DEPARTAMENTO DE GEOFISICA FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS UNIVERSIDAD DE CONCEPCION, CHILE

MÉTODOS GEOELÉCTRICOS APLICADOS A LA EXPLORACIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS Y TERMALES

FELIPE ANDRÉS DAZA HERNÁNDEZ

Tesis para optar al título profesional de ${\bf GEOFISICO}$

Profesor Guía: Dr. JAIME ARTURO BELMONTE-POOL VILLANUEVA Comisión:

Dr. Matthew Robert Miller

Dr. Elías Ovalle Miranda

30 de noviembre de 2012 Concepción, Chile

Índice general

Resumen Abstract Sobre el Autor 1. Introducción 1.1. Objetivos 1.2. Prospección Geofísica y Geología 1.3. Métodos de Prospección Geofísica 1.3.1. Métodos geoeléctricos 1.4.1. El agua subterránea 1.4.2. Geotermia 1.4.2. Geotermia 2.1. Fluidos en medios porsos 2.1.1. Ley de Darcy 2.2.1. Acoplamiento de flujo de fluido con campo eléctrico en un medio porsos 2.2.2. Potenciales Electrocinéticos	A	grade	ecimie	ntos	11							
Abstract Sobre el Autor 1. Introducción 1.1. Objetivos 1.2. Prospección Geofísica y Geología 1.3. Métodos de Prospección Geofísica 1.3. Métodos geoeléctricos 1.4. Motivación 1.4.1. El agua subterránea 1.4.2. Geotermia 1.4.2. Geotermia 2.1. Fluidos en medios porosos 2.1.1. Ley de Darcy 2.2.1. Acoplamiento de flujo de fluido con campo eléctrico en un medio poroso 2.2.2. Potenciales Electrocinéticos	Re	Resumen										
Sobre el Autor 1. Introducción 1.1. Objetivos 1.2. Prospección Geofísica y Geología 1.3. Métodos de Prospección Geofísica 1.3. Métodos geoeléctricos 1.4. Motivación 1.4.1. El agua subterránea 1.4.2. Geotermia 1.4.2. Geotermia 2.1. Fluidos en medios porosos 2.1.1. Ley de Darcy 2.2.1. Acoplamiento de flujo de fluido con campo eléctrico en un medio poroso 2.2.2. Potenciales Electrocinéticos	Al	ostra	ct		14							
 Introducción Objetivos Prospección Geofísica y Geología Métodos de Prospección Geofísica Métodos geoeléctricos Métodos geoeléctricos Métodos geoeléctricos Motivación I.4.1. El agua subterránea I.4.2. Geotermia Geotermia I.4.2. Geotermia I.4.3. Geotermia I.4.4.4.4.4.4.4.4.4.4.4.4.4.4.4.4.4.4.	So	bre e	el Aut	or	15							
 1.1. Objetivos	1.	Intr	oducc	ón	16							
 1.2. Prospección Geofísica y Geología		1.1.	Objeti	vos	16							
 1.3. Métodos de Prospección Geofísica		1.2.	Prospe	ección Geofísica y Geología	17							
 1.3.1. Métodos geoeléctricos 1.4. Motivación 1.4.1. El agua subterránea 1.4.2. Geotermia 1.4.2. Geotermia 2. Marco Teórico 2.1. Fluidos en medios porosos 2.1.1. Ley de Darcy 2.2.1. Interacción Electromagnética pasiva 2.2.1. Acoplamiento de flujo de fluido con campo eléctrico en un medio poroso 2.2.2. Potenciales Electrocinéticos 		1.3.	Métod	os de Prospección Geofísica	18							
 1.4. Motivación			1.3.1.	Métodos geoeléctricos	18							
1.4.1. El agua subterránea 1.4.2. 1.4.2. Geotermia 1.4.2. 2. Marco Teórico 2.1. Fluidos en medios porosos 2.1.1. Ley de Darcy 1.1. 2.2.2. Interacción Electromagnética pasiva 1.1. 2.2.1. Acoplamiento de flujo de fluido con campo eléctrico en un medio poroso 2.2.2. Potenciales Electrocinéticos		1.4.	Motiva	ación	22							
1.4.2. Geotermia			1.4.1.	El agua subterránea	22							
 2. Marco Teórico 2.1. Fluidos en medios porosos			1.4.2.	Geotermia	24							
 2.1. Fluidos en medios porosos	2.	Mar	co Te	órico	27							
 2.1.1. Ley de Darcy		2.1.	Fluido	s en medios porosos	27							
 2.2. Interacción Electromagnética pasiva			2.1.1.	Ley de Darcy	27							
2.2.1. Acoplamiento de flujo de fluido con campo eléctrico en un medio poroso 2.2.2. Potenciales Electrocinéticos		2.2.	Intera	Interacción Electromagnética pasiva								
2.2.2. Potenciales Electrocinéticos			2.2.1.	Acoplamiento de flujo de fluido con campo eléctrico en un medio poroso .	31							
			2.2.2.	Potenciales Electrocinéticos	35							

		2.2.3.	Acoplamientos de fuerzas y flujos	41
		2.2.4.	Potenciales Electroquímicos	44
		2.2.5.	Potenciales Electrotérmicos	47
	2.3.	Intera	cción electromagnética activa	48
		2.3.1.	Profundidad estudiada	49
3.	Mét	odos (Geoeléctricos Utilizados	50
	3.1.	Poteno	ial Espontáneo	50
		3.1.1.	Instrumental	50
		3.1.2.	Medición de Potencial Espontáneo	54
		3.1.3.	Ruidos en la medición	55
		3.1.4.	Interpretación cualitativa	58
		3.1.5.	Interpretación cuantitativa	59
		3.1.6.	Ventajas del potencial espontáneo	60
		3.1.7.	Desventajas del potencial espontáneo	60
	3.2.	Arregl	os Geoeléctricos en corriente continua	61
		3.2.1.	Arreglo tipo Wenner - Schlumberger	62
		3.2.2.	Arreglo tipo Dipolo-Dipolo	62
		3.2.3.	Ventajas y desventajas entre los métodos en CC $\ \ldots \ \ldots$	64
		3.2.4.	Interpretación	65
	3.3.	Errore	s en la medición	66
		3.3.1.	Errores en distancia	66
		3.3.2.	Errores en potencial	67
		3.3.3.	Errores en el dipolo-dipolo	68

4.	Met	todología	70								
	4.1.	. Equipos utilizados									
	4.2.	Trabajo en terreno	73								
	4.3.	Procesamiento de potencial espontáneo	75								
	4.4.	Tratamiento de errores del potencial espontáneo	76								
	4.5.	Procesamiento de SEV y dipolo-dipolo	76								
5.	Zon	as de estudio	77								
	5.1.	Marco Geológico Chillán	77								
		5.1.1. Geología Regional	77								
		5.1.2. Geología local	79								
		5.1.3. Estructuras	80								
		5.1.4. Hidrología de la zona de estudio	82								
		5.1.5. Hidrogeología	83								
	5.2.	Como llegar a la UdeC, sede Chillán	83								
	5.3.	Marco Geológico Menetúe	86								
		5.3.1. Geología regional	86								
		5.3.2. Geología Local	86								
		5.3.3. Hidrogeología	90								
	5.4.	Como llegar al Parque Termal Menetúe	91								
6.	Aná	ilisis y Resultados	94								
	6.1.	Chillán	94								
		6.1.1. Potencial espontáneo	94								
		6.1.2. SEVs en Chillán	97								
	6.2.	Menetúe	04								

	6.2.1.	Esquema de medición	106					
	6.2.2.	Análisis de Potencial Espontáneo en Menetúe	109					
	6.2.3.	Arreglos en corriente contínua Menetue	114					
	6.2.4.	SEVs en Menetúe	115					
6.3.	Conclu	usiones	128					
	6.3.1.	Chillán	128					
	6.3.2.	Menetue	129					
6.4.	Líneas	s de investigación a futuro	132					
Anexo	A: Da	atos	133					
Anexo	B: El	negocio del agua a nivel mundial	173					
Anexo C: Hidrología e Hidrogeología								
Anexo	D: De	emostraciones	198					
Anexo	E: Fot	tografías de la zonas de estudio	238					
Bibliog	grafía		250					

Índice de figuras

0-1.	Felipe Daza trabajando en la tesis	15
1-1.	Medición de potencial espontáneo en un basural. ρ_1 es la resistividad del primer	
	estrato no saturado de agua, ρ_2 es la resistividad del acuífero afectado por el	
	lixiviado y ρ_3 es la resistividad del acuífero sin lixiviado. Ref : Auge, M. Métodos	
	Geoeléctricos para la Prospección de Agua Subterránea (2008) pág 27	21
1-2.	Número de publicaciones por año buscados en la base de datos ISI Thomson,	
	con el tema self-potential . Términos relacionados como spontaneous potential	
	o electrokinetic, no fueron buscados debido al gran número de aplicaciones no	
	geofísicas. Ref: Minsley, B.J. 2007, PhD thesis pág 39	22
1-3.	Distribución del agua en el planeta. Notar que la mayor reserva de agua dulce	
	aprovechable es el agua subterránea. Ref: Perspectivas del Medio Ambiente Mundi-	
	al (2007), pág. 118	23
2-1.	Experimento de Darcy	28
2-2.	Permeámetro de drenaje	30
2-3.	Valores típicos de la conductividad hidráulica K	30
2-4.	Esquema de medición de SP. La región oscura representa la zona saturada. $\ $. $\ $.	32
2-5.	A: Distribución iónica esquemática de la doble capa eléctrica (DCE). B: Evolu-	
	ción del potencial ϕ perpendicularmente a la interfaz; IHP, OHP: planos de	
	Helmholtz interno y externo; ξ potencial en el plano de cizalle S, (Dana 1992)	37
2-6.	Evolución de densidad de cargas eléctricas, velocidad del fluido y potencial eléc-	
	trico representados en la sección longitudinal de un capilar, (Dana 1992)	39

2-7.	16 posibles fenómenos de acoplamiento entre flujos y fuerzas	42
2-8.	Potencial redox creado por acoplamiento electroquímico (Sato y Mooney, 1960) $% = \left({{\left({{{\left({{{{\left({{{\left({{{{\left({{{}}}}} \right)}}}}\right($	45
2-9.	Modelo de generación de potenciales termoeléctricos producidos por un cuerpo	
	caliente (modificado de Nouberhecht, 1963)	47
2-10	. Electrodos A y B inyectan corriente, en tanto, en M y N se mide la diferencia de	
	potencial	48
3-1.	Electrodo impolarizable, multitester y cuaderno para anotar los valores medidos	
	y diseño de grilla	52
3-2.	A) Medición de PE. B) Electrodo impolarizable	53
3-3.	Cristales de sulfato de cobre	53
3-4.	Sulfato de cobre pentahidratado	54
3-5.	Arreglo tipo Wenner-Schlumberger. Los AB son los electrodos de corriente, en	
	rojo, y los MN los de potencial, en azul	62
3-6.	(a) Bosquejo de puesta del arreglo Schlumberger. (b) Profundidad alcanzada	
	conforme se alejan los electrodos.	63
3-7.	Dipolo-dipolo. Los electrodos rojos AB siguen siendo de corriente y los azules	
	MN de potencial, lo que cambia es el orden: ABMN	63
3-8.	Profundidad alcanzada con dipolo-dipolo conforme se alejan los electrodos en	
	pares	64
3-9.	Rango de valores de resistividad de distintas rocas. Ref: Modif. De Palacky, 1987.	65
3-10	. Variación de la resistividad aparente producto de errores en las mediciones de	
	distancia de electrodos	66
3-11	. Variación de la resistividad aparente producto de errores en la lectura de la ddp.	67
3-12	. Errores en la distancia de los electrodos, para el dipolo-dipolo, y como afecta a	
	la resistividad. Se puede apreciar que no hay grandes errores con la longitud L.	
	Para errores de un metro se pueden apreciar variaciones, de un modo bien suave.	68
3-13	. Variación de la resistividad en el arreglo dipolo-dipolo con respecto a errores en	
	ddp. Un error del mV es equivalente al error de un metro. Errores de mayor	
	orden hacen que la interpretación sea errada. Ref: Muñoz, A. (2011). Tesis de	
	Geofísica UdeC	69

4-1.	Datos técnicos sobre el GPS utilizado	72
4-2.	Equipo midiendo PE en terreno.	73
4-3.	Estación base GPS	73
4-4.	Construyendo la grilla con GPS	74
4-5.	Equipo haciendo el SEV 7 en Menetúe	74
4-6.	Probador de resistencia de Tierra modelo 4500. Fue utilizado en Chillán $\ .\ .\ .$	74
4-7.	Generador a bencina de 1.6 kVA nominal, y máximo 2.0kVA	75
4-8.	Midiendo la resistividad en Chillán mediante el Probador de resistencia de Tierra	75
5-1.	Carta geológica (modificada de la escala1:1.000.000)	81
5-2.	Sondaje LIEM del hospital de Chillán.	82
5-3.	Línea morada es la ruta recomendada para llegar a la UdeC, sede Chillán, por	
	la entrada sur a Chillán	84
5-4.	UdeC Chillán. Líneas amarillas y celestes muestran las dos posibles rutas para	
	llegar a la zona de estudio. Ambas parten de la entrada de la U. La estrella	
	verde marca la ubicación del pozo destapado que permitía ver la profundidad del	
	primer acuífero	85
5-5.	Mapa geológico de la zona comprendida entre los 38°90'S – 39°43'S y los 72°20'W-	
	71°27'W. (Fuente: Mapa Geológico de Chile del Sernageomin, 2003)	89
5-6.	Ruta para llegar a Menetúe desde Pucón. El volcán en la parte baja de la imagen	
	corresponde al Villarrica.	91
5-7.	Notar la alineación de los tres volcanes Villarrica, Quetrupillán y Lanín. \ldots .	92
5-8.	Cuadro rojo con Google Earth delimita la zona de estudio en Menetúe, y a	
	la derecha se muestra un mapa de las instalaciones (no está a escala). Ref:	
	http://menetue.com/mapa_instalaciones.php	93
6-1.	Círculos rosados marcan puntos medidos de PE y la estrella roja el electrodo de	
	referencia fijo	95
6-2.	Puntos de medición de PE (azules y rojos) y SEV (rojos) en Chillán. Latitud y	
	longitud en Datum WGS84 Huso 18S	96

6-3.	Grilla de potencial espontáneo en Chillán. Zonas azules representan la anomalía
	buscada. Ajuste por Kriging lineal
6-4.	SEV1 en Chillán. Se encuentra a 45 m al Oeste de un pozo expuesto, en el que
	el agua se encuentra a 5 metros
6-5.	SEV 2
6-6.	SEV 3
6-7.	SEV 4
6-8.	SEV 5
6-9.	SEV 6
6-10	. Corte geoeléctrico 2D Chillán. Los números del 1 al 4 representan la ubicación
	de los SEVs. El desplazamiento se refiere a la distancia con respecto al SEV1,
	que está en 0 metros
6-11	. Esquema de mediciones en Menetúe
6-12	. PE en la cancha. Cruces indican los puntos de medición de P.E. Georreferen-
	ciación en UTM, Datum WGS84 Huso 19S
6-13	. PE pozos. La orientación de izquierda a derecha es W-E. La georeferenciación
	está en UTM, Datum WGS84 Huso 19S
6-14	. PE en sendero de la Falla. Este perfil cruza la falla inversa vista desde la laguna
	Ancapulli
6-15	. Potencial espontáneo sendero copihue. Se aplicó una función de suavizado 112
6-16	. Potencial espontáneo en el sendero al este de los pozos. Se pueden ver dos anom-
	alías de aguas termales
6-17	. Dipolo-dipolo Menetúe
6-18	. SEV pozos
6-19	. SEV afloramiento. Este se encuentra en el centro del arreglo dipolo-dipolo 117
6-20	. SEV sendero
6-21	. SEV 1
6-22	. SEV2. Eje vertical es la resistividad aparente $\rho_a\left[\Omega\cdot m\right]$ y el horizontal en metros. 120
6-23	. SEV 3
6-24	. SEV4. Eje vertical es la resistividad aparente $\rho_a [\Omega \cdot m]$ y el horizontal en metros. 122

6-25.	SEV5. Eje vertical es la resistividad aparente $\rho_a\left[\Omega\cdot m\right]$ y el horizontal en metros. 123
6-26.	SEV6. Eje vertical es la resistividad aparente $\rho_a\left[\Omega\cdot m\right]$ y el horizontal en metros. 124
6-27.	SEV 7
6-28.	SEV8. Eje vertical es la resistividad aparente $\rho_a\left[\Omega\cdot m\right]$ y el horizontal en metros. 126
6-29.	SEV 9
6-30.	A) De izquierda a derecha, el primer círculo (pequeño) indica la ubicacíon del
	pozo que se podía ver la profundidad. Elipse que muestra la zona donde se
	hicieron los SEVs. B) Inversión de los SEVs 1,2,3,4 que fueron medidos dentro
	de la elipse de A
6-31.	Conclusiones en Menetue. Los círculos muestran zonas de anomalías buscadas 130
6-32.	Carta geológica de Menetúe. Notar la alineación de las Termas de Menetúe, Ter-
	mas Trancura, Termas San Luis, Termas El Toro, y las fallas inferidas, marcadas
	con líneas punteadas

