad del nivel freático es esperable, ya que la variación principal del nivel depende directamente de la cantidad de precipitación en el lugar, por tanto se espera que al medir en diferentes épocas del año el nivel encontrado difiera. La menor profundidad del nivel freático encontrada por medio de prospección geoeléctrica puede deberse a que:

- 1. El nivel freático varía a lo largo del año.
- 2. El medio rocoso bajo el cerro se presenta como una limitante a la profundidad de penetración del método resistivo.
- 3. El alcance del instrumento utilizado no era suficiente para alcanzar una profundidad de penetración mayor y encontrar el nivel freático (caso posible para el punto 9, a 20 m de SG14).
- 4. Dado que los datos de nivel freático usados como referencia son producto de una modelación, y no corresponden a una medición in-situ, cabe la posibilidad de que éstos no sean correctos, debido a la incertidumbre añadida al dato por la modelación.



Figura 5.20: Curva de resistividad aparente y curva sintética para (a) modelo IPI2Win y (b) modelo de una capa para el punto 6 (ubicado a 50 m de SG13) y (c) modelo IPI2Win y (d) modelo de una capa para el punto 9 (ubicado a 20 m de SG14)

Capítulo 6 Conclusiones

Realizado el análisis de mediciones de resistividad del suelo por medio del software IPI2Win y un modelo de una capa, se puede concluir que el modelo de una capa puede ser útil en la búsqueda del nivel freático de un lugar, pero siempre que la baja de resistividad en el terreno sea muy pronunciada en relación al medio que rodea la capa freática, ya que en caso de que la capa anterior al nivel freático sea muy resistiva, ésta será dominante en el modelo.

De la diferencia en la interpretación de profundidad del nivel freático en las mediciones 1.1 y 1.2, se hace evidente la importancia de tomar perfiles perpendiculares en los puntos a estudiar, para considerar la variación de la distribución de resistividades alrededor del punto explorado, y así poder llevar a cabo una mejor interpretación de la zona en general. En este caso se dan dos perfiles completamente distintos, los que se puede atribuir, por ejemplo, al sentido del medio saturado, ya que éste no se trata de una capa paralela a la superficie, sino que se presentan como ríos subterráneos que fluyen en una cierta dirección.

Por su parte, los parámetros de Dar Zarrouk son una buena herramienta para conocer mejor las propiedades del medio en estudio. Aunque la caracterización en profundidad y resistividad de las capas puede diferir, la combinación de éstos parámetros da cuenta de que se puede tratar de medios con propiedades similares de conductividad y resistencia. Luego, al volver a la representación espesor/resistividad, aunque éstas se vean diferentes, se está hablando de un medio/material similar.

Los métodos utilizados, en conjunto, dan resultados satisfactorios de ubicación del nivel freático, aunque no con la precisión de una excavación. Pero se debe considerar que muchas veces al momento de excavar, el agua contenida en el suelo sube hasta encontrar el punto en que la presión iguala la presión atmosférica; mientras con un método de prospección geoeléctrico no se interviene el medio saturado, por lo tanto, se halla la profundidad real a la que el nivel freático se encuentra en su forma natural.

Bibliografía

- [Alile et al., 2012] Alile, O., Ujuanbi, O., e Iyoha, A. (2012). Geoelectrical investigation of groundwater resources at Ikpoba Okha local government area, Edo State, Nigeria. Science and Technology, 2(1):41–46.
- [Anomohanran, 2013] Anomohanran, O. (2013). Geoelectrical investigation of groundwater condition in oleh, nigeria. International Journal of Research Reviews in Applied Science, 15:145–151.
- [Bobachev et al., 2000] Bobachev, A. A., Modin, I. N., y Shevin, V. A. (2000). IPI2Win Guía de Usuario. Moscow State University. Geoscan-M Ltd.
- [Börgel, 1983] Börgel, R. (1983). Geomorfología. Geografía de Chile, 2:182.
- [Bortolozo et al., 2014] Bortolozo, C. A., Couto, M. A., Porsani, J. L., Almeida, E. R., y dos Santos, F. A. M. (2014). Geoelectrical characterization using joint inversion of VES/TEM data: A case study in Paraná sedimentary basin, São Paulo State, Brazil. Journal of Applied Geophysics, 111:33–46.
- [Burger, 1992] Burger, H. R. (1992). Exploration geophysics of the shallow subsurface. Prentice Hall.
- [Cardimona, 2002] Cardimona, S. (2002). Electrical resistivity techniques for subsurface investigation. Department of Geophysics, university of Missouri Rolla-Mo.
- [Foundation, 2012] Foundation, W. (2012). Cuencas hidrográficas de la región del Biobio. Volcanes Lonquimay, Antuco, Cillán. Copahue, Callaqui. https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=19973281. Web accedido el 21-08-2017.
- [KAITEK, 2014] KAITEK, C. e. C. A. L. (2014). Capítulo II: Línea de base. Declaración de impacto ambiental Parque Eólico San Gabriel.
- [KAITEK, 2017] KAITEK, C. e. C. A. L. (2017). Anexo 5: Estudio técnico y análisis del comportamiento del nivel freático para construcción de fundaciones para aerogeneradores, Parque Eólico San Gabriel. ADENDA Parque Eólico San Gabriel.