Agradecimientos

Agradecer a mis padres, Bella y José, que me dieron la posibilidad de vivir, que NUNCA dejaron de confiar en mí y siempre que los necesité estuvieron y estarán. Ellos me enseñaron que los límites no existen, y si existen, están muchísimo más allá de lo que pensaste. A mis hermanos Gonzalo y Claudio agradecer su ejemplo, que el talento no sirve para nada si no va acompañado de determinación, disciplina y perseverancia. Agradecer a todos mis familiares, tanto paternos como maternos; les tengo un enorme cariño y sé que ellos siempre estuvieron apoyándome, en oraciones, en motivantes conversaciones y alegres tertulias. Hay profesores que enseñan y son buenos, sin embargo hay los que inspiran y esos son los imprescindibles; por ello quiero agradecer a mi profesor de música, Luis Oyarzo. A mi amigo y colega músico Felipe Bello con quién trabajamos en muchos proyectos musicales. A la profesora Maria Teresa Erpelding (Q.E.P.D.) que inspiró mi vocación científica; tuve la suerte de ser su ayudante. Ella, además de transmitirme su pasión por las matemáticas, me enseñó que nunca se estudia demasiado dado que todos los días hay algo nuevo que aprender. Agradezco enormemente a quienes me ayudaron en los terrenos: Misael Condori, Estefanía Correa, Rodrigo Méndez, Carolina Cisterna, Lizette Bertin, Anne Schalchli, Paula Jarpa, Alejandro Sanhueza, María De Los Ángeles Uribe, Nathalie Almonacid y en especial a Jorge Jimenez que además aportó con sabios consejos. A mi profesor guía Dr. Arturo Belmonte quien demostró verdadera vocación al comprometerse con nosotros en la adversidad. Al profesor Dr. Juan Alberto Barrera por su excelente disposición y su valiosa ayuda en Chillán, como también a Gastón Retamal quien me facilitó su resistómetro, que fue utilizado en Chillán. A la gente de Menetúe, por acogernos de maravilla, a la Universidad de Concepción por su excelencia académica, y apoyar económicamente esta tesis a través del proyecto DIUC 211.012.011-1.0 "Aplicación de métodos geofísicos para el reconocimiento de recursos hídricos y termales", a la facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas por la sólida base recibida, al Departamento de Geofísica que desde un principio me acogieron con respeto, como un colega más que como alumno. Agradecer a la dirección de extensión de la Universidad; a través de ella pude desarrollar mi lado artístico en el elenco de música del Ballet Folclórico, como también en la orquesta de estudiantes UDEC, dado que para mi el arte es tan importante

como aire y constituye el alimento del espíritu que es lo único realmente nuestro. Es para mi difícil abandonar esta casa de estudios pues aquí, a parte de obtener un sólido conocimiento, hice grandes amigos, tuve hermosas vivencias y por ende cada rincón de esta preciosa universidad está llena de gratos recuerdos.

¡Los extrañaré demasiado!

Resumen

Se realizaron mediciones geoeléctricas en un campo experimental de la Universidad de Concepción, sede Chillán, en búsqueda de agua subterránea, y en el Parque Termal Menetúe, localizado a 30 kilómetros al Este de Pucón, para el estudio de aguas termales. Los métodos geoeléctricos en corriente continua utilizados son SEV^1 a través de la configuración tetraelectródica Schlumberger; dipolo - dipolo, y el método pasivo PE^2 . Estos métodos mostraron ser un muy buen complemento dado lo disímil de ambos problemas.

En Menetúe se llevó a cabo un levantamiento topográfico y mapeo de fallas en los afloramientos, y la geofísica pudo demostrar que el dominio termal es estructural. Además se dio con un par de puntos atribuibles a aguas termales. En Chillán, se realizó una grilla superficial de PE para localizar los puntos más prometedores de aguas subterráneas y luego se hicieron SEVs en dichos puntos, para ver la profundidad del acuífero. Se generaron cortes geoeléctricos 1D y 2D tanto en Chillán como en Menetúe.

El método de PE es el más rápido y económico de todos; se pueden cubrir grandes áreas en cosa de horas, además se puede llevar a cabo con solo dos personas. Sin embargo, este método por si solo, constituye una alternativa netamente exploratoria. Permite diferenciar entre aguas subterraneas frías y termales, como también ciertos yacimientos. Los métodos en corriente contínua permiten diferenciar lo prospectado a través de su contraste en resistividad (o su inversa conductividad) de las rocas que componen el subsuelo.

El análisis de datos de SEV se llevaron a cabo mediante rutinas en Matlab y los softwares IPI2WIN, RES2DINV, Surfer; para el dipolo-dipolo se empleó RES2DINV. Para los datos de PE se utilizó el software Surfer, y Datafit para el ajuste y suavizado de la curva.

¹sondeo eléctrico vertical

²Potencial Espontáneo

Abstract

Geoelectrical measurements have been made in an experimental field of University of Concepción, located in Chillan campus, and in the Thermal Park of Menetúe, situated 30 km east of Pucón. The former intended to obtain groundwater and the latter aimed at studying thermal water. The geoelectrical measuring methods in direct current that were used are VES¹ through the Schlumberger configuration and dipole-dipole. The SP² method is a passive method. These methods proved to be optimal complements given the different nature of both problems.

A topographic survey and mapping of fault outcrops were conducted in Menetúe and then geophysics was able to demonstrate that which is structural domain.

In addition to this, a few water points ascribable to thermal water were discovered. In Chillán, a superficial grid of SP was made in order to find the most promising groundwater points which were subjected to VES to discover the depth of the aquifer. In both places, Chillan and Menetúe, geoelectrical sections were 1D and 2D.

The SP method is the fastest and cheapest of all; vast zones can be covered in a matter of hours, besides it can be carried out with only two persons. However, this method itself stands a purely exploratory alternative. It allows differentiating between cold groundwater and thermal water, and also certain deposits. The direct current methods allow distinguishing through the contrast in resistivity (or its inverse, conductivity) of the rocks that make up the ground.

The analysis of the VES data was obtained through the means of matlab routines and the softwares: IPI2WIN, RES2DINV, Surfer; the software RES2DINV was used with the dipoledipole. To gather the SP data, the software Surfer and Datafit were used for the adjustment and softness of the curve.

¹vertical electric sounding

² self-potential

Sobre el Autor

Felipe Andrés Daza Hernánez es Licenciado en Ciencias Físicas. A través de esta tesis, optará por titularse como Geofísico.

Comentarios serán bien recibidos a felipedaza@gmail.com, o al celular +569 84184661



Figura 0-1: Felipe Daza trabajando en la tesis

Capítulo 1

Introducción

La prospección geofísica es, a primera vista, un conjunto de técnicas físicas y matemáticas, aplicadas a la exploración del subsuelo para la búsqueda y estudio de yacimientos de sustancias útiles (petróleo, aguas subterráneas, minerales, carbón, etc.) como también la orientación de excavaciones arqueológicas, detección de galerías subterráneas, etc., por medio de observaciones efectuadas en la superficie de la Tierra. Como hecho curioso, contar que en una expedición científica a Groenlandia, se utilizó el método magnético para volver a encontrar un depósito de bidones y otros objetos destinados al uso de los exploradores que habían sido recubierto por intensas nevadas (Orellana, 1972).

Para encontrar dichos objetos es necesario que este tenga un contraste de sus propiedades físicas con el medio circundante.

1.1. Objetivos

- Construir electrodos impolarizables y comprender la teoría que lo sustenta.
- Comprender fenómenos que producen el potencial espontáneo.
- Analizar los alcances del potencial espontáneo.
- Estudiar aguas subterráneas en Chillán a través de métodos geoeléctricos en corriente contínua y potencial espontáneo.

- Estudiar aguas termales en Menetúe a través de métodos geoeléctricos en corriente continua y potencial espontáneo.
- Adquirir la experiencia necesaria para la correcta toma de datos, como también el análisis de estos.
- Desarrollar la teoría para el futuro desarrollo de algoritmos.
- Construir grillas de potencial espontáneo que permitan conocer el flujo de agua, tanto termal como fria.
- Construir cortes geoeléctricos bidimensionales para estudiar estructuralmente la zona en Menetúe, que es el mecanismo por el que circulan las aguas termales.
- Construir cortes geoeléctricos bidimensionales para estudiar la capa acuífera en Chillán.
- Empalmar información geológica con geofísica.

1.2. Prospección Geofísica y Geología

Tanto el prospector geofísico como el geológo se ocupan de la parte sólida de la Tierra, por lo que frecuentemente atacan el mismo problema, pero sus métodos e instrumentos son muy dispares. El geólogo utiliza mínimo instrumental y basa sus razonamientos en leyes preferentemente cualitativas, mientras que el geofísico emplea aparatos costosos y complicados, y maneja leyes físicas de expresión matemática nada sencilla.

Sería ineficaz y económicamente prohibitivo empezar el estudio de una zona aplicando cualquier método geofísico. En los estudios de prospección es el geólogo el que tiene la palabra en primer lugar, pues debe ser él quien escoja las zonas más prometedoras para el fin buscado y plantee los problemas concretos cuya solución se exige de la geofísica. Una vez ocurrido esto, es entonces cuando entra en acción el geofísico, quién teniendo en cuenta esta información juntamente con la cartografía topográfica, fotografías aéreas, etc, debe determinar cuál es el método geofísico más apropiado y sus modalidades de aplicación, además fijar detalladamente la situación de perfiles, estaciones, líneas de medición y demás características del trabajo de campo. Una vez recogidos los datos viene la difícil tarea interpretativa dado que generalmente no existe una solución única al problema planteado. La elección de la solución más probable queda al juicio del interpretador, quien debe basarse en su propia experiencia, y en la información geológica disponible. En la fase final de la interpretación, cuando hay que dar significación geológica a la distribución subterránea de la magnitud física estudiada, es fundamental el trabajo conjunto entre el geólogo y geofísico.

La diversa mentalidad de el geólogo y geofísico representa una ventaja pues, los resultados así obtenidos incorporan una visión más amplia del problema. Lo que no puede hacerse es tratar de reunir en una sola persona las dos especialidades, dada la ingente cantidad de conocimientos y técnicas incluidas en la geología y geofísica, y la disparidad de sus métodos. Por lo tanto es errónea la idea de que un geólogo pueda transformarse en un geofísico tras unos breves estudios o a la inversa.

1.3. Métodos de Prospección Geofísica

Dentro de la diversidad de técnicas prospectivas destacan cuatro grupos principales; el gravimétrico, magnético, eléctrico y sísmico. Los dos primeros son de campo natural y los dos restantes de campo artificial (con excepción de algunas modalidades). Es decir, que en los métodos gravimétrico y magnético se estudian las perturbaciones que determinadas estructuras o cuerpos producen sobre campos preexistentes, que son el de gravedad y geomagnético, mientras que en el eléctrico y el sísmico es el propio prospector quien crea el campo físico que va a estudiar, lo que presenta la ventaja de que puede darle las características más adecuadas para el fin propuesto. Esto no quiere decir que puedan establecerse relaciones de superioridad entre unos y otros, pues la eficacia depende de cuál sea el problema propuesto.

1.3.1. Métodos geoeléctricos

Los métodos geoeléctricos de prospección estudian, por medio de mediciones efectuadas en la superficie, la distribución en profundidad de alguna magnitud electromagnética. Existen tres magnitudes electromagnéticas principales o constantes materiales que en principio podrían utilizarse para identificar los cuerpos situados en el subsuelo. Estas magnitudes son la permeabilidad magnética μ , la permitividad ε y la resistividad eléctrica ρ . Entre ellas, y hasta ahora, es casi exclusivamente la distribución de resistividad del subsuelo la magnitud que se estudia. Esto, dado que la amplitud de variación de esta magnitud es de 25 órdenes de magnitud, en cambio la permitividad y permeabilidad poseen sólo dos y 4 órdenes de magnitud.

Es decir

$$1,59 \times 10^{-8} \left[\Omega \cdot m\right] (plata) \leq \rho \leq 7,5 \times 10^{17} \left[\Omega \cdot m\right] (cuarzo)$$

$$8,854 \left[\frac{pF}{m}\right] (vacio) \leq \varepsilon \leq 1500 \left[\frac{pF}{m}\right] (rutilo)$$

$$1,256 \times 10^{-6} \left[\frac{H}{m}\right] (grafito) \leq \mu \leq 1,256 \times 10^{-2} \left[\frac{H}{m}\right] (Ferromagnéticos)$$

Por otra parte, la cuantificación de la permeabilidad magnética y la permitividad requieren de mediciones de laboratorio de la muestra, en cambio la resistividad se mide indirectamente desde la superficie. Además, la existencia de rápidos ordenadores permite el análisis numérico del problema inverso en solo minutos.

Origen de los métodos geoeléctricos

Aunque el desarrollo de los métodos geoeléctricos es relativamente reciente, su origen se remonta al siglo XVIII con los trabajos de Gray y Wheeler (1720) sobre la resistividad de las rocas y el descubrimiento, realizado en 1746 por Watson, de que el suelo es conductor.

El inglés Robert Fox descubrió en 1815 el fenómeno de la polarización espontánea, auto potencial o potencial espontáneo, que consiste en que los yacimientos de ciertos minerales producen débiles corrientes eléctricas apreciables desde la superficie. Fox sugirió el uso de este fenómeno para la prospección de yacimientos, por lo que se le ha considerado como el abuelo de los geofísicos. En 1882, el doctor Carl Barus aplica esta idea al estudio del Comstock Lode (Nevada). Entre 1880 y 1914, Barnes, Brown y Wells, miembros del Geological Survey de Estados Unidos, utilizan sucesivamente este método en las minas del mismo estado de Nevada, y construyen los primeros electrodos impolarizables. Sin embargo, el primer éxito corresponde al ingeniero de minas alsaciano Conrad Schlumberger, padre de la prospección eléctrica y sin discusión, la figura más importante de la misma. Este investigador descubrió en 1913 el yacimiento de súlfuros de Bor (Servia) por medio del potencial espontáneo, primer hallazgo geofísico de mineral no magnético.

Otros investigadores dirigieron su atención a campos eléctricos producidos artificialmente y entre ellos fue el primero Brown, quien patentó, en 1883, un sistema de prospección eléctrica con dos electrodos. Unos veinte años más tarde, Daft y Williams obtuvieron otra patente (1902) basada en el empleo de corrientes de baja frecuencia. Un año después, el ruso E. S. Ragozin publica su monografía *aplicación de la electricidad en la búsqueda de yacimientos mineros*, donde anticipa muchas de las ideas que habrían de aplicarse más tarde. En 1913 Schilowsky realizó ensayos de un método electromagnético. Los métodos eléctricos de campo artificial entran en su mayoría de edad con el estudio tectónico de la cuenca silúrica de Calvados (Francia) realizado en 1913 por el ya mencionado Conrad Schlumberger, quien en el mismo año había obtenido el primer éxito de los métodos eléctricos de campo natural. Alrededor de 1915, Schlumberger, y el americano Frank Wenner, independientemente, idean el dispositivo tetraelectródico que será la base del progreso ulterior.

Potencial Espontáneo

Este método permite prospectar minerales, especialmente los metalíferos (pirita, calcopirita, galena, magnetita), como también aguas subterráneas, recursos geotermales y estudios estructurales en zonas volcánicas. Incluso el potencial espontáneo puede ser utilizado en el caso de aguas subterráneas contaminadas por basurales con lixiviados de elevada salinidad, como se muestra en la Figura 1-1. Esta produce una anomalía positiva debida a procesos electroquímicos¹, por la diferencia en la concentración entre el agua afectada por el lixiviado y la que no lo está.

Actualmente el método de P.E. está siendo utilizado en prospección de zonas geotérmicas y en el estudio de la actividad volcánica (Zohdy et al., 1973; Anderson y Johnson, 1976; Corwin y Hoover, 1979; Fitterman, 1976, 1977, 1978; y Sill, 1983). Aplicado también por Zablocky (1976,

¹La anomalía puede ser negativa o positiva, dependiendo de la carga de los iones resultantes de los procesos electroquímicos, o diferencia de concentración. Por ello se habla de anomalía positiva a modo didáctico, para visualizarlo en el gráfico.



Figura 1-1: Medición de potencial espontáneo en un basural. ρ_1 es la resistividad del primer estrato no saturado de agua, ρ_2 es la resistividad del acuífero afectado por el lixiviado y ρ_3 es la resistividad del acuífero sin lixiviado. Ref: Auge, M. Métodos Geoeléctricos para la Prospección de Agua Subterránea (2008) pág 27.

1978) y Dzurisin et al. (1980) en Hawaii, por Lenat (1987) en Pitón de la Fournaise (islas de La Reunión) y por Aubert et al. (1984) en el Etna, para la detección de zonas de actividad geotérmica, mostrando anomalías positivas que se correlacionan con zonas de fumarolas o con anomalías térmicas de la superficie situadas en fisuras profundas de las regiones volcánicas. También aplicado para el estudio de sistemas hidrotermales en volcanes activos (Finizola et al., 2000). Ramos (2000), lo utilizó por primera vez de manera amplia y sistemática para el estudio estructural del volcán Misti (volcán andesítico).