- [LTDA, 2012] LTDA, A. I. (2012). Estudio hidrogeológico Cuenca Biobio, Tomo I, Informe final y planos.
- [Matzner, 2001] Matzner, R. A. (2001). Dictionary of geophysics, astrophysics, and astronomy. CRC Press.
- [Milsom, 2007] Milsom, J. (2007). *Field geophysics*, volumen 25. John Wiley and Sons.
- [Mohamaden, 2009] Mohamaden, M. I. (2009). Geoelectrical survey for groundwater exploration at the asyuit governorate, nile valley, egypt. *Marine Scienes*, 20(1).
- [Munoz Jensen, 2011] Munoz Jensen, A. A. (2011). Exploración de aguas termales usando métodos eléctricos resistivos de prospección geofísica: Termas de Menetúe y Pellaifa. Tesis doctoral, Universidad de Concepción.
- [Orellana, 1972] Orellana, E. (1972). Prospección geoeléctrica en corriente continua. Paraninfo.
- [Rioseco y Tesser, 2017] Rioseco, R. y Tesser, C. (2017). Cartografía Interactiva de los climas de Chile (en línea). instituto de Geografía. pontificia Universidad Católica de Chile. www.uc.cl/sw_educ/geografia/cartografiainteractiva. Web accedido el 21-08-2017.
- [Sánchez, 2004] Sánchez, F. (2004). Prospección geofísica: Sondeos eléctricos verticales. Departamento de Geología, Universidad de Salamanca.
- [Sendrós Brea-Iglesias, 2012] Sendrós Brea-Iglesias, A. (2012). Aplicación de parámetros geoeléctricos en el estudio de las aguas subterráneas (cuenca de valls, tarragona).
- [Stefanesco et al., 1930] Stefanesco, S., Schlumberger, C., y Schlumberger, M. (1930). Sur la distribution électrique potentielle autour d'une prise de terre ponctuelle dans un terrain à couches horizontales, homogènes et isotropes. Journal de Physique et le Radium, 1(4):132–140.
- [Telford et al., 1990] Telford, W. M., Geldart, L., y Sheriff, R. E. (1990). Applied geophysics, second edition. USA., 770p, 5.
- [Wattanasen y Elming, 2008] Wattanasen, K. y Elming, S.-Å. (2008). Direct and indirect methods for groundwater investigations: A case-study of mrs and ves in the southern part of sweden. *Journal of Applied Geophysics*, 66(3):104–117.
- [Werner, 1996] Werner, J. (1996). Introducción a la Hidrogeología. Universidad Autónoma de Nuevo León, México.

Apéndice A

Tablas de Datos

10		\cdots	on pane	0 001
MN	AB/2	k	R	ρ_a
1	1	2,356	9,93	23,3997
1	1,5	6,283	2,52	15,833
1	2	11,780	1,2	$14,\!137$
1	2,5	18,849	0,73	13,760
1	3	27,488	$0,\!5$	13,744
1	5	77,754	0,19	14,773
1	7	$153,\!152$	0,11	16,846
1	10	$313,\!373$	0,076	23,816
10	10	23,561	0,763	17,977
10	15	62,831	0,382	24,001
10	20	$117,\!809$	$0,\!253$	$29,\!805$
10	25	188,495	0,18	33,929
10	30	$274,\!889$	$0,\!133$	36,560
10	50	777,544	0,06	46,652
10	70	$1531,\!526$	0,055	84,233
10	100	3133,738	0,048	150,419

Tabla A.1: SEV 1.1, en punto SG4

)	1	
MN	AB/2	K	R	$ ho_a$
1	1	$2,\!356$	12,78	30,112
1	1,5	6,283	3,01	18,912
1	2	11,781	1,27	14,962
1	2,5	18,850	0,7	13,195
1	3	27,489	0,48	13,195
1	5	77,754	0,18	13,996
1	7	153,153	0,11	16,847
1	10	313,374	0,073	22,876
10	10	$23,\!562$	0,748	17,624
10	15	62,832	0,385	24,190
10	20	117,810	0,243	28,628
10	25	188,496	0,174	32,798
10	30	274,889	0,114	31,337
10	50	777,544	0,041	31,879
10	70	1531,526	0,016	24,504
10	100	3133,739	0,021	65,809