Aplicado también en hidrogeología, obteniéndose anomalías negativas asociadas a circulación de aguas subterráneas por un fenómeno de origen electrocinético (Ogilvy et al., 1969; Bogolovsky, 1973) y en la determinación de infiltración subterránea de las aguas (Fournier, 1983, 1989; Jackson et al., 1988). Algunos autores han realizado ciertos experimentos en laboratorio para caracterizar los fenómenos electrocinéticos asociados a la transferencia de agua o vapor de agua en medios porosos.



Figura 1-2: Número de publicaciones por año buscados en la base de datos ISI Thomson, con el tema **self-potential**. Términos relacionados como spontaneous potential o electrokinetic, no fueron buscados debido al gran número de aplicaciones no geofísicas. Ref: Minsley, B.J. 2007, PhD thesis pág 39.

1.4. Motivación

1.4.1. El agua subterránea

De todas las tragedias que amenazan al planeta, la falta de agua potable es, seguramente, la más grave, ya que el agua – como el aire – es indispensable para la vida.

Mil cuatrocientos millones de seres humanos no tienen acceso directo al agua y otros mil millones sólo pueden obtener agua de muy mala calidad, insalubre, cuyo consumo mata cada día a 30.000 personas. En América Latina, que cuenta con la segunda mayor reserva de agua dulce del mundo, 70 millones de personas viven sin acceso al agua potable¹ (La Ruée vers I'eau, 2002).

El agua dulce es un bien escaso, de hecho:

 El 97,5 % del agua disponible en el planeta es salada. El 2,5 % restante está en proceso de pérdida de calidad y cantidad debido al consumo excesivo.

¹En Anexo B: El negocio del agua a nivel mundial, se expone con más detalle.

- El 70 % del agua dulce disponible es utilizada para el riego agrícola.
- El 10 % sirve a la industria y los usos municipales o domésticos.
- El resto para producir electricidad, navegar y el entretenimiento.
- La mitad de los ríos y lagos europeos y estadounidenses están gravemente contaminados.
 La situación en los países subdesarrollados no es mejor. 20 % de las especies acuáticas ha desaparecido a lo largo de los últimos años, o están en peligro de extinción.



Figura 1-3: Distribución del agua en el planeta. Notar que la mayor reserva de agua dulce aprovechable es el agua subterránea. Ref: Perspectivas del Medio Ambiente Mundial (2007), pág. 118.

La segunda mayor reserva de agua dulce del mundo se encuentra bajo el suelo, después de los glaciales. Es decir, **la mayor reserva de agua dulce aprovechable en el mundo está justo bajo nuestros pies.** Por ello resulta de vital importancia conocer las propiedades de las aguas subterraneas, para así construir normativas para una extracción apropiada como también velar por su buena calidad.

Esta tesis estudia distintos métodos geofísicos que dan buenos resultados en la exploración aguas subterráneas¹, abriendo buenas alternativas para enfrentar esta grave problemática.

1.4.2. Geotermia

La búsqueda de fuentes alternativas de energía ha sido uno de los mayores temas de investigación de las últimas décadas, provocado en gran medida por la crisis del petróleo. Los recursos petroleros y de gas natural no son renovables y por ello se agotarán en el futuro, lo cual representa un grave problema dado que el consumo de energía ha ido en notable aumento debido a las crecientes demandas de la población mundial, que también aumenta su número considerablemente.

La energía geotérmica, que considera toda fuente de calor generada en el interior de la Tierra, ha encontrado un lugar bien consolidado entre otras formas alternativas de obtener energía, junto a la energía eólica, mareomotriz y la solar. Países como Italia y Estados Unidos han desarrollado excelentes tecnologías para masificar la explotación de los recursos geotérmicos que albergan, y otras naciones como Filipinas, El Salvador, Islandia, Kenya y Nueva Zelanda presentan una importante contribución a su producción eléctrica total gracias a la geotermia (27 %, 26 %, 25 %, 11 % y 10 % respectivamente (Holm et al., 2010)). Hasta fines de 1985, el uso de energía proveniente de la explotación geotérmica mundial ahorraba aproximadamente 77 millones de barriles de petróleo al año en todo el mundo (Wright et al. 1985). Estas cifras crecen y seguirán creciendo si el aprovechamiento de este recurso continúa su curso de producción, como también si más países como Chile suman esfuerzos de independizarse energéticamente de los combustibles fósiles.

¹En el anexo D.5.4. Resistividad en medios saturados, se explica como influye la presencia de fluido en rocas, y su consecuencia en los métodos de prospección geoeléctricos.

Como todo recurso energético, la geotermia presenta ventajas y desventajas en el proceso de exploración, entre ellas:

Ventajas:

- Es una fuente que evitaría la dependencia energética del extranjero.
- Los residuos que produce son mínimos y ocasionan menor impacto ambiental que los originados por los combustibles fósiles.
- Es un sistema de gran ahorro, tanto económico como energético, y no necesita de gran cantidad de poder humano para funcionar.
- Su explotación no provoca ruidos exteriores.
- Los recursos geotérmicos son mayores que los recursos de carbón, petróleo, gas natural y uranio combinados.
- No está sujeta a precios internacionales, sino que siempre puede mantenerse a precios nacionales o locales.
- El área de terreno por MW requerido por las plantas geotérmicas es menor que el requerido por otro tipo de plantas. No requiere construcción de grandes instalaciones, como las represas, ni la tala de bosques, ni construcción de tanques de almacenamiento de combustibles.

Desventajas:

- En ciertos casos se produce la emisión de ácido sulfhídrico, que se detecta por su olor a huevo podrido, y en grandes cantidades no se percibe y es letal.
- En ciertos casos se produce emisión de CO_2 , pero es inferior al que se emitiría para obtener la misma energía por combustión fósil.
- Puede causar contaminación de aguas próximas con sustancias como arsénico o amoníaco.

- Causa contaminación térmica.
- La instalación de una planta geotérmica deteriora el paisaje.
- La energía geotérmica no se puede transportar como energía primaria.
- No está disponible más que en determinados lugares.

Las desventajas relacionadas con la contaminación del suelo o del agua circundante pueden evitarse si se adquiere una correcta y apropiada política de manejo de desechos en la planta geotérmica.

Otra desventaja a corto plazo que se presenta en el desarrollo de este tipo de energía son los altos costos de exploración de los recursos, debido a que en la mayoría de los casos se procede con perforaciones directas al embalse geotérmico (que significa un 47 % del costo total de operaciones) y estas, si previamente no se realizan estudios superficiales de las propiedades físicas del entorno y de la fuente, no presentan un 100 % de efectividad (Glacier Partners, 2009). Se han registrado casos en que la perforación a ciegas ha tenido consecuencias desastrozas, como lo ocurrido en los géiseres de El Tatio, en septiembre de 2009.

Los métodos geoeléctricos activos utilizados permiten la elaboración de perfiles geoeléctricos del subsuelo, y las zonas de baja resistividad, pueden estar correlacionadas con reservorios de agua subterránea, dependiendo de la litología. Las aguas de alta temperatura poseen, en conjunto con la roca que las contiene, menor resistividad que las aguas minerales, mas la diferencia es pequeña. Sin embargo el método de potencial espontáneo permite diferenciar notoriamente estas aguas. Las anomalías positivas están correlacionadas con aguas termales y las negativas con aguas minerales o frias. Luego, estos métodos son un excelente complemento para caracterizar zonas termales.

Capítulo 2

Marco Teórico

La hidrología e hidrogeología juegan un papel fundamental en la existencia de agua subterránea, por ello, en el Anexo C: Hidrología e Hidrogeología, se muestran en detalle.

2.1. Fluidos en medios porosos

2.1.1. Ley de Darcy

Henry Darcy (1803-1858), ingeniero francés, estudió la dinámica del agua a través de medios porosos. Darcy encontró que la velocidad a la cual fluye el agua a través de un medio poroso es directamente proporcional a la diferencia de altura entre los dos extremos del lecho filtrante, e inversamente proporcional a la longitud del lecho.

La Figura 2-1 muestra el experimento de Darcy: Una tubería horizontal llena con arena por la cual se aplica agua mediante presión a través del extremo A, la cual fluye y se descarga a través del extremo B. Darcy encontró que el caudal Q es directamente proporcional a la altura de aguas entre los piezómetros A y B e inversamente proporcional a la longitud de la tubería, L. El agua también es proporcional al área perpendicular al escurrimiento, luego el caudal es¹

 $^{^{1}}$ La deducción formal se encuentra en el anexo D.1. Ley de Darcy.



Figura 2-1: Experimento de Darcy

$$Q = K \cdot A \cdot \left(\frac{h_A - h_B}{L}\right) \tag{2.1}$$

$$Q = K \cdot A \cdot \frac{dh}{dL} \tag{2.2}$$

K es la constante de proporcionalidad denominada conductividad hidráulica o permeabilidad. Sus unidades son $[L \cdot T^{-1}]$, es decir, unidades de velocidad. Esta constante es función de las propiedades del medio poroso, y el fluido que pasa a través de el. Por ejemplo, es intuitivo ver que un fluido más viscoso como el petróleo se moverá más lento que uno menos viscoso como el agua. De hecho, Hubbert (1956) mostró que es directamente proporcional al peso específico del fluido ρg e inversamente proporcional a su viscosidad dinámica η .

$$K = k \frac{\rho g}{\eta} \tag{2.3}$$

k es la permeabilidad intrínseca del sedimento, y tiene unidades $[L^2]$, ρ es la densidad del fluido, g es el campo gravitatorio o aceleración de gravedad.

Para un flujo tridimensional, en un medio heterogéneo, la velocidad del fluido sería

$$\mathbf{v} = -\mathbf{K} \cdot \nabla h \tag{2.4}$$

Sin embargo esta expresión nos dice que la permeabilidad posee tres distintos valores, en

dirección de los vectores directores del sistema coordenado elegido. Si consideramos una heterogeneidad aun más general, la conductividad hidráulica será un tensor, y la expresión matemática respectiva será, en notación indicial:

$$v_i = -K_{ij}\partial_j h_j \tag{2.5}$$

La ley de Darcy generalizada es:

$$\mathbf{v} = -\frac{K}{\rho g} \left(\boldsymbol{\nabla} p - \rho \mathbf{g} \right)$$

La ley de Darcy funciona muy bien para velocidades menores a 0.12 mm/s y con un escurrimiento superficial $\frac{1}{3000} \le i \le \frac{1}{100}$, o bien menor a 0.55 mm/s en casquijos.

Además, la conductividad hidráulica se relaciona con la permeabilidad intrínseca, así finalmente se obtiene

$$\mathbf{v} = -\frac{k}{\eta} \left(\boldsymbol{\nabla} p - \rho \mathbf{g} \right) \tag{2.6}$$

La permeabilidad aumenta a medida que el tamaño medio de los sedimentos se incrementa. Si los tamaños de grano son bien diversos o están bien distribuidos, los granos de menor tamaño ocuparán parte de los poros lo que reducirá su capacidad de transporte de agua. Por ello, muestras de tipo unimodal¹ tiene permeabilidades más grandes que muestras de tipo bimodal².

Existen diversos métodos para cuantificar la permeabilidad: Directos e indirectos. Sobre los métodos directos existen dos categorías: terreno y laboratorio. Los métodos más conocidos son: método de Hazen, de Shepperd, de Slichter, de Fair and Hatchh, de Terzaghi, de Kozeny-Carmen.

Con respecto a los métodos de laboratorio, las medidas se hacen a través de permeámetros.

¹Un tamaño de grano dominante

²Dos tamaños de grano dominante



Figura 2-2: Permeámetro de drenaje

K (m/s):	1 10 ⁻¹	10^{-2}	10^{-3}	10-4	10^{-5}	10^{-6}	10-7	10^{-8}	10-9	10-10	10-11	10^{-12}
Permeability	Р	ervious			Semip	ervious		1		Impervie	ous	
Soils	Clean Clean sand gravel sand and g		d or ravel P	l or Very fine sand, sil savel loam Peat Stratified cl			lt, clay Unweathered clay				y	
Rocks				1.8	Oil rocks		Sandstone		Good Bre limestone, gra dolomite		ccia, nite	

Figura 2-3: Valores típicos de la conductividad hidráulica ${\cal K}$

2.2. Interacción Electromagnética pasiva

Al medir la diferencia de potencial eléctrica en el suelo notará que no es cero, como quizá podría esperarse. Esto nos dice que en el suelo fluye corriente eléctrica. Este capítulo estudia estas corrientes; como se producen y las leyes físicas que las explican. A la diferencia de potencial medida en el suelo se le llama potencial espontáneo (PE). Por ello, a continuación se estudiarán campos eléctricos producidos de modo natural en el subsuelo. En el anexo D.3. Definiciones básicas del electromagnetísmo, se explican las bases necesarias para comprender la teoría.

2.2.1. Acoplamiento de flujo de fluido con campo eléctrico en un medio poroso

A través de estudios estadísticos se logra establecer un acoplamiento entre las ecuaciones de la dinámica de fluidos con el electromagnetismo, que se resume en dos ecuaciones principales (A. Revil et al, 2002).

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} - \ell (\boldsymbol{\nabla} p - \rho_f \mathbf{g}) \tag{2.7}$$

$$\mathbf{v} = \ell \mathbf{E} - \frac{k}{\eta_f} \left(\nabla p - \rho_f \mathbf{g} \right)$$
(2.8)

Notar que basta con hacer cero el campo eléctrico y se vuelve a la ley de Darcy generalizada.

$$\mathbf{v} = -\frac{k}{\eta_f} \left(\boldsymbol{\nabla} p - \rho_f \mathbf{g} \right) = -K \boldsymbol{\nabla} h$$

- **v** es la velocidad de Darcy del fluido en el subsuelo $(L \cdot T^{-1})$.
- k es la permeabilidad intrínseca definida al inicio de la teoría y ℓ es el parámetro de acoplamiento cuyas unidades en S.I son $m^2 V^{-1}s$, además este parámetro se relaciona con

otros parámetros mediante



Figura 2-4: Esquema de medición de SP. La región oscura representa la zona saturada.

$$\ell = -\frac{\varepsilon_f \zeta}{\eta_f F} \tag{2.9}$$

$$C = \left(\frac{\partial V}{\partial p}\right)_j = -\frac{\ell}{\sigma} \tag{2.10}$$

- C es el coeficiente de acoplamiento de potencial de flujo, $\rho_f \varepsilon_f$ es la densidad y constante dieléctrica del fluido (en S.I $F \cdot m^{-1}$).
- F es adimensional y corresponde al factor de formación eléctrico que se deriva de la descripción de la conducividad eléctrica a través de la porosidad media.
- ζ (en V) es llamado "potencial zeta". Este representa el potencial eléctrico en la interfase mineral y agua, en la llamada triple capa eléctrica.

Luego, la densidad de corriente será dada por

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{E} + \mathbf{j}_s \tag{2.11}$$

Donde

$$\mathbf{j}_s = \frac{\nu\ell}{k}(\rho_f \mathbf{v}) = \boldsymbol{\sigma}_0 \boldsymbol{\nabla}(C'h) \tag{2.12}$$

- ν es la viscosidad cinemática del fluido en el poro.
- Cι = (∂_φ/∂h)_j = Cρ_fg (en V/m) es el coeficiente de sensibilidad electrocinético asociado a las variaciones de carga hidráulica.
- $\nabla \cdot j_s$ corresponde a la densidad volumétrica de la distribución de corriente fuente en la región saturada(Ω_0 en la Figura 2-4).
- σ_0 es la conductividad eléctrica en el volumen Ω_0 .

Al aplicar la divergencia en la ecuación de densidad de corriente total, se tiene que por continuidad debe ser cero, es decir, por conservación de la carga. Luego:

$$\boldsymbol{\nabla} \cdot \mathbf{j} = \boldsymbol{\nabla} \cdot (\sigma_0 \mathbf{E} + \mathbf{j}_s) = 0$$

Es decir

$$\boldsymbol{\nabla} \cdot \boldsymbol{\sigma}_0 \mathbf{E} = -\boldsymbol{\nabla} \cdot \mathbf{j}_s$$

Puedo escribir el campo eléctrico en función de los potenciales:

$$\boldsymbol{\nabla} \cdot \left[\sigma_0 \left(-\boldsymbol{\nabla} V - \frac{\partial \mathbf{A}}{\partial t} \right) \right] = -\boldsymbol{\nabla} \cdot \left[\boldsymbol{\sigma}_0 \boldsymbol{\nabla} (C'h) \right]$$

Recordar que σ_0 no varía en la región considerada, como también la influencia de la variación espacio temporal del potencial magnético es pequeña, obtengo

$$\nabla^2 \left(V - C'h \right) = 0 \tag{2.13}$$

$$\psi = V - C'h \tag{2.14}$$

$$\nabla^2 \psi = 0 \tag{2.15}$$

Esto dice que $\psi = V - C'h$ es armónico. Es decir, admite infinitas derivadas.

Esta función sigue siendo válida fuera de la zona de saturación, donde la ecuación quedaría $\nabla^2 V = 0$

Así se tiene que el potencial eléctrico también es armónico. Luego, para resolver esta EDP es necesario considerar las siguientes condiciones de frontera

$$\nabla^2 \psi = 0, \text{ en } \Omega_0, \Omega_i \tag{2.16a}$$

$$\psi_i = \psi_j \text{ a lo largo de } \partial \Omega_{ij}$$
 (2.16b)

$$\psi_{i} = \psi_{j} \text{ a lo largo de } \partial\Omega_{ij}$$
(2.16b)
$$\sigma_{i} \mathbf{n} \cdot \nabla \psi_{i} = \sigma_{j} \mathbf{n} \cdot \nabla \psi_{j} \text{ a lo largo de } \partial\Omega_{ij}$$
(2.16c)

$$\psi_1 - \psi_0 = C'h$$
, sobre $\partial\Omega$ (2.16d)

$$\sigma_i \mathbf{n} \cdot \nabla \boldsymbol{\psi}_1 = \sigma_0 \mathbf{n} \cdot \nabla \boldsymbol{\psi}_0, \text{ a lo largo de } \partial \Omega$$
(2.16e)

La distribución del momento dipolar en la región fuente Ω_0 es equivalente a una capa de

dipolos tendida sobre la frontera del volumen fuente $\partial\Omega$. La caída potencial efectiva a través de esta interfaz, $\psi_1-\psi_0=C'h$ corresponde al momento dipolar de la fuente. La condición de frontera en el suelo establece que $\mathbf{n} \cdot \nabla V = 0$, dado que la atmósfera es aislante eléctrico. Luego, la medición de potencial eléctrico en el punto P sobre el suelo, se puede escribir entonces, como

$$V(P) = \frac{C'}{4\pi} \iint_{\partial\Omega} (h - h_0) \left(\frac{\mathbf{r} \cdot \mathbf{n}}{r^3}\right) d\mathbf{S} + \frac{1}{4\pi} \iiint_{\Omega} \frac{\mathbf{E}}{r} \frac{\boldsymbol{\nabla}\rho}{\rho} dV$$
(2.17)

Notar que todas estas variables estan referenciadas a la Figura 2-4.

- E es el campo eléctrico
- ρ es la resistividad eléctrica $[\Omega \cdot m]$
- n es un vector unitario normal hacia afuera de la capa freática, en el punto M a lo largo de $\partial \Omega$.
- dS es el elemento de capa freática alrededor de M
- h_0 es el nivel de carga hidráulica de referencia

•
$$r = MP$$

De la ecuación se puede ver que el primer término indica que cada elemento de la capa freática actúa como un pequeño dipolo de fuerza $C'(h - h_0)$. Todos estos dipolos contribuyen a la señal de PE registrada en la estación P con una fuerza dependiente también de la distancia entre cada dipolo y P.

El segundo término corresponde a las fuentes secundarias de discontinuidades de resistividad eléctrica existentes en el suelo. La forma integral de la ecuación es adecuada para desarrollar algoritmos de tomografía 3D para visualizar la geometría de la capa freática. Si suponemos que la superficie del suelo es plana, y que además la conductividad eléctrica es homogénea entre la superficie del suelo y la capa freática, podría simplificar enormemente la ecuación, con el precio de solo poder efectuar modelos 1D, pero da buena versatilidad para análisis rápidos.

En efecto, de acuerdo con la definición del coeficiente de acoplamiento C', el potencial eléctrico de la estación de observación P es dada por

$$V(P) = (h - h_0)C'$$
(2.18)

Esto produce que

$$V(P) = -C'(e-h) + C'(e-h_0)$$
(2.19)

Donde

$\bullet \ e-h$ representa la profundidad de la capa freática

Luego, de acuerdo con este simple esquema, el potencial eléctrico de la superficie del suelo es una función lineal de la profundidad de la capa freática.

2.2.2. Potenciales Electrocinéticos

Los potenciales electrocinéticos, son generados por el flujo de los fluidos (por ejemplo agua, gas, vapor) a través de los capilares del sólido (roca). Los fenómenos electrocinéticos, reflejan

por tanto las relaciones existentes entre el desplazamiento relativo de dos fases (por ejemplo: sólido/líquido) y las características fisico-químicas de su interfaz (Dana, 1992).

El fenómeno electrocinético se define en cuatro descripciones que son recíprocas entre sí:

Doble capa eléctrica (DCE)

Los fenómenos electrocinéticos, se pueden explicar por el sistema de doble capa eléctrica. Cuando entran en contacto un sólido y un líquido, se forma en su interfaz sólido/líquido, un sistema de doble capa eléctrica (DCE). La parte líquida conductora (agua, por ejemplo) es cargada positivamente y la otra (sólida) poco conductora es cargada negativamente, (Ishido y Mitzutani, 1981).

Graham perfeccionó el modelo de Stern, de la doble capa eléctrica, el cual se describe a continuación:

Considerar un capilar al interior de una roca porosa saturada de una solución acuosa. En la interfaz que separa la fase sólida (roca) y la fase líquida (solución acuosa), se va a desarrollar una separación de cargas y por tanto una diferencia de potencial entre la interfaz y el eje del capilar. Esta separación de cargas va a ser equivalente y de signo opuesto. Los iones del líquido van a localizarse en la pared del sólido, por fuerzas de adsorción química y fuerzas de origen electrostático, mientras que los iones del sólido pasan al líquido por simple difusión, definiendo así una carga superficial en el sólido (Mitzutani et al., 1976). Este mecanismo da lugar a la formación de una doble capa eléctrica, distinguiéndose la capa compacta (o de Stern) donde los iones del líquido se adhieren a la pared del sólido, y una capa difusa (o de Gouy-Chapman) en la cual los iones son potencialmente móviles. Según esto, el potencial producido disminuye en forma exponencial en la capa difusa a medida que se aleja de la interfaz hasta llegar a la solución.


Figura 2-5: A: Distribución iónica esquemática de la doble capa eléctrica (DCE). B: Evolución del potencial ϕ perpendicularmente a la interfaz; IHP, OHP: planos de Helmholtz interno y externo; ξ potencial en el plano de cizalle S, (Dana 1992)

Capa compacta "El plano de aproximación máxima" es el que pasa por el centro de las cargas que están adheridas al sólido. A la región comprendida entre el sólido y el plano de aproximación máxima, se le denomina capa compacta (capa de Stern). El potencial varía linealmente en la capa compacta. Esta capa compacta se divide en dos capas: la capa interna que conteniene los iones parcialmente deshidratados acoplados al sólido por fuerzas de adsorción química y que están limitados por el plano interno de Helmholtz (IHP) y la capa externa, constituida por iones parcialmente hidratados atraídos por fuerzas electrostáticas y cuyo límite exterior corresponde al plano externo de Helmholtz (OHP).

Capa Difusa Situada al exterior de la capa compacta. En esta zona el potencial disminuye de manera exponencial hacia la solución. Hacia el centro del capilar donde la solución es eléctricamente neutra, el campo eléctrico es nulo. Las capas compactas y difusas son separadas por

un plano de desplazamiento (o plano de cizalle) que se confunde mayormente con el plano OHP.

En general, para los líquidos más conductores, el espaciamiento de la capa compacta depende de diferentes parámetros como temperatura, constante dieléctrica, densidad de carga de superficie, naturaleza de los medios sólidos y líquidos, fuerza iónica del medio acuoso. En principio, esta distancia de la doble capa disminuye con la fuerza iónica, es decir con la concentración de las soluciones (Lancelot et al., 1987).

Electrofiltración

Consiste fundamentalmente en la producción de un gradiente de potencial eléctrico generado por el movimiento de los electrolitos en el subsuelo. Este potencial, se produce por interacción de los fluidos móviles presentes en los poros con la doble capa de Helmholtz en la superficie de dichos poros. Este proceso se conoce como acoplamiento electrocinético.

Cuando un electrolito pasa a través de una membrana porosa, se produce entre los dos lados de esta, una diferencia de potencial. Las rocas pueden considerarse como una de tales membranas cuando poseen, por su porosidad, una red de capilares a través de las cuales pueden filtrarse las aguas subterráneas. El modelo más simple es considerar un capilar cilíndrico. Si un gradiente de presión es aplicado en este cilindro, se produce un flujo laminar de fluido y se establece un gradiente en la velocidad del fluido que va a ser proporcional al gradiente de presión impuesto, e inversamente proporcional a la viscosidad del fluido. Entonces el potencial está dado por:

$$\Delta V = \frac{\rho \xi \zeta}{4\pi \eta} \Delta P \tag{2.20}$$

donde: ρ, ξ y η son la resistividad eléctrica, la constante dieléctrica y la viscosidad del fluido respectivamente; ΔP es la diferencia de presión a lo largo de la trayectoria de flujo y ζ , el potencial zeta, que es el potencial a través de la doble capa de Helmholtz. Esta ecuación recibe el nombre de ecuación de Helmholtz-Smoluchowski. La geometría de este cilindro está estrechamente ligada al potencial zeta, lo que implica que el radio del poro debe ser similar a la distancia de la pérdida de linealidad en la caída de potencial desde la interfaz sólido-líquido.

De la estructura de la DCE, una parte de las cargas, esencialmente aquellas que constituyen la capa compacta, no van a participar en la circulación. El plano de cizalle que se encuentra al otro lado de las cargas que van a ser arrastradas, se sitúa generalmente entre la capa compacta



Figura 2-6: Evolución de densidad de cargas eléctricas, velocidad del fluido y potencial eléctrico representados en la sección longitudinal de un capilar, (Dana 1992)

y la difusa pero esta localización depende de la relación entre las fuerzas de adhesión al sólido y aquellas de convección debido a la circulación. Este transporte de cargas da origen a una corriente eléctrica de convección asociada a una corriente de conducción.

La relación $\Delta V/\Delta P$, es conocida como coeficiente de acoplamiento electrocinético. Algunos valores del coeficiente de acoplamiento electrocinético $C_E = \Delta V/\Delta P$ en una variedad de rocas dados por Nourbehecht (1963) varían desde -12 a +31mV/atm, en areniscas con agua destilada rellenando los poros. Tuman (1963), obtuvo valores desde 150 a 390mV/atm usando agua destilada de $500\Omega \cdot m$ en areniscas porosas, y de 15mV/atm usando agua de $4,4\Omega \cdot m$. Ahmad (1964), obtuvo valores de $\Delta V/\Delta P$ en arenas cuarzosas desde 50mV/atm para un fluido de $24\Omega \cdot m$, hasta 2400mV/atm para un fluido de $2700\Omega \cdot m$.

Estudios de laboratorio han mostrado que los potenciales electrocinéticos son controlados también por la química de los fluidos, valores de pH de las soluciones acuosas, conductividad eléctrica del suelo, porosidad, permeabilidad y la presencia de fluidos bifásicos (Ishido & Mitzutani, 1981; Morgan et al., 1989; Ishido, 1989; Antraygues & Aubert, 1993).

Schlumberger distinguía dos tipos de electrofiltración: per descensum y per ascensum. El primer caso corresponde a la infiltración de aguas lluvias a través de terrenos permeables o a lo largo de fallas. P. Lasfargues (1957) llegó a observar potenciales de -3V en un cerro de la

formación Kalahari compuesto de arenas y areniscas alteradas, lo que es excepcional.

Los potenciales de electrofiltración per ascensum pueden ser grandes, si la presión que hace subir las aguas lo es. Potenciales de esta clase relativamente débiles se observan, según Lasfargues, cuando se coloca cada electrodo en una roca diferente en zonas desérticas o semidesérticas con poco espesor de recubrimiento o cuando un electrodo está situado en terreno labrado recientemente y el otro en zona no trabajada desde hace tiempo. El fenómeno se debe, en el primer caso, al ascenso de humedad a través de las capas superficiales, y se observan diferencias de potencial de algunos mV que se debe al ascenso por capilaridad provocado por la evaporación en la tierra removida.

2.2.3. Acoplamientos de fuerzas y flujos

Como se explicó anteriormente, un flujo de fluido en un medio poroso induce un campo eléctrico, y recíprocamente, un campo eléctrico produciría un flujo. Lo impresionante de esto es que, si los flujos son pequeños, el sistema termodinámico en cuestión goza de reciprocidad. Larns Onsager (1931) realizó esta demostración a través de la física estadística. Por ello recibió el premio nobel de química en 1968.

Se puede considerar entonces que el flujo está linealmente relacionado con las fuerzas impulsoras. Esto se puede escribir entonces como un sistema lineal de ecuaciones acopladas

$$\begin{pmatrix} q_1 \\ q_2 \\ q_3 \\ q_4 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} L_{11} & L_{12} & L_{13} & L_{14} \\ L_{21} & L_{22} & L_{23} & L_{24} \\ L_{31} & L_{32} & L_{33} & L_{34} \\ L_{41} & L_{42} & L_{43} & L_{44} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} X_1 \\ X_2 \\ X_3 \\ X_4 \end{pmatrix}$$

$$(2.21)$$

$$q_i = L_{ij}X_j$$

- q_i representa los flujos.
- L_{ij} los coeficientes de acoplamiento fenomenológico que enlazan las fuerzas con los flujos.
- X_j las fuerzas.

Hasta aquí se ha mostrado el acoplamiento entre el flujo de fluido (ley de Darcy) y el campo eléctrico (ley de Ohm), sin embargo falta por considerar gradientes químicos y flujo de soluto (ley de Fick), y gradientes termales y flujo de calor (ley de Fourier).

Esto nos dice que puede haber contribuciones de flujo desde cualquiera de estas fuerzas. Luego, la densidad de corriente total $q_1 = \mathbf{J}$ en la tierra se puede escribir como

$$\mathbf{J}(\mathbf{x}) = \mathbf{J}_{c}(\mathbf{x}) + \mathbf{J}_{k}(\mathbf{x}) + \mathbf{J}_{d}(\mathbf{x}) + \mathbf{J}_{t}(\mathbf{x})$$
(2.22)

- \mathbf{J}_c es la densidad de corriente debido a la conducción electrónica/iónica.

		Forces				
		Electric gradient	Hydraulic gradient	Chemical gradient	Temperature gradient	
	Electric	Ohm's Law	Electrokinetic effect	Electro- diffusion	Seebeck effect	
kes	Fluid	Electro- osmosis	Darcy's Law	Chemico- osmosis	Thermo- osmosis	
- Hu	Solute	Electrophoresis	Ultrafiltration	Fick's Law	Soret effect	
	Heat	Peltier effect	Thermal filtration	Dufour effect	Fourier's Law	

Figura 2-7: 16 posibles fenómenos de acoplamiento entre flujos y fuerzas.

- \mathbf{J}_k es la densidad de corriente debido a la fuerza hidráulica
- \mathbf{J}_d es la densidad de corriente de difusión debido a fuerzas químicas.
- \mathbf{J}_t es la densidad de corriente debido a fuerzas térmicas.

Por esto, una cantidad significativa de investigación se ha realizado para comprender los coeficientes de acoplamientos (por ejemplo Ishido y Mizutani, 1981; Morgan et al, 1989: Pride, 1994; Revil et al, 1999a; Reppert, 2000).

Potenciales de difusión y la ecuación de Nernst

Un mecanismo común de generación de PE consiste en el acoplamiento entre gradientes químicos y densidad de corriente eléctrica. El flujo molar $[mol \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}]$ de la i-ésima especie iónica (es decir, q₊ o q₋ en un electrolito 1:1) debido al gradiente de concentración es descrito por la ley de Fick como:

$$q_i = -D_i \nabla c_i \tag{2.23}$$

• **D** $[m^2s^{-1}]$ es el coeficiente de difusión.

• $c \ [mol \cdot m^{-3}]$ es la concentración.

De acuerdo con la relación de Einstein, el coeficiente de difusión puede escribirse en términos de la movilidad iónica, $u[m^2V^{-1}s^{-1}]$, la constante de Boltzmann $k[1,38 \times 10^{-23}J \cdot K^{-1}]$; temperatura, T[K]; la carga iónica total |ez|[C] donde e es la carga elemental $1,6 \times 10^{-19}C$.

$$D_i = \frac{u_i kT}{|ez_i|}$$

La densidad de corriente fuente $[A \cdot m^{-2}]$ es, por lo tanto

$$J_d = \sum_i e z_i N_A q_i$$

Donde N_A es el número de Avogadro $(6,02 \times 10^{23} mol^{-1})$. Así, la densidad de corriente será dada por el flujo total de todas las especies iónicas

$$J_d = \sum sgn(z_i)RTu_i \nabla c_i$$

- $R = kN_A$ es la constante del gas ideal $(= 8,314J \cdot mol^{-1} \cdot K^{-1})$
- sgn es una función matemática impar que extrae el signo de un número real.

Por ejemplo, para un poro de geometría simple lleno de fluido, la densidad de corriente total, que involucra solo la difusión y la conducción eléctrica, está descrita por la ecuación de Nernst-Planck

$$J = J_c + J_d = \sum_{i} \left[-u_i F \left| z_i \right| c_i \nabla \varphi - sgn(z_i) RT u_i \nabla c_i \right]$$

• F es la constante de Faraday (96500 $C \cdot mol^{-1}$)

Notar que en este caso, la conductividad eléctrica del fluido es una función de la concentración del soluto que conduce el flujo.

2.2.4. Potenciales Electroquímicos

Ciertas heterogeneidades conductoras del subsuelo se polarizan, convirtiéndose en verdaderas pilas eléctricas, que originan corrientes eléctricas en el subsuelo. Estas corrientes producen una distribución de potenciales observables en la superficie del terreno.