Tabla A.2: SEV 1.2, punto SG4

Tabla A.3: SEV 3, en punto SG5

MN	AB/2	К	R	ρ_a
1	1	$2,\!356$	65,2	153,624
1	1,5	6,283	17	106,814
1	2	11,781	5,93	69,861
1	2,5	18,850	2,73	51,459
1	3	27,489	1,58	43,433
1	5	77,754	$0,\!495$	38,488
1	7	$153,\!153$	0,443	67,847
1	10	313,374	0,345	108,114
10	10	23,562	$1,\!156$	27,238
10	15	62,832	0,575	36,128
10	20	117,810	0,376	44,296
10	25	188,496	0,298	56,172
10	30	$274,\!889$	0,233	64,049
10	50	777,544	0,131	101,858
10	70	1531,526	0,109	166,936
10	100	3133,739	0,199	623,614

Τŧ	abla	A.4	: SEV	5,	en	punto	SG6

MN	AB/2	K	R	$ ho_a$
1	1	$2,\!356$	14,07	$33,\!152$
1	1,5	6,283	4,07	$25,\!573$
1	2	11,781	2,07	24,387
1	2,5	18,850	1,27	23,939
1	3	27,489	0,89	24,465
1	5	77,754	0,336	26,125
1	7	$153,\!153$	0,194	29,712
1	10	313,374	0,117	$36,\!665$
10	10	$23,\!562$	1,102	25,965
10	15	62,832	0,522	32,798
10	20	117,810	0,344	40,527
10	25	188,496	0,255	48,066
10	30	274,889	0,152	41,783
10	50	777,544	0,055	42,765
10	70	$1531,\!526$	0,03	45,946
10	100	3133,739	0,021	65,809

Tabla A.5: SEV 4, entre puntos SG5 y SG6

MN	AB/2	К	R	ρ_a
1	1	2,356	13,06	30,772
1	1,5	6,283	3,25	20,420
1	2	11,781	1,451	17,094
1	2,5	$18,\!850$	0,793	14,948
1	3	27,489	0,53	14,569
1	5	77,754	0,231	17,961
1	7	$153,\!153$	0,158	24,198
1	10	313,374	0,114	35,725
10	10	23,562	0,849	20,004
10	15	62,832	0,473	29,719
10	20	117,810	0,318	$37,\!463$
10	25	188,496	0,234	44,108
10	30	274,889	0,182	50,030
10	50	777,544	0,095	73,867
10	70	1531,526	0,065	99,549
10	100	3133,739	0,078	244,432

MN	AB/2	К	R	$ ho_a$		
1	1	$2,\!356$	177,5	418,225		
1	1,5	6,283	45	282,743		
1	2	11,781	16,92	199,334		
1	2,5	18,850	7,99	$150,\!608$		
1	3	27,489	4,59	126,174		
1	5	77,754	1,492	116,010		
1	7	$153,\!153$	1,41	215,945		
1	10	313,374	0,624	$195,\!545$		
10	10	23,562	1,484	34,966		
10	15	62,832	0,766	48,129		
10	20	117,810	0,568	66,916		
10	25	188,496	0,557	104,992		
10	30	274,889	0,496	$136,\!345$		
10	50	777,544	0,295	229,376		
10	70	1531,526	0,224	343,062		
10	100	3133,739	0,19	595,410		

Tabla A.6: SEV 2, entre puntos SG4 y SG5

Tabla A.7: SEV 6, cercano a punto SG13

MN	AB/2	K	R	$ ho_a$
1	1	2,356	$28,\!6$	67,387
1	1,5	6,283	9,52	59,816
1	2	11,781	4,66	54,899
1	2,5	18,850	$2,\!69$	50,705
1	3	27,489	1,78	48,930
1	5	77,754	0,591	45,953
1	7	153,153	0,294	45,027
1	10	313,374	0,115	36,038
10	10	23,562	1,606	37,840
10	15	62,832	0,49	30,788
10	20	117,810	0,234	27,567
10	25	188,496	0,141	$26,\!578$
10	30	274,889	0,093	25,565
10	50	777,544	0,051	39,655
10	70	1531,526	0,03	45,946
10	100	3133,739	0,025	78,343