Entre los cuerpos que pueden presentar este fenómeno figuran los yacimientos de algunos sulfuros (pirita, pirrotita, calcosina, etc.), ciertos óxidos (magnetita, pirolusita), minerales o rocas carbonosas (grafito, antracita). El potencial espontáneo más intenso suele ser por la pirita y pirrotita.

Las reacciones electroquímicas a diferentes alturas de la interfaz cuerpo - roca encajante (encima y debajo del nivel freático), generarán la polarización del cuerpo que sirve de enlace entre ellas. Las sustancias disueltas alrededor de la parte superior del cuerpo sufren reducción, tomando electrones del cuerpo, mientras que en la parte inferior las sustancias disueltas se oxidan, cediendo electrones al cuerpo. El flujo de electrones de abajo hacia arriba, hace que la reacción química pueda mantenerse indefinidamente. Esto implica que los cuerpos productores de PE son siempre buenos conductores electrónicos, dado que el flujo de electrones se da en su interior, y fuera de el, el flujo es iónico. Por esto las anomalías de PE son casi siempre negativas en la proximidad del extremo superior del cuerpo. Sobre el nivel freático, las sustancias disueltas se hallan relativamente oxidadas y bajo él, relativamente reducidas, esto produce la diferencia en el potencial redox (llamado también potencial de oxidación) que es la causa del fenómeno.

El valor de la diferencia de potencial total observada suele ser de algunos centenares de mVy puede llegar hasta 0.5V, aunque excepcionalmente se han registrado valores más altos, de hasta 1.3V.

En la zona superior, las reacciones más probables son las que afectan al oxígeno libre y al ion férrico. En la zona inferior, las reacciones de oxidación más probables son aquellas en las que interviene el ion ferroso y el hidróxido ferroso. Los electrones requeridos por las reacciones en la zona alta son proporcionados por las reacciones de la zona baja a través del cuerpo conductor, proceso que se mantiene debido al oxígeno libre que es suministrado por el agua de lluvia al infiltrarse en el subsuelo. Por ello, el cuerpo de yacer, al menos en parte, en zona de oxidación activa.

En la zona superior, las reacciones más probables son las que afectan al oxígeno libre y al ion férrico. Las reacciones correspondientes son

$$O_2 + 4H^+ + 4e^- = 2H_2O$$

 $Fe^{+++} + e^- = Fe^{++}$

En la zona inferior, las reacciones de oxidación más probables son aquellas en las que intervienen el ion ferroso y el hidróxido ferroso, según las ecuaciones

$$Fe^{++} + 3H_2O = Fe(OH)_3 + 3H^+ + e^-$$

 $Fe(OH)_2 + H_2O = Fe(OH)_3 + H^+ + e^-$

Los electrones requeridos por las reacciones de la zona alta son proporcionados por las reacciones de la zona baja a través del cuerpo conductor. La energía necesaria para el mantenimiento del proceso es suministrada por el oxígeno atmosférico, que penetra en el subsuelo disuelto en las aguas de lluvia.



Figura 2-8: Potencial redox creado por acoplamiento electroquímico (Sato y Mooney, 1960)

La baja temperatura, retrasa las reacciones y las capas de congelación ("permafrost", etc) impiden el movimiento iónico (Orellana, 1972). Esta pila de concentración asociada a la presencia de cuerpos mineralizados puede generar algunas centenas de mV, pero que en un contexto geotérmico son más bien débiles, de algunas decenas de mV, (Dana, 1992). No obstante, pueden producirse fuertes contrastes químicos en el subsuelo de un edificio volcánico producidos por la diferencia de concentración en elementos de tipo sulfatos o cloruros, así como la precipitación de hidróxidos entre las ramas ascendentes calientes y las descendentes frías (White et al., 1971), presentes en el sistema hidrotermal.

Una observación importante es que el PE debe ser relativamente estable en el tiempo.

Sobre el pH, en el artículo de Sato y Mooney se expone que sobre el nivel freático, cerca de un yacimiento de sulfuros, suele tener acidez elevada (pH = 2 - 5) y oxigeno libre, mientras que el agua presenta reacción ligeramente básica (pH = 7 - 9).

En la mayoría de los casos las condiciones naturales son tales que los cuerpos productores de PE se hallan dentro de su dominio de inmunidad, por lo que no toman parte de las reacciones químicas y se limitan a actuar como conductores electrónicos, del modo indicado más arriba. Cuando no ocurre así, el mineral se vuelve inestable, y va descomponiéndose hasta desaparecer.

2.2.5. Potenciales Electrotérmicos

Si se mantiene un gradiente de temperatura a través de una muestra de roca, aparecerá un gradiente de potencial correspondiente (Corwin y Hoovert, 1979). Este fenómeno es conocido como acoplamiento termoeléctrico y es causado por difusión termal diferencial de los iones de los fluidos presentes en los poros y de los electrones e iones cedidos por la roca matriz, proceso conocido como efecto de tipo Soret (Heikes & Ure, 1961).



Figura 2-9: Modelo de generación de potenciales termoeléctricos producidos por un cuerpo caliente (modificado de Nouberhecht, 1963)

La relación entre la diferencia de potencial eléctrico y la diferencia de temperatura se denomina coeficiente de acoplamiento termoeléctrico $C_T = \Delta V / \Delta T$. Nourbehecht (1963) presentó algunos valores para este coeficiente que variaban desde -0.09 a $+1.36mV/^{\circ}C$ con un valor promedio de $0.27mV/^{\circ}C$. Dorfman et al. (1977) obtuvieron valores desde 0.3 a $1.5mV/^{\circ}C$ para una variedad de muestras de areniscas, limonitas y serpentina.

Según Fitterman (1978), una anomalía de PE no aparecerá en superficie si es que existe un gradiente C_T perpendicular al gradiente de temperatura. Anomalías generadas por este modelo son de menor amplitud que las vistas en áreas geotermales y serían difíciles de distinguir de un ruido de fondo (Corwin & Hoovert, 1979). La mayoría de los efectos termoeléctricos en volcanes,

no excede pocos centenares de milivoltios y por lo general, las anomalías en zonas geotérmicas son positivas (Zohdy et al., 1973), cuya amplitud puede alcanzar incluso los 1500mV (Zablocki, 1976; Aubert & Lima, 1986).

2.3. Interacción electromagnética activa

Hasta aquí se ha considerado el campo eléctrico producido por las interacciones naturales del subsuelo, sin embargo se pueden inducir campos eléctricos, y estudiar la respuesta del suelo. En el anexo D.5. se explica en detalle la deducción de las ecuaciones. Si inducimos un campo eléctrico mediante un par de electrodos, la corriente no circulará por la atmósfera dado que la resistividad de esta es infinita para la escala de este problema geofísico, por ello, la corriente circulará por el subsuelo. Las superficies equipotenciales corresponden a semi castarones esféricos en un subsuelo homogéneo. Es decir, el potencial eléctrico debido a una carga puntual, a una distancia r es:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r} \tag{2.24}$$



Figura 2-10: Electrodos A y B inyectan corriente, en tanto, en M y N se mide la diferencia de potencial.

Con esta ecuación se puede elaborar la teoría general para los distintos métodos en corriente continua. En la Figura se aprecia una disposición general, en la cual se pide que los cuatro electrodos sean colineales. Los electrodos en A y B son los inducen el campo eléctrico, provocando un flujo de corriente en el terreno; los M y N medirán la diferencia de potencial. Bajo estas condiciones, la resistividad aparente¹ es:

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

2.3.1. Profundidad estudiada

Una buena pregunta es, naturalmente, hasta donde llega la corriente inducida y por ende, cual es la profundidad del estudio.

Esta pregunta no posee una respuesta general; dependerá de la heterogeneidad del subsuelo, de la distribución de los electrodos, la potencia del generador, el voltaje entregado por el transmisor, cables, etc. El caso más sencillo es considerar una capa homogénea. Si la distancia entre los electrodos A y B es L, la proporción entre la corriente en superficie y la corriente total entre las profundidades z_1 y z_2 es:

$$\frac{I_x}{I} = \frac{2}{\pi} \left[\arctan\left(\frac{2z_2}{L}\right) - \arctan\left(\frac{2z_1}{L}\right) \right]$$

De aquí se puede ver que el 50 % de la corriente total jamás penetrará por debajo de la profundidad z = L, como el 70,6 % no pasa nunca más alla de z = 2L. La corriente penetrará más profundamente cuanto mayor sea la separación entre electrodos AB, pero es muy importante señalar que no existe proporcionalidad directa entre penetración y distancia entre electrodos. El concepto de penetración, aparentemente tan intuitivo, no puede definirse rigurosamente. En ciertos casos se encuentran capas pantalla que impiden el paso de la corriente eléctrica por debajo de ellas.

La penetración de la corriente en un terreno no-homogéneo compuesto de capas horizontales ha sido estudiada matemáticamente por Muskat y Evinger (1942).

 $^{^{1}}$ Hay que recordar que la tierra tiene una cierta corriente fluyendo, que se asocia al término potencial espontáneo explicado anteriormente. Además, se mide la suma de las distintas capas, por ello al invertir el problema se obtendrá una resistividad real.

Capítulo 3

Métodos Geoeléctricos Utilizados

En este trabajo se utilizaron métodos pasivos y activos. En pasivos se utilizó el método de potencial espontáneo, en su modalidad de estación base. Los métodos activos fueron los arreglos tetraelectródicos de corriente continua Dipolo-dipolo y Schlumberger. La base teórica es la misma, lo que cambia en estos dos métodos es la distribución de los electrodos, tanto los emisores como los que miden la diferencia de potencial en el terreno.

3.1. Potencial Espontáneo

Una condición necesaria, según se vio anteriormente, es que la roca que rodea al cuerpo esté un tanto meteorizada, de modo que los iones puedan desplazarse adecuadamente. En rocas muy sanas y compactas, no puede darse el PE por mecanismos electrocinéticos ni electroquímicos. Las zonas desérticas tampoco son favorables para la aparición del fenómeno, entre otros motivos, por la escasa humedad. El PE encuentra las condiciones más favorables en las zonas templadas.

3.1.1. Instrumental

Para medir el potencial espontáneo es necesario disponer de dos electrodos impolarizables, un voltímetro de gran impedancia, cable y carrete (para el caso de gradientes no es necesario). Los electrodos impolarizables pueden ser construidos con un tubo de PVC¹ relleno de una solución sobre saturada de sulfato de cobre² ($CuSO_4$) y en la que se ha sumergido un cable de cobre. En la parte exterior al tubo de PVC, esta varilla de cobre posee un terminal que es conectado al cable conductor. El extremo inferior del tubo de PVC consta de un tapón de madera o material permeable.

Independientemente de la configuración de medida empleada, la construcción del dispositivo para medir el potencial espontáneo es la misma, y se explicará a continuación. Los elementos necesarios para la medición de PE es:

- Dos tubos de PVC¹ de 50 cms de la largo.
- 500 gramos de sultafo de cobre $(CuSO_4)$.
- 2 Cables de cobre de al menos 1 metro.
- Tapón de madera de igual diámetro al diámetro interno del tubo de PVC.
- 2 tapas de PVC² para poder cerrar el tubo en la parte superior.
- Varios cientos de metros de cable flexible, ligero y con buen recubrimiento aislante.
- Carrete para el cable.
- Multímetro de alta impedancia.
- GPS.
- Libreta para anotaciones.

 $^{^{1}}$ En estricto rigor, se puede utilizar cualquier recipiente cuya porosidad permita la saturación de la solución, pero sin escurrirla como fluido. Usualmente se utiliza la greda o arcilla

 $^{^2 \}mathrm{Se}$ puede utilizar cualquier cable conductor y la solución en la que está inmersa al interior del tubo debe ser la sal del metal

¹Si el tamaño del tubo excede la medida especificada anteriormente, entonces se debe cortar. Para cortar recomiendo, por experiencia propia, utilizar calor y no cuchillo ni serruchos dado que el PVC es muy propenso a quebrarse al aplicar esfuerzos (tanto compresionales como de cizalle) sobre él. Luego yo empleé un cable de cobre caliente, al rojo vivo y luego, enrollándolo en el perímetro medido, haciendo una suave fuerza sobre el PVC, se cortará sin quebrarse.

²Misma recomendación para hacer el agujero en la tapa, por la que pasará el cable, de la solución de sulfato de cobre al multitester, utilizar un clavo caliente, **no tratar de hacer el agujero clavando el clavo con un martillo pues se romperá el PVC**.



Figura 3-1: Electrodo impolarizable, multitester y cuaderno para anotar los valores medidos y diseño de grilla

El GPS es fundamental para todos los métodos de prospección geofísica. Permite hacer los levantamientos topográficos, llevar al mapa los datos tomados, efectuar correcciones topográficas y poder comunicar la ubicación del fin prospectado.

Con respecto a la madera, es importante que sea de textura porosa, a través de la cual se asegure la continuidad en el contacto del electrodo con el suelo y por consiguiente el intercambio iónico.

Es importante subrayar que necesitamos comenzar la construcción del dispositivo por lo menos dos días antes de efectuar las mediciones, pues necesitamos que la madera se encuentre totalmente saturada de la solución para optimizar el intercambio iónico.

El disco de madera va en la parte inferior del tubo de PVC, pero no totalmente metido, sino la mitad de su grosor. Si no queda justo se puede utilizar cinta de "teflón". Luego llena hasta un tercio del tubo con agua y dejarlo así durante al menos 24 horas. Esto es para que las porosidades internas de la madera queden completamente saturadas del fluido. Al día siguiente se agrega sulfato de cobre¹ ($CuSO_4$).

Con respecto a la química, en estricto rigor el sulfato de cobre $CuSO_4$ son cristales, o sales.

¹Una proporción recomendable es dos cucharadas soperas de sulfato de cobre en $200cm^3$ de agua y nuevamente se deja reposar durante 24 horas (al menos durante una noche).



Figura 3-2: A) Medición de PE. B) Electrodo impolarizable.



Figura 3-3: Cristales de sulfato de cobre

El que se utiliza en este método es el sulfato de cobre pentahidratado cuya ecuación química es:

$$CuSO_{4(s)} + 5H_2O_{(l)} \to CuSO_4 \cdot 5H_2O_{(s)}$$

$$(3.1)$$

Sobre el manejo del sulfato de cobre, es muy importante señalar que:

- Tóxico por ingestión.
- Induce el vomito.



Figura 3-4: Sulfato de cobre pentahidratado

- Irritante en contacto prolongado con la piel, en este caso lavar la zona afectada con agua abundante.
- En contacto con los ojos lavar mínimo durante 15 minutos, y visitar el hospital para evaluar posibles daños al globo ocular.

3.1.2. Medición de Potencial Espontáneo

Existen dos modalidades básicas: el método de potenciales o de estación base y el método de gradientes. Aunque teóricamente son equivalentes, desde el punto de vista práctico son muy distintos.

Método de estación fija

Este método consiste en determinar la ddp^1 de una serie de estaciones respecto de un punto fijo de referencia. Las estaciones o puntos de observación se disponen a intervalos iguales sobre una serie de perfiles paralelos entre sí. Estos perfiles se estaquillan en el terreno. Uno de los electrodos permanece fijo y el segundo electrodo es móvil, y se va colocando sucesivamente en los puntos de observación previamente estaquillados sobre el perfil. Para cada uno de ellos se anota la ddp observada, con su signo. Esta operación se repite en cada perfil.

El carrete puede estar fijo junto al electrodo inmóvil, desenrollándose el cable conforme se aleja el segundo electrodo. De este modo el cable se arrastra y roza contra el suelo, con lo que se

¹diferencia de potencial eléctrica

va deteriorando su aislamiento. Por ello es preferible que el ayudante que traslada el electrodo móvil lleve el carrete, que ha de ser liviano, soltando cable a medida que avanza. El electrodo fijo debe instalarse en un hoyo de unos 5 a 10 cm de profundidad, previamente excavado. Tal precaución no puede repetirse para el electrodo móvil, a menos que los contactos sean muy malos, pues esta operación disminuirá el rendimiento del trabajo.

Método de gradientes

Esta modalidad de trabajo consiste en medir sucesivamente las diferencias de potencial entre cada dos estacas contiguas del perfil. El trabajo es más lento y requiere más cuidado que el método de estación fija. El método de gradientes puede ser necesario en zonas donde las perturbaciones tengan valores apreciables.La zona de estudio se estaquilla en perfiles, partiendo de una línea base, del mismo modo que en el método de estación fija. El intervalo entre cada par de estacas suele ser el mismo que en el método de estación fija: entre 10 a 50 metros. En zonas de anomalía pueden establecerse, sobre la marcha, puntos de detalle a intervalos de 5 ó 10 metros.

En este método se suelen hacer polígonos cerrados, que tiene la ventaja de poder ver el error de cierre que se explicará en la siguiente sección.

En este método el error debido a la polarización residual de los electrodos es mayor que en el método de estación fija, porque en este caso las diferencias de potenciales leídas son mucho mas pequeñas, y la polarización P de los electrodos es la misma que en ambos métodos.

3.1.3. Ruidos en la medición

Las perturbaciones eléctricas comunes son tomas de tierra, ferrocarriles eléctricos, o bien fenómenos electroquímicos producidos por corrosión de tuberías enterradas, cultivos con abonos químicos, escombreras de mina, efectos topográficos. Las tuberías enterradas producen anomalias relativamente fuertes, por lo que no se pueden efectuar trabajos de PE en su proximidad.

Corrección de polarización en la medición

Las ddp leídas en el instrumento incluyen la diferencia P entre las polarizaciones de los electrodos, nunca nula a pesar del nombre de estos. El valor de P puede determinarse colocando los dos electrodos sobre la tierra húmeda, a pocos centímetros de distancia mutua y leyendo la diferencia de potencial que aparece entre ellos. Otro procedimiento más exacto es excavar dos hoyos como los anteriormente indicados, a varios metros de distancia mutua. Si la diferencia de potencial natural entre ellos es V y las f.e.m. producidas por cada electrodo es e_1 y e_2 , entonces:

$$\Delta V_1 = V + e_1 - e_2 = V + P$$

Luego se desconectan los electrodos y se invierten los lugares que ocupaban, cuidando que las entradas en el electrodo posean el mismo orden topográfico. El valor leído será

$$\Delta V_2 = V - e_1 + e_2 = V - P$$

Luego, sumando ambas ecuaciones

$$V = \frac{\Delta V_1 + \Delta V_2}{2} \tag{3.2a}$$

$$P = \frac{\Delta V_1 - \Delta V_2}{2} \tag{3.2b}$$

Procediendo de este modo podría eliminarse el error debido a la polarización de electrodos, pero la operación de intercambio de electrodos en todas las estaciones sería muy engorrosa y absolutamente prohibitiva desde el punto de vista de la productividad del trabajo. Es recomendable determinar una vez el valor de P según lo dicho, y restarlo de todas las lecturas, prestando especial atención al orden de los electrodos.

En el caso de método de gradientes, para corregir este error, debe determinarse de vez en cuando el valor de la polarización P, por ejemplo, al empezar cada perfil y anotarlo en la hoja de campo. Este valor debería restarse de la lectura obtenida en cada estación, lo que puede evitarse si al pasar de cada estación a la siguiente se invierte el orden de los electrodos. Esto debe efectuarse, una vez observada la primera estación, el electrodo impolarizable 1 avanza dos intervalos, mientras que el 2 permanece fijo, y se efectúa la lectura correspondiente a la segunda estación. Para pasar a la tercera, el electrodo 2 avanza dos intervalos, mientras que el 1 no cambia de lugar. De este modo el error debido a P es de signo opuesto en cada par de estaciones, por lo que al sumar las ddp correspondientes, este error desaparece. Al ir sumando todas las ddp del perfil, para obtener los potenciales totales en las diferentes estacas, el error final será nulo si el número de estaciones es par o solamente P si es impar. Al efectuar estas operaciones hay que cambiar cada vez las conexiones de entrada en el instrumento, de modo que la borna M quede unida siempre al mismo sentido. Este cambio de conexiones se evita en los instrumentos provistos de conmutador de polaridad, pues entonces basta accionar este en cada estación, sin tener que alterar ninguna de las conexiones exteriores.

Método de circuito cerrado

El método de circuito cerrado, plantea que si sumo algebraicamente todas las caidas de potencial obtenidas hasta volver a la misma, es decir, dar la vuelta al polígono, la ddp total debería ser nula¹. Esto se le conoce como ley de tensiones de Kirchhoff, segunda ley de Kirchhoff, ley de lazos de Kirchhoff o ley de mallas de Kirchhoff.

$$\sum_{n=1}^{N} V_n = 0$$

Sin embargo, como ya se ha explicado, la suma suele dar un valor e no nulo, debido a la precisión limitada de los instrumentos, variación durante el trabajo de las tensiones parásitas, errores de apreciación en las lecturas, etc. Dicho valor e se denomina error de cierre y puede utilizarse como control de calidad de las mediciones en el polígono considerado.

$$e = \sum_{i} \Delta V_i \tag{3.3}$$

Así, el error porcentual será

$$p = \frac{100 |e|}{\sum_{i} \Delta V_i} \tag{3.4}$$

 $^{^{1}}$ Desde un punto de vista de las ecuaciones de Maxwell, viene dado por que el campo electrocinético en corriente continua es irrotacional

Según las normas soviéticas, el trabajo se considera satisfactorio si $p \leq 5\%$. En caso contrario, la medición se considera inaceptable y debe repetirse el polígono en cuestión.

El error de cierre *e* debe repartirse entre todas las lecturas del polígono. Si, como es usual, todos los intervalos son iguales, los valores ΔV_i observados deben sustituirse por los $\Delta V'_i$ definidos por

$$\Delta V_i' = \Delta V_i + \varepsilon \tag{3.5a}$$

$$\varepsilon = -\frac{e}{n}$$
 (3.5b)

Siendo n el número de intervalos que componen el polígono.

Las mediciones por el método de gradientes requieren gran cuidado puesto que una observación errónea influye en todas las siguientes a través de la suma para la determinación de potenciales. Debe prestarse atención especial al signo o polaridad de la lectura.

3.1.4. Interpretación cualitativa

Las mediciones se representan en forma de mapa de equipotenciales. Junto a cada línea se escribe el valor y signo del potencial correspondiente. En el caso de aguas subterráneas las

anomalías buscadas corresponden a los valores mínimos de PE (máximos en valor absoluto). En el caso de fuentes termales, la anomalía buscada son máximos positivos de PE. Sin duda es necesario un respaldo geológico para inferir dichas conclusiones dado que, existen muchas fuentes de ruidos que pueden causar anomalías aun más grandes que las producidas por el fenómeno investigado, por lo que dichos ruidos pueden ser una gran fuente de confusión.

Cuerpos minerales

En el caso de cuerpos minerales, el cuerpo causante del fenómeno puede considerarse esquemáticamente como un dipolo, ya que tiene un polo negativo en su parte superior y otro positivo más abajo. La línea que los une se llama eje de polarización o eje del dipolo.

La existencia de metalizaciones, o cuerpos polarizados, viene indicada por la presencia de centros negativos. Esto se ve por líneas equipotenciales de valor decreciente según se aproximan a un centro de potencial mínimo (máximo valor absoluto) al que rodean. Si estas líneas son aproximadamente circulares, puede deducirse que el cuerpo es aproximadamente isométrico, o sea de revolución, con su eje de simetría, que será también el de polarización, se confirma por la ausencia de equipotenciales de valor máximo que rodeen a la zona de valores mínimos. El centro negativo coincide con el epicentro del polo superior del cuerpo. Si las equipotenciales son líneas cerradas alargadas, en forma de óvalos o elipses, puede decirse lo mismo del cuerpo polarizado, cuyo eje, en proyección horizontal, coincide en dirección con el rumbo de la dimensión mayor de las equipotenciales. El alargamiento de la zona de potenciales mínimos suele ser muy intenso cuando el cuerpo investigado es una capa de antracita. Cuando junto a la zona de potenciales mínimos existe otra de potenciales máximos, debe atribuirse a un cuerpo cuyo eje de polarización difiere bastante de la vertical. En este caso, cada una de las zonas está producida por uno de los polos del cuerpo.

Un factor perturbador en la búsqueda de sulfuros lo constituyen las pizarras grafitosas las cuales se comportan del mismo modo que los sulfuros, originando en los mapas de equipotenciales fuertes anomalías negativas que pueden atribuirse erroneamente a yacimientos de sulfuros.

3.1.5. Interpretación cuantitativa

El análisis del mapa de equipotenciales lleva a la localización de los cuerpos productores de PE y a la determinación de su forma, aunque de modo bastante impreciso. Por otra parte queda sin fijar un dato de gran importancia, que es la profundidad del cuerpo. Para un análisis cuantitativo se requiere del cumplimiento de ciertas condiciones, como son una razonable homogeneidad del medio, y una forma geométrica regular del cuerpo en caso de mineralización. Estas condiciones no suelen cumplirse en la práctica de modo riguroso, por lo que los resultados obtenidos sólo son aproximados, pero en el peor de los casos suministran útil orientación sobre las características del cuerpo investigado.

La interpretación cuantitativa se basa en el estudio teórico del campo producido por cuerpos polarizados de forma geométrica lo suficientemente sencilla para permitir su cálculo matemático. Las observaciones de campo se comparan con los diversos modelos teóricos así obtenidos, entre los cuales se elige el que mejor se acomoda a aquellas.

3.1.6. Ventajas del potencial espontáneo

- Método muy económico.
- Sencilla puesta en terreno, como también electrodos impolarizables fáciles de construir.
- Es uno de los más rápidos en adquisición de datos lo que permite mapear grandes zonas en poco tiempo.
- Puede ser utilizado en condiciones geográficas difíciles.
- Se puede llevar a cabo con dos operadores.
- Puede ser utilizado en ecosistemas delicados dado que no lo perturba en absoluto, simplemente mide las señales naturales del subsuelo.

3.1.7. Desventajas del potencial espontáneo

- Es un método que no permite estimar la profundidad del flujo por si solo.
- Dado que es un método pasivo (simplemente se mide el potencial eléctrico que existe de forma natural en el terreno), la señal de campo en general se verá afectada por niveles significativos de ruido. En consecuecia la calidad del estudio dependerá en gran medida de la capacidad de detectar y minimizar todos esos ruidos y errores, y así obtener la medición del fenómeno explorado.
- Para obtener datos fiables es necesario que quien efectúe las medidas posea un cierto nivel de experiencia.

 El rango de aplicabilidad del método se ve restringido enormemente cuando se trabaja en medios fisurados¹, así como con fluidos de elevada salinidad².

3.2. Arreglos Geoeléctricos en corriente continua

Estos métodos permiten determinar la profundidad de la roca base, estudios de litología y estratigrafía, localización de fallas y fracturas, detección de cavidades, estudios de aguas subterráneas, termales, contaminación y flujos de fluido. Existen muchas configuraciones electródicas, cada una con ventajas y desventajas. En esta tesis se utilizaron los arreglos Wenner-Schlumberger y dipolo-dipolo.

Estos arreglos utilizan 4 electrodos; dos de inducción de campo eléctrico, y dos de potencial. Los de inducción producirán la circulación de corriente por medio del transmisor, y los de potencial miden la diferencia de potencial entre ambos. Los cuatro electrodos se encuentran en una misma línea. El procedimiento es clavar los electrodos en el suelo, distribuyéndolos dependiendo del arreglo. Una vez que el arreglo está listo, se procede a cablear los electrodos; es decir, se ponen las terminales de los electrodos de inyección con las salidas del transmisor, y se conectan los electrodos de potencial con el multímetro. Es muy importante accionar el generador sin conectarlo al transmisor, dado que los generadores de diesel o bencina a veces comienzan entregando más ddp por lo que puede dañar el transmisor. Luego se recomienda arrancar el generador, esperar a que funcione de modo estable (esto puede tardar solo unos segundos dependiendo el degenerador) y luego conectar al transmisor.

 $^{^{1}}$ Solo en los casos de tener fisuras de pequeña apertura y cierto relleno (preferentemente arenoso), la magnitud de la anomalía será lo suficientemente significativa como para ser detectado.

 $^{^{2}}$ En el caso de analizar filtraciones de agua con elevada concentración de sal, la detección será practicamente imposible dado que la magnitud de la anomlía del potencial electrocinético será casi inapreciable.



Figura 3-5: Arreglo tipo Wenner-Schlumberger. Los AB son los electrodos de corriente, en rojo, y los MN los de potencial, en azul.

3.2.1. Arreglo tipo Wenner - Schlumberger

En este arregio solo se mueven los electrodos de corriente AB, simétricamente y hacia afuera, quedando en el centro los M y N. A medida que los electrodos de corriente se alejan, será necesario alejar también los M y N, siempre de modo simétrico con respecto al centro. Siempre al mover los M y N es necesario efectuar dos mediciones para el mismo AB, de modo que se traslapen ambos puntos.

3.2.2. Arreglo tipo Dipolo-Dipolo

En este arreglo los electrodos se encuentran equidistantes a lo largo de la línea de estudio. En este caso, los electrodos de corriente están juntos, como también los de potencial. Es decir, la configuración es ABMN, a diferencia del resto que son AMNB.

Es importante notar que, por motivos didácticos se denota el punto medido al centro de ambos pares de electrodos, y a la profundidad que se obtiene intersectando rectas que pasan por el centro de cada par de electrodos, en un ángulo de 45° con la horizontal. Como se ha enfatizado a lo largo de este trabajo, no se puede saber la profundidad prospectada, hasta la inversión misma del problema.



Figura 3-6: (a) Bosquejo de puesta del arreglo Schlumberger. (b) Profundidad alcanzada conforme se alejan los electrodos.



Figura 3-7: Dipolo-dipolo. Los electrodos rojos AB siguen siendo de corriente y los azules MN de potencial, lo que cambia es el orden: ABMN.



Figura 3-8: Profundidad alcanzada con dipolo-dipolo conforme se alejan los electrodos en pares.

Tipo de Arreglo	Ventajas	Desventajas
Wenner	 Alta caída de voltaje para una corriente dada. Fórmula de resistividad aparentemente muy simple. 	 Requiere mover constantemente los cuatro electrodos. Más susceptible a irregularidades de la resistividad superficial. Acoplamiento entre cables.
Schlumberger	 Requiere mover solo dos electrodos. Menos susceptible a irregularidades de la resistividad superficial. Mayor alcance de profundidad que Wenner. Inverso permite una operación más segura. Inverso reduce la necesidad de cables de corriente más pesado y costoso. 	 Baja caída de voltaje para una corriente dada. Acoplamiento entre cables. Inverso más susceptible a ruido telúrico.
Dipolo-Dipolo	 Muy sensible a variaciones de resistividad lateral. Líneas más cortas para llegar a una profundidad dada. 	 Baja caída de voltaje para una corriente dada. Muy susceptible a irregularidades de la resistividad superficial

3.2.3. Ventajas y desventajas entre los métodos en CC

3.2.4. Interpretación

La resistividad es una de las propiedades físicas con mayor variablidad en la prospección geofísica, dado que esta es afectada grandemente por la presencia de fracturamientos, porosidad de rocas, diaclasas, karst, etc. Estos fenómenos favorecen el flujo de fluidos o el relleno con sedimentos, lo que altera el valor de la resistividad de la roca sana. Por ello es inapropiado hablar de un valor exacto para una roca, sino más bien hablar de un rango de valores.



Figura 3-9: Rango de valores de resistividad de distintas rocas. Ref: Modif. De Palacky, 1987.

3.3. Errores en la medición

En estos métodos, las variables medidas son la ddp entre los electrodos MN, la corriente de salida que es inyectada por los electrodos AB y la distribución espacial de los electrodos.

3.3.1. Errores en distancia

El error en la resistividad aparente por un error en la medición de distancia, afecta cuando esta es del orden de 0.1 m o mayor. Este error es usual, dada la irregularidad topográfica, como también la vegetación. Además, muchas veces no es posible moverse en línea recta dada la forma de los senderos y su angostura.



Figura 3-10: Variación de la resistividad aparente producto de errores en las mediciones de distancia de electrodos

3.3.2. Errores en potencial

Errores en el potencial son siempre más pequeños dado que los multímetros utilizados, de gran impedancia, poseen muy poco error asociado a cada medición. Ajustando la escala de medición adecuada, se puede obtener una muy buena resolución, del orden del 0,001mV. Naturalmente, si se inyecta mucha corriente, el potencial también habrá de ser grande, por lo que la sensibilidad puede ser del orden de 0,01V (nunca se midió un potencial mayor a los 7 volts).



Figura 3-11: Variación de la resistividad aparente producto de errores en la lectura de la ddp.

3.3.3. Errores en el dipolo-dipolo

El dipolo-dipolo, al igual que en el SEV, posee mayor sensibilidad a los cambios de potencial que de longitud. Los gráficos mostrados a continuación describen como se va modificando el corte geoeléctrico bidimensional en función de errores. El primero, los errores están en la longitud, ingresados en la medición original. El error ingresado es 10 cms y 1 metro. Este nivel de error es típico en terreno. El segundo grupo de gráficos representan como afectan los errores en la ddp medida. Los errores son 1 mV, 10 mV y 0.1V. Este error es más pequeño que el modelado, dada la buena calidad de los multímetros utilizados.



Figura 3-12: Errores en la distancia de los electrodos, para el dipolo-dipolo, y como afecta a la resistividad. Se puede apreciar que no hay grandes errores con la longitud L. Para errores de un metro se pueden apreciar variaciones, de un modo bien suave.



Figura 3-13: Variación de la resistividad en el arreglo dipolo-dipolo con respecto a errores en ddp. Un error del mV es equivalente al error de un metro. Errores de mayor orden hacen que la interpretación sea errada. Ref: Muñoz, A. (2011). Tesis de Geofísica UdeC.