MN	AB/2	К	R	$ ho_a$
1	1	2,356	31	73,042
1	1,5	6,283	10	62,832
1	2	11,781	5,04	$59,\!376$
1	2,5	18,850	3	$56,\!549$
1	3	27,489	1,92	52,779
1	5	77,754	0,608	47,275
1	7	153,153	0,258	39,513
1	10	313,374	0,122	38,232
10	10	23,562	1,705	40,173
10	15	62,832	0,528	$33,\!175$
10	20	117,810	0,247	29,099
10	25	188,496	0,142	26,766
10	30	274,889	0,093	25,565
10	50	777,544	0,045	34,989
10	70	1531,526	0,078	119,459
10	100	3133,739	0,069	216,228

Tabla A.8: SEV 7, a 100 m de SG13

Tabla A.9: SEV 8, a 200 m de SG13

MN	AB/2	К	R	ρ_a
1	1	$2,\!356$	22,5	$53,\!014$
1	1,5	6,283	7,18	45,113
1	2	11,781	3,16	37,228
1	2,5	18,850	1,68	31,667
1	3	27,489	1,645	45,219
1	5	77,754	0,492	38,255
1	7	$153,\!153$	0,267	40,892
1	10	313,374	0,112	35,098
10	10	23,562	1,563	36,827
10	15	62,832	0,484	30,411
10	20	117,810	0,222	26,154
10	25	188,496	0,119	22,431
10	30	274,889	0,093	25,565
10	50	777,544	0,081	62,981
10	70	1531,526	0,07	107,207
10	100	3133,739	0,063	197,426

			1	
MN	AB/2	К	R	$ ho_a$
1	1	$2,\!356$	29,8	70,215
1	1,5	6,283	10,44	$65,\!596$
1	2	11,781	5,25	$61,\!850$
1	2,5	18,850	3,11	$58,\!622$
1	3	27,489	2,08	$57,\!177$
1	5	77,754	0,683	$53,\!106$
1	7	$153,\!153$	0,296	45,333
1	10	313,374	0,123	$38,\!545$
10	10	$23,\!562$	1,91	45,003
10	15	62,832	0,574	36,065
10	20	117,810	0,27	31,809
10	25	188,496	0,155	29,217
10	30	274,889	0,093	25,565
10	50	777,544	0,038	29,547
10	70	1531,526	0,029	44,414
10	100	3133,739	0,025	78,343

Tabla A.10: SEV 9, cercano a punto SG14

Tabla A.11: SEV 10, en el mismo predio, pero al bajar el monte

MN	AB/2	К	R	$ ho_a$
1	1	$2,\!356$	$10,\!66$	$25,\!117$
1	1,5	6,283	3,75	23,562
1	2	11,781	1,89	22,266
1	2,5	18,850	1,282	24,165
1	3	27,489	0,88	24,190
1	5	77,754	$0,\!357$	27,758
1	7	$153,\!153$	0,188	28,793
1	10	313,374	0,082	$25,\!697$
10	10	$23,\!562$	1,442	33,976
10	15	62,832	0,49	30,788
10	20	117,810	0,237	27,921
10	25	188,496	0,142	26,766
10	30	$274,\!889$	0,104	28,588
10	50	777,544	0,043	33,434
10	70	1531,526	0,024	36,757
10	100	3133,739	0,019	59,541

Apéndice B Problema Inverso

El problema de inversión busca ajustar un modelo a resultados ya existentes (datos). El problema mayor de estos casos es la no-unicidad de la solución encontrada, lo que conlleva que gran parte de los aspectos del modelo que se obtiene depende del conocimiento del interpretador en el asunto.

El problema de inversión más básico es el de inversión lineal, que puede ser descrito por:

$$d = Gm \tag{B.1}$$

donde m son los parámetros no conocidos del modelo que se relacionan linealmente con los datos d a través del operador G.

A fin de encontrar un grupo de soluciones para m, los softwares más comunes resuelven por medio de integración numérica la ecuación

$$d(x) = \int_{a}^{b} g(x, y)m(y)dy$$
(B.2)

para luego entregar la solución con menor error estadístico. El conjunto de parámetros m de solución serán discretos y acotados sólo a los puntos de datos específicos d, lo que no asegura una representación física real del problema.

El software IPI2Win resulve el problema inverso para cada curva de datos introducida usando una variante del algoritmo de Newton que toma el menor número de capas posibles o un algoritmo de minimización de ajuste controlado por la Regularización de Tikhonov para resolver problemas incorrectos; además presenta la opción de introducir información *a priori* de la resistividad o el espesor de alguna capa en particular para limitar el proceso de generación de un modelo.