Capítulo 4

Metodología

- 1. Revisión de la teoría de los métodos a utilizar, como también estudiar sobre la correcta toma de datos en terreno.
- 2. Revisión de estudios efectuados con los métodos, para ver alcances de los mismos. Estudio de antecedentes geológicos e hidrogeológicos de dicha zona.
- 3. Construir los electrodos imporalizables.
- Gestionar todo lo necesario para realizar el terreno, desde conseguir permisos al lugar de estudio, comprar cables adecuados, estacas, mazos, revisar aceite del generador, bujía, combustible, etc.
- 5. Reunir el equipo de personas que apoyarán el terreno, ajustar fechas, mirar constantemente el pronóstico del tiempo dado que con lluvia no se puede medir, analizar el tema de presupuesto, comprar insumos.
- Destinar un día para probar equipos, en un lugar idóneo para ello, sin necesidad que sea el mismo lugar de estudio.
- 7. Siempre es importante informar a los participantes sobre los riesgos implícitos en todos los terrenos. Una charla de seguridad antes de salir es necesaria. Esta charla incluye la vestimenta necesaria, el correcto manejo de los equipos como también la importancia de mantener disciplina en terreno.

- 8. Movilización a la zona de estudio. Es importante mantener orden con las cosas para que nada se pierda, como también no botar basura en el lugar de trabajo.
- 9. Marcar cada punto que será medido, utilizando estacas de madera o conos, para la obtención de la cordenada geográfica mediante GPS.
- 10. Medir la zona de interés. Será necesario dos personas para el PE, una persona llevará la hoja para ingresar los valores medidos y la otra el dispositivo. Para los métodos activos se necesitan 5 personas idealmente; dos que muevan los electrodos¹, uno que maneje el transmisor, otro que anote los datos y otro que maneje el multímetro y radio.
- 11. Procesamiento de datos.
- 12. Generación de grilla, cortes geoeléctricos 1D y 2D.
- 13. Interpretación.

4.1. Equipos utilizados

- Multitester digital UYUS TSD890 (Figura 4-1)
- Electrodos impolarizables de PVC (Figuras 4-1).
- Electrodos impolarizables de arcilla.
- Cables conectores de 110 metros de largo máximo (Figura 4-2).
- Estaca metálica de 60 centímetros de largo que cumple el rol de electrodo (Figura 4-5).
- Huincha de medir de 30 y 50 metros de largo (Figura 4-2).
- GPS HuaceNav (X90 GPS RTK, de doble frecuencia, Figura 4-1 las características ténicas, Figuras 4-3, 4-4 el GPS)

¹Es importantísimo disponer de tres radios, una para cada operador de los electrodos y una para quien opere el transmisor. SIEMPRE SE DEBE CONSULTAR A AMBOS OPERADORES DE LOS ELECTRODOS SI ESTÁN LISTOS Y ALEJADOS DE LOS ELECTRODOS DE INYECCIÓN, PARA INYECTAR CORRIENTE. Luego de esto, el operador del transmisor debe dar aviso ¡va corriente!. Esto es válido para los métodos activos.

- Generador Honda EU 20i, de 1.6 kVA de potencia nominal, y potencia máxima de 2.0 kVA (Figura 4-7).
- Multímetro FLUKE 114 (Figura 4-5)
- Dos carretes con 300 metros de cable (Figura 4-5).
- Transmisor, que convierte 220 V de CA en 100, 200, 400 u 800 V en CC, además de una pantalla que indica la corriente de salida, en mA (Figura 4-5).
- Medidor digital de tierras AEMC INSTRUMENTS modelo 4500 (Figuras 4-6, 4-8)

			Precisión		
Estático y	Estático Rá	obido	Real-Time Kinematic (RTK)		
Horizontal	erizontal ± 5 mm + 1 ppm RMS		Horizontal	± 10 mm + 1 ppm RMS	
/ertical ± 10 mm + 1 ppm RMS		Vertical	± 20 mm + 1 ppm RMS		
123 - 123	RTD		Tiempo inicio		
Horizontal	± 0,25 m + 1 ppm RMS		Tiempo fiabilidad	Valor tipico > 99% > 99,9%	
t 0,5 m + 1 ppm /ertical RMS					
Power			Conceptos técnicos		
Receptor	Receptor 2,8 W		Tracking	L1 Código C/A, L1/L2	
Batería	200 mAh		Canales	24 canales	
Duración	RTK 5 horas		Botones/Pantalla	2 Botones/4 LED	
	Estático	8 horas	I/O:	RS232, USB, Bluetooth	
Vida	1000 cargas				
Power in	10-18 VDC				
		Car	acterísticas físicas	3	
Tº Trabajo	Trabajo -30°C a +65°C		Tamaño	200 mm x 85 mm	
T ^o Almacenamiento	/macenamiento -40°C a +75°C		Peso	1,4 Kg.	
Humedad 100% condensación					
Vida	1000 recargas				
SOC y Vibraciones	Soporta una caída de 2 mts				
Impeameable	IPX7, flotante				

Figura 4-1: Datos técnicos sobre el GPS utilizado


Figura 4-2: Equipo midiendo PE en terreno.



Figura 4-3: Estación base GPS.

4.2. Trabajo en terreno

Para PE, dos personas miden y una estaca la grilla. Una sostiene el carrete del cable conector con el multimetro mientras la otra persona anota el valor obtenido y luego traslada el electrodo al punto siguiente.

Para el GPS, see deja una estación fija, se marca con el GPS y luego se puede marcar los puntos como se ve en la Figura 5-4. Notar la comodidad que no se necesitan cables de la estación fija. Esto permite hacer mediciones de una gran distancia con toda la precisión del instrumento. No es necesario traspasar los puntos al papel dado que el GPS tiene una enorme memoria para ello, tal y como se muestran en las características.



Figura 4-4: Construyendo la grilla con GPS.



Figura 4-5: Equipo haciendo el SEV 7 en Menetúe



Figura 4-6: Probador de resistencia de Tierra modelo 4500. Fue utilizado en Chillán



Figura 4-7: Generador a bencina de 1.6 kVA nominal, y máximo 2.0kVA



Figura 4-8: Midiendo la resistividad en Chillán mediante el Probador de resistencia de Tierra

4.3. Procesamiento de potencial espontáneo

Los puntos se individualizaron gracias al GPS, y estos se muestran sobre la imagen satelital obtenida desde el software Google Earth. Los puntos fueron superpuestos mediante la utilización del software ArcGIS. Los datos obtenidos en campo se graficaron en una grilla espacial superficial 2D y la tercera componente corresponde al potencial espontáneo (mV) mediante el software Surfer 9.

Para interpolar los datos de modo de dar una distribución continua de los potenciales espontáneos de la superficie, se utilizaron varios métodos de interpolación.

4.4. Tratamiento de errores del potencial espontáneo

Existen dos parámetros medidos con este método: La posición y ddp entre el punto medido y el punto fijo, luego los errores estarán en estos dos parámetros.

Con respecto a la posición, el GPS utilizado es de los mejores que existen en el mercado,

con un error infinitamente menor que la huincha. De hecho el error según el fabricante es del orden de $\pm 10mm$.

Con respecto a la huincha el error es $\pm 0,01m$ pero si tomamos en cuenta que para ello la huincha debe estar perfectamente paralela, y recordemos que, cuando ella está en el suelo, las variaciones no son despreciables, desde un montón de pasto a un desnivel natural del lugar.

El multitester posee un error de $\pm 0,01mV$; este error no afecta a la interpretación. Los factores que afectan realmente son los ruidos, tanto naturales como artificiales descritos anteriormente, y la polarización del electrodo mismo.

4.5. Procesamiento de SEV y dipolo-dipolo

El cálculo de las resistividades aparentes tanto para SEV, como para dipolo-dipolo se realizó a través de una planilla excel. También se puede hacer en Matlab, con una rutina de unas pocas líneas.

La inversión del problema unidimensional fue llevada a cabo mediante IPI2win.

La inversión para el dipolo-dipolo fue llevada a cabo mediante el programa RES2DINV, entregando el corte 2D.

La interpolación 2D de los puntos SEV, fue realizada mediante el software Surfer 9, como también el RES2DINV.

Finalmente, el levantamiento topográfico se realizó gracias al software ArcGIS y Google Earth. Las grillas son hechas con Surfer.

Capítulo 5

Zonas de estudio

En este trabajo se estudiaron dos zonas: Chillán y el Parque Termal Menetúe. En Chillán se buscó aguas subterráneas y en Menetúe, termales. En el anexo E. Fotografías de las zonas de estudio, se pueden encontrar las imágenes tomadas en las zonas de estudio, con su respectiva orientación

5.1. Marco Geológico Chillán

5.1.1. Geología Regional

Generalidades

El área estudiada se encuentra en un contexto geológico regional formado por diversas unidades que van desde edades paleozoicas representadas por rocas intrusivas y metamórficas que dominan la geología costera de la región, hasta sedimentos no consolidados presentes en playas y valles de ríos actuales; pasando por unidades mesozoicas y cenozoicas de carácter sedimentario cuyo origen es principalmente marino, estando representadas en el litoral de la región; mientras que en la Cordillera de Los Andes se muestran como secuencias vulcanosedimentarias. Unidades pleistocenas y holocenas están representadas como terrazas marinas en el litoral, terrazas fluviales en la Cordillera de la Costa y como secuencias sedimentarias de origen lagunar y fluvial en la Depresión Central.

5.1.2. Geología local

Localmente se pueden identificar dos unidades geológicas en la zona de estudio, las cuales se disponen discordantemente debido al alzamiento andino de la unidad inferior producido durante el Pleistoceno y su posterior erosión fluvial.

En el Mapa Geológico de Chile obtenido del SERNAGEOMIN, escala 1:1.000.000 (2003), se muestra la depresión intermedia, y específicamente la ciudad de Chillán con una potente cobertura sedimentaria dominada por depósitos aluviales y coluviales y en menor proporción fluvioglaciares (Figura 5-1).

Formación Mininco

Definida por Muñoz Cristi (1960), corresponde a sedimentitas lagunares y fluviales de edad pleistocena, representadas por areniscas tobáceas, limonitas y conglomerados con intercalaciones de arcillolitas y tobas. El aporte en las areniscas es principalmente andesítico, encontrándose también ceniza en la matriz (Hoja N°4 Concepción-Chillán, 1981).

Sedimentos de Valles Actuales

Sedimentos no consolidados que forman el relleno de los actuales cauces fluviales, siendo de corta extensión y bajos espesores (inferiores a 1 m). Se compone de gravas, gravillas, ripio y de arenas gruesas que forman el relleno en los cauces menores. Composicionalmente, el aporte de clastos es principalmente andesítico, basáltico, y piroclástico (Avilés, 2006).

Batolito Costero del Sur

Granitos, granodioritas, tonalitas y dioritas de edad carbonífera que se presenta como roca meteorizada y transformada a maicillo debido al clima húmedo de la región. Fue propuesta por Hervé y otros en 1987, y se dispone en forma continua con una dirección NNE-SSW aflorando de manera continua en la Cordillera de la Costa, es decir al W de la zona de estudio.

5.1.3. Estructuras

Estudios gravimétricos realizados en la Depresión Central entre los 36° y 37° S, evidencian la existencia de una falla prácticamente vertical en el borde oriental de la Cordillera de la Costa de rumbo N20°E, la que ha sido denominada Falla Chillán (Galli, 1957), y que muestra un desplazamiento del orden de los 2000*m*, dando como resultado un alzamiento de las rocas graníticas paleozoicas y una profundización de la cobertura sedimentaria de la Depresión Central (Loemnitz, 1959 en Avilés, 2006).

Estudio Geológico

El análisis geológico se basa en sondajes y observaciones en terreno llevados a cabo en trabajos anteriores. De esta manera, se ha obtenido descripciones de sondajes realizados por el LIEM en el Hospital de Chillán Herminda Martín, además de conclusiones de estudios gravimétricos y estructurales de la zona.

Morfológicamente, el límite de la Cordillera de la Costa con la Depresión Intermedia está marcada por un abrupto desnivel topográfico de entre 100m y 300m lo cual ha sido interpretado como la denominada Falla Chillán. Se observa una pendiente general $1^o - 3^o$ hacia el W en el Valle Central, y una potente cobertura sedimentaria que limita con la falla mencionada alcanzando espesores de hasta 2000m. Hacia el sur de la ciudad de Chillán, se presentan suaves colinas de longitud de onda grande y baja altura en relación a la cota media de la zona (120 - 170 m.s.n.m.) conformadas por rocas graníticas del Batolito Costero desde el límite oriental de la Cordillera de la Costa hasta las cercanías de la Ruta 5. A partir de la Panamericana y hacia el este, estas colinas están conformadas por areniscas y limolitas de edad pliocena. Lo anterior evidencia la profundización del Basamento hacia el este, debido a la influencia estructural y del aporte sedimentario que ha tenido la Depresión Central durante los últimos 2 millones de años.

En los sondajes realizados por el LIEM en el sitio del Hospital Chillán Herminda Martín, se presentan gravas fluviales con clastos redondeados de diámetro hasta 5cm hasta una profundidad de 16, 3m. Desde esta profundidad hasta los 24, 8m se presentan arenas basálticas de color gris oscuro casi negro, de origen fluvio volcánico y a mayor profundidad se presentan nuevamente gravas y lavas vesiculares andesíticas (Figura 5-2). A partir de los 28m y hasta los 30m de



Figura 5-1: Carta geológica (modificada de la escala1:1.000.000)

profundidad se presentan areniscas de finas a gruesas (aumento del tamaño del grano con la profundidad) propias de un ambiente fluvial.



Figura 5-2: Sondaje LIEM del hospital de Chillán.

5.1.4. Hidrología de la zona de estudio

El área de estudio se caracteriza por contener una variada red de cursos fluviales en dirección E-W, la cual forma parte de la subcuenca del Río Ñuble Bajo, la cual pertenece a la cuenca del Río Itata.

La hoya del Río Ñuble es de 5.097 km^2 y su caudal es de $124.04 \text{ m}^3/\text{s}$. Éste nace al oriente de los Nevados de Chillán y recorre 155 km hasta su desembocadura en el Río Itata en el borde oriental de la Cordillera de la Costa. Consta de tres afluentes principales: Río Chillán, Río Cato y Río Changaral; a los que se suman numerosos esteros que completan la red hidrográfica de la zona de estudio.

5.1.5. Hidrogeología

Caracterización Hidrogeológica de la Formación Mininco

Esta unidad es la que alberga diferentes acuíferos, mostrando un desarrollo muy heterogéneo en cuanto a granulometría, mostrando alternancia de niveles desde arcilla a ripio, así como también cambios laterales de litofacies.

Existen estratos de arenisca y ripio que se intercalan con niveles de lutita, permitiendo el flujo de agua y constituyendo así, los acuíferos presentes en la zona de estudio. Los estratos de lutita (con más de un 70% de arcilla) actúan como barreras frente al movimiento vertical del agua, comportándose como acuitardos.

Caracterización Hidrogeológica de los Sedimentos de Valles Actuales

Las características granulométricas de estos depósitos, como la ausencia de compactación, abundancia de sedimentos gruesos y la carencia de una matriz fina, favorecen la acumulación y movimiento de aguas subterráneas, dando como resultado la formación de acuíferos libres. Éstos, presentan una buena conductividad y tienen relaciones hidráulicas con los cauces de ríos existentes.

Caracterización Hidrogeológica del Batolito Costero del Sur

Al corresponder a rocas intrusivas, esta unidad presenta un escaso potencial hidráulico, presentando una porosidad inferior a 1 % (Davis et al., 1971 en Avilés, 2006). Sin embargo, la permeabilidad secundaria dada por el desarrollo de fracturas y fallas constituye un importante factor para el aumento del potencial hidráulico, dando origen a la formación de acuíferos fracturados. Además, el interperismo es otro factor que favorece el desarrollo de acuíferos granulares debido a la formación de maicillo (Gajardo A., 1981).

5.2. Como llegar a la UdeC, sede Chillán

Llegar a Chillán no es difícil, posee acceso bien señalizado por norte y sur, como también por la autopista que conecta con Concepción. Desde Concepción debe tomar la autopista camino a Penco, continuar por carretera 150, girar a la derecha por ruta 152. Todo está bien indicado. El mapa 5-3 muestra la entrada por Chillán viejo. La ruta marcada por la línea morada es la más simple. Avanzar hacia el norte por Av. O'higgins, y luego girar a la derecha por Av. Ecuador. Luego tomar a la izquierda en Av. Argentina. Esta calle se convierte en Av. Vicente Mendez. En Av. Vicente Mendez 595 está la entrada a la UdeC, a la derecha.



Figura 5-3: Línea morada es la ruta recomendada para llegar a la UdeC, sede Chillán, por la entrada sur a Chillán.

La Figura 5-4 muestra los dos posibles caminos para llegar a la zona de estudio dentro de la UdeC sede Chillán, en líneas amarillas y celestes. La estrella verde indica la ubicación del pozo, a 45 metros del SEV1 aproximadamente. Notar que la zona de medición corresponde a una cancha de futbol, que también se utiliza usualmente para la práctica de rugby.



Figura 5-4: UdeC Chillán. Líneas amarillas y celestes muestran las dos posibles rutas para llegar a la zona de estudio. Ambas parten de la entrada de la U. La estrella verde marca la ubicación del pozo destapado que permitía ver la profundidad del primer acuífero.

5.3. Marco Geológico Menetúe

5.3.1. Geología regional

Generalidades

La Zona Volcánica Sur, definida entre los 33°S y 46°S, está formada por 60 estratovolcanes y 3 calderas silíceas gigantes. La dirección de subducción es de 22 a 30° con la ortogonal, lo cual genera la partición de la corteza continental en una estructura de orientación NNE-SSW denominada Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) que controla la ubicación de los volcanes actuales y el emplazamiento de los magmas. Por tanto, la ZVS ejerce un control fundamental en la litología desde el Mio-Plioceno. El rango composicional de dicha zona varía desde basaltos hasta riolitas, predominando las andesitas y andesitas basálticas.