Existe también una forma más directa de resolver el problema inverso, que consiste en la comparación entre la curva de datos obtenida y la curva teórica, donde se buscan los parámetros del modelo para que estas curvas se aproximen lo más posible. Este procedimiento es más lento que el anterior, pero asegura un mayor control sobre el modelo y sus características físicas.

El procesamiento de los datos comienza por considerar que la diferencia de potencial

producida en el suelo y la corriente que circula por él están relacionados a través de la resistividad,

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi k} \tag{B.3}$$

con k el factor geométrico de la configuración empleada.

luego, la resistividad aparente se calcula utilizando la ecuación para una tierra homogénea

$$\rho_a = \left(\frac{2\pi\Delta V}{I}\right)k\tag{B.4}$$

Para los distintos arreglos, el factor geométrico es

Wenner k = aSchlumberger $k = \frac{L^2}{4l}$ Para ajustar un modelo de *n* capas a este perfil de Dipolo Dipolo $k = n^3 l$

resistividad utilizando, por ejemplo, el arreglo Schlumberger, es necesario expresar la resistividad aparente de la forma

$$\rho_a = rho_1 \left[1 + 2L^2 \int_0^\infty \lambda \theta_n(\lambda) J_1(L\lambda) d\lambda \right]$$
(B.5)

Aquí

$$\begin{array}{rcl}
\theta_n(\lambda) &=& \frac{P_n(u)}{H_n(u) - P_n(u)} \\
P_{j+1}(u) &=& P_j(u) + H_j(u^{-1}\kappa_j u^{D_j}) \\
H_{j+1}(u) &=& H_j(u) + P_j(u^{-1})\kappa_j u^{D_j} \\
H_1 = 1 \quad P_1 = 0 \quad u = e^{-2\lambda} \\
\kappa_j &=& \frac{(\rho_{j+1} - \rho_j)}{(\rho_{j+1} + \rho_j)} \\
D_j &=& t_1 + t_2 + \ldots + t_j
\end{array}$$

donde n es el número de capas consideradas, $J_1(x)$ es una función de Bessel de primer orden y t_j es el grosor de la j-ésima capa.

Reescribiendo la expresión B.5 en forma de una serie infinita:

$$\theta_n(\lambda) = \sum_{N=1}^{\infty} Q(N) = u^N \tag{B.6}$$

 con

$$Q(N) = P_n(N) + \sum_{i_1}^d [P_n(i) - H_n(i)]Q(N-i)$$

y $d = min(D_{n-1}, N-1).$

Substituyendo esta expresión en la fórmula para la resistividad aparente, se tiene

que

$$\rho_a = \rho_q \left[1 + 2 \sum_{N=1}^{\infty} Q(N) (1 + 4N^2/L^2)^{-3/2} \right]$$
(B.7)

Pero la expresión anterior no es completamente convergente, por lo que su cálculo numérico puede resultar complicado, así se pronone solucionar el problema mediante la convolusión de filtros digitales.

Es posible escribir la ecuación B.5 de la forma

$$\rho_a = L^2 \int_0^\infty \lambda \theta(\lambda) J_1(\lambda) d\lambda \tag{B.8}$$

Esta ecuación puede escribirse como la convolusión de dos funciones, $\theta(y)$ y $b(x) = e^{2x}J_1(e^x)$ de tal forma que

$$\rho_a = \int_{-\infty}^{\infty} \theta(y) b(x - y) dy \tag{B.9}$$

Luego, expresando lo anterior en el dominio de las frecuencias como un producto de funciones

$$F(\omega) = G(\omega)H(\omega) \tag{B.10}$$

en donde

$$\rho_a(x) \to F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \rho_a(x) e^{-2xi\pi\omega} dx$$

$$\theta(y) \to G(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \theta(y) e^{-2xi\pi\omega} dy$$

$$b(x) \to F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} b(x) e^{-2xi\pi\omega} dx$$

Ghosh logró determinar un par de soluciones particulares de B.10 tal es que pueden utilizarse para determinar los coeficientes del filtro $H(\omega)$ en el dominio espacial b(x).

Finalmente, el cálculo de la resistividad aparentee para un arreglo Schlumberger se genera a partir de la evaluación de una función θ pesada como una media móvil de un filtro digital Ghosh *b* en una distancia *x*:

$$\rho_a = \sum_{j=j_{min}}^{j_{max}} \theta((i-j)\Delta x)b(j\Delta x)$$
(B.11)

con $j \in i$ representando resistividades y espesores de cada capa.