La cinemática de la ZFLO es considerada como zona de cizalle dúctil dextral a dextralinversa, durante el Mioceno tardío y parte del Plioceno; zona de cizalle frágil transpresional dextral en el Plioceno y el Pleistoceno (Cembrano y Lavenu, 1999). La ZFLO posee, además de los lineamientos regionales NNE-SSW, estructuras de orientación NW-SE y NE-SW. Uno de los lineamientos NW-SE da lugar al emplazamiento de la cadena de volcanes Villarrica, Quetrupillán y Lanín. El espesor de la corteza en esta región, se estima en 37 Km (Muñoz et al., 1990).

El basamento de la región lo conforman rocas ígneas intrusivas graníticas y rocas efusivas andesíticas, ambas de edad terciaria, además de intrusivos y rocas del Paleozoico Superior (Lara y Moreno, 2004).

5.3.2. Geología Local

Holoceno

Estratovolcanes y complejos volcánicos (Q3i): Formado por lavas basálticas a riolíticas, domos y depósitos piroclásticos andesítico-basálticos a dacíticos. Las rocas son de tipo calcoalcalinas, típicas de arco volcánico asociado a subducción.

Pleistoceno

Depósitos morrénicos, fluvioglaciales y glacilacustres (Q1g): Esta unidad incluye depósitos diamícticos, macizos, principalmente soportados por la matriz y de mala selección, que incluyen clastos redondeados decimétricos en matriz de limo y arcilla. Presentan morfología conservada de morrenas laterales y frontales (Lara y Moreno, 2004). Corresponden a las Glaciaciones Llanquihue (1; 35-14,2 ka); Santa María (2; 262-132 ka); Río Llico (3; 480-338 ka) o Caracol (4; 687-512 ka). Se encuentran principalmente al noroeste y suroeste del Volcán Villarrica.

Lavas y depósitos volcanoclásticos (Pl3): esta unidad está constituida, en los estratovolcanes, por un conjunto de coladas de lava con intercalaciones esporádicas de niveles piroclásticos y laháricos. Ellas afloran en la parte media abajo de los estratoconos como sucesiones subhorizontales seccionadas por los valles glaciales y cubiertas discordantemente por flujos lávicos que forman los edificios volcánicos actuales. Representan los restos de edificios antiguos y constituyen las secuencias basales de los estratovolcanes modernos. Predominan ampliamente basaltos y andesitas basálticas. Subordinadamente, afloran andesitas silíceas o dacitas (Lara y Moreno, 2004). Son frecuentes intercalaciones de brechas y conglomerados laháricos y fluvioglaciario, además de algunas ignimbritas andesítico-basálticas.

Plioceno - Pleistoceno

Secuencia Huincara (PPl3): Está formada por brechas, lavas basálticas con intercalaciones de tobas y conglomerados. Es equivalente a las formaciones Malleco y Cola de Zorro (Suárez y Emparan, 1997; en Clavero y Moreno, 2004).

Mioceno

Granitoides Pellaifa – Neltume (Mg): Conjunto de dioritas, granodioritas y pórfidos andesíticos, expuesto al oeste de la Falla Liquiñe-Ofqui, que afloran principalmente alrededor del lago Pellaifa y al este del lago Neltume (Lara y Moreno, 2004). Se encuentran cubiertos por lavas cuaternarias de los estratovolcanes Villarrica, Quetrupillán y, en menor proporción, por secuencias lávicas pliocenas-pleistocenas subhorizontales. Las dataciones le asignan una edad miocena (18-6 Ma). Rocas estratificadas más jóvenes, corresponden a la secuencia Península Pucón (Mioceno tardío – Plioceno; (Moreno, 1993, en: Clavero y Moreno, 2004)).

Oligoceno - Mioceno

Estratos Tracalhue (OM2c): Secuencia volcanosedimentaria compuesta por lavas basálticas a dacíticas, rocas epiclásticas y piroclásticas. Son equivalentes a la Formación Cura-Mallín (Oligoceno-Mioceno; según Suárez y Emparan, 1997; en: Clavero y Moreno, 2004) o a la Formación Curarrehue (Cretácico temprano, según Clavero y Moreno, 2004). Estas secuencias aparecen como roof-pendants, alrededor del volcán. Consisten en lavas, brechas y tobas intruidos por granitoides del batolito Norpatagónico, entre el Mioceno Medio y Superior

Cretácico Inferior

Grupo Plutónico Gualletué (Kig): Compuesta por granitos, granodioritas y tonalita de hornblenda y biotita.

Formación Curarrehue: Secuencia estratificada de rocas volcánicas y sedimentarias continentales que se extiende en la Cordillera de los Andes de manera discontinua entre la laguna Gualletué y el lago Tromen en Argentina. Está constituida por brechas tobáceas, lavas y filones andesíticos con intensa alteración de clorita y epidota. Forma una estructura monoclinal de suave manteo al norte, dispuesta como "roof pendant" en granitoides del Cretácico y Mioceno, situados al este de la Falla Reigolil-Pirehueico.

Paleozoico Superior - Triásico

Formación Panguipulli: Constituye el basamento de la zona de estudio. Dentro de ella se encuentran: pizarras, esquistos, filitas, metaconglomerados, cuarzitas y metapelitas.

Formación Huechulafquén: Constituida por granitos, granodioritas y tonalitas, gneises, gneises miloníticos y migmatitas que afloran al este del Volcán Lanín.



Figura 5-5: Mapa geológico de la zona comprendida entre los $38^{\circ}90$ 'S – $39^{\circ}43$ 'S y los $72^{\circ}20$ 'W- $71^{\circ}27$ 'W. (Fuente: Mapa Geológico de Chile del Sernageomin, 2003).

5.3.3. Hidrogeología

El área de Menetúe se ubica al norte del río Pucón o Minetúe, cercano al lago Ancapulli. El agua emerge principalmente en la ribera del estero Pelfún a través de coluvios dispuestos sobre granitos miocenos, afectados por fracturas y diaclasas de orientación NE-SW (Pérez, 1999), las cuales se intersectan con una estructura mayor transcurrente sinestral de orientación N60°W.

Mediante análisis fotogeológico, se observa que la red de drenaje es de tipo angular y posee un fuerte control estructural, según las estructuras anteriormente nombradas. En zonas cercanas a conos volcánicos, la red es de tipo radial y en las laderas de las morrenas glaciares la red es de tipo subparalela. De manera secundaria, la red está controlada por la litología granítica, evidenciado por las nacientes de los arroyos en forma de "cachos de vaca".

Dadas las características de terreno el acuífero es de medios fisurados, donde su conductividad hidráulica es facilitada por la fuerte densidad de estructuras con orientación NE-SW y NW-SE que afectan a la unidad granítica miocena. Las condiciones en profundidad son desconocidas.

La temperatura máxima de las aguas es de $56^{\circ}C$, lo cual permite clasificarlas como mesotermales. El pH es de 8,3 – 8,86 (alcalino), de lo cual se extrae que posee a los iones carbonato y bicarbonato disueltos, y no así CO_2 . Según el contenido de alcalinotérreos, estas aguas se clasifican como blandas. Además, poseen sabor azufrado, olor a ácido sulfhídrico y arcillas en suspensión.

Según la clasificación iónica mediante el uso del diagrama de Piper, las aguas corresponden a sulfatadas-bicarbonatadas sódicas, lo cual puede entregarnos aproximaciones de la química original de las aguas y de las rocas por las cuales éstas han circundado. Es así que por ejemplo, la concentración del anión sulfato nos indica la concentración de agua de lluvia en el suelo; el bicarbonato indica disolución de CO_2 atmosférico o del suelo y/o la hidrólisis de silicatos ayudada por el CO_2 ; el alto contenido en el catión Na, se debe al ataque de feldespatos y otros silicatos, y/o a la emanación de vapores de origen magmático. Según lo anterior, las aguas poseen una importante componente exógena y tras la interacción con las rocas graníticas miocénicas, su geoquímica ha sufrido modificaciones (intercambio catiónico), adquiriendo el carácter sódico.

El origen de las aguas probablemente es atmosférico (meteórico), debido a que análisis

isotópicos realizados por Pérez, 1999 en aguas termales cercanas al área de estudio, así lo indican.

5.4. Como llegar al Parque Termal Menetúe

El Parque Termal Menetúe se localiza a 30 km al este de Pucón, y posee acceso tanto por el Este, a través de la ruta 199, o por el Oeste, por el camino internacional del paso Mamuil Malal desde Argentina.

El Parque Termal Menetúe (Lugar de Baños en mapudungun) es una parcela de 40 ha. en total, que comprende cabañas para alojamiento, restorán, una laguna, areas de trekking y pozos termales.



Figura 5-6: Ruta para llegar a Menetúe desde Pucón. El volcán en la parte baja de la imagen corresponde al Villarrica.



Figura 5-7: Notar la alineación de los tres volcanes Villarrica, Quetrupillán y Lanín.



Figura 5-8: Cuadro rojo con Google Earth delimita la zona de estudio en Menetúe, y a la derecha se muestra un mapa de las instalaciones (no está a escala). Ref: http://menetue.com/mapa_instalaciones.php

Capítulo 6

Análisis y Resultados

6.1. Chillán

6.1.1. Potencial espontáneo

La zona comprende una extensión de una hectárea aproximadamente (Figura 6-1).

En la zona existen varios pozos, de los cuales uno estaba abierto por lo que se pudo medir la profundidad del primer acuífero, estando a 5 metros.

La grilla corresponde a cuatro líneas paralelas, distanciadas 20 metros, y cada línea posee un punto cada 5 metros. La línea posee 17 puntos, por ello, las líneas poseen 80 metros de largo. Así la grilla tiene dimensiones de $60 \times 80 m^2$. Los puntos se muestran en la Figura 6-1 y 6-2.

Al inicio del levantamiento se elige un punto de referencia o base, que se denomina potencial cero (marcado con la estrella roja en la Figura 6-1). Se considera que, en principio, este punto no debe tener variación alguna de potencial espontáneo en el tiempo. El punto de referencia debe ser ubicado en una zona aislada de toda perturbación eléctrica natural o artificial, producida por los potenciales parásitos que pueden generarse debido a los electrolitos heterogéneos del



Figura 6-1: Círculos rosados marcan puntos medidos de PE y la estrella roja el electrodo de referencia fijo

suelo. Si dos electrodos son ubicados en un medio perfectamente homogéneo, el potencial cero es estable y fácil de localizar.

Con respecto al espaciamiento entre puntos de las líneas, si buscamos anomalías de gran longitud de onda entonces el espaciamiento será mayor, por ejemplo del orden de 100 metros. Sin embargo, en este caso, buscamos anomalías que nos indiquen el acuífero más superficial, luego las anomalías serán de pequeña longitud de onda, pues el origen es más superficial.

En la Figura 6-3 se puede apreciar la zona de anomalía buscada en color azuloso que implica zonas en que el acuífero se encuentra a una menor profundidad, o simplemente donde está el acuífero con más caudal. Recordar que la zona donde se efectuaron las mediciones corresponde a una zona de gran profundidad de rocas no consolidadas, luego dada su porosidad efectiva se puede inferir que ciertos tipos de rocas sedimentarias pueden actuar como roca semi impermeable, confinando a un cierto espesor al acuífero. Para conocer el grosor del acuífero, como también su profundidad se hicieron perfiles de SEV. Los puntos de SEV están marcados con rojo en la Figura 6-2 y sobre este aparece de cual SEV se trata.

Cabe recordar que en Chillán se hicieron los SEVs con un resistómetro. Este, después de un AB/2 mayor a 70, no era capaz de inyectar bien la corriente, por lo que todos los datos después de dicha extensión marcan valores altos de resistividad, los que a mi juicio, son por el instrumento utilizado y no por la roca misma.

En ambas grillas se puede apreciar que las últimas dos líneas dan una clara señal de anomalía de potencial buscada. Como referencia, a 45 metros al oeste de SEV1 está el pozo en el cual, la profundidad a la que aparece el agua es del orden de 5 metros. Notar que en la Figura 6-2, los puntos donde se midió SEV también se midió P.E.



Figura 6-2: Puntos de medición de PE (azules y rojos) y SEV (rojos) en Chillán. Latitud y longitud en Datum WGS84 Huso 18S

La grilla de P.E. indica los lugares más prometedores para obtener agua subterránea. Por ello, el perfil SEV se orientó con respecto a la información dada por el P.E.

Los ejes coordenados de la Figura 6-3 representan las coordenadas geográficas, en latitud y longitud. Están en Datum WGS84 Huso 18S. El eje vertical representa la latitud norte, por eso es negativo, al igual que el eje horizontal, que representa el Este. Las cruces sobre la grilla representan los puntos donde se midió el PE.



Figura 6-3: Grilla de potencial espontáneo en Chillán. Zonas azules representan la anomalía buscada. Ajuste por Kriging lineal.

6.1.2. SEVs en Chillán

A continuación se muestran los 6 SEVs realizados en Chillán

Análisis SEV1

Como en todos los SEVs, el eje vertical corresponde a la resistividad aparente. El eje horizontal la distancia entre el centro del arreglo y el electrodo inyector. Puede ser A o B dado que en el arreglo Schlumberger estos se encuentran a la misma distancia desde el centro. La tabla a la derecha representa los resultados de la inversión del problema. El N representa la capa; ρ la resistividad real de dicha capa; h el grosor de la capa; d representa hasta donde llega la capa en profundidad y Alt es lo mismo que d, pero con más presición y el signo negativo indica que la distancia está hacia abajo.

La primera capa, de 1.5 metros corresponde al primer horizonte, de suelo vegetal, típicamente arcilloso pero este muestra un inusual valor más alto de lo común, dada la existencia de gravas fluviales. Estas últimas permiten el flujo de agua, y por ende la recarga del acuífero.

La siguiente capa, entre 1.5 a 4.3 metros de profundidad, muestra un estrato de princi-



Figura 6-4: SEV1 en Chillán. Se encuentra a 45 m al Oeste de un pozo expuesto, en el que el agua se encuentra a 5 metros.

palmente gravas fluviales y arenas basálticas, y arcilla. Este valor de resistividad aun no nos permite hablar de acuífero, pero si que posee buenas condiciones para recargarlo.

El siguiente estrado, que aparece a los 4.3 metros y tiene una gran extensión según la inversión corresponde al acuífero. Este estrato corresponde a arenisca y clastos redondeados, con ausencia de compactación, abundancia de sedimentos gruesos y carencia de matríz fina, lo que favorece el movimiento de agua. El valor de resistividad es bastante bajo mostrando que la conducción eléctrica se lleva a cabo principalmente por los electrolitos del agua.

Finalmente el último estrato actúa como impermeable, permitiendo el flujo horizontal del acuífero sobre este.



Figura 6-5: SEV 2

El SEV2 muestra una primera capa de 2 metros, compuesta de arenisca, arcilla y grava. Existe agua pero no es extraible en cantidades aprovechables.

La segunda capa, de los 2 metros hasta los 3 metros. Esta capa está compuesta por gravas y arenas y arcilla. Este puede ser un acuífero, pero de menor caudal.

La tercera capa está ente los 3 a 9 metros de profundidad. Está compuesta por gravas, areniscas y lulita con mas de un 70% de arcilla. Esta capa actua como capa impermeable.

La cuarta capa representa al acuíero más potente, entre los 9 y 19 metros de profundidad. El grosor del acuífero es de 10 metros.

El siguiente estrato representa una capa impermeable que impide que el agua drene.



Figura 6-6: SEV 3

La primera capa del SEV corresponde a suelo vegetal, de 60 cms.

La segunda capa, de 0.6 a 1.4 metros de profundidad, es un estrato con bastaste arcilla y arenas saturadas de agua. Dado el valor de resistividad se concluye que no es un acuífero.

El tercer estrato, de 1.4 metros hasta 3 metros de profundidad, corresponde a gravas, arenas, arcillas y lavas vesiculares andesíticas. Este estrato posee agua, con muy poco caudal como para ser aprovechable.

El cuarto estrato, entre los 3 y 7 metros de profundidad, corresponde a arenas principalmente que están saturadas de agua. Este si corresponde a un acuífero, pero de poco caudal.

Las siguientes dos capas no son acuíferos.



Figura 6-7: SEV 4

Las primeras dos capas corresponden a suelo vegetal, arenas, arcillas, etc. En estos estratos existe agua pero no aprovechable como acuífero, más bien se trata de agua capilar.

El tercer estrato, de 2.5 a 6.3 metros, corresponde a gravas, arenas y arcillas, pero no es un acuífero. Es decir, no posee la conductividad hidráulica suficiente para ser un acuífero.

El cuarto estrato, de 6.3 a 14.7 metros corresponde al acuífero, pero de bajo caudal. Principalmente arenas y gravas.

El quinto estrato cumple la función de capa impermeable.



Figura 6-8: SEV 5

El SEV5 muestra una primera capa de 1.4 metros de suelo vegetal.

El segundo estrato corresponde a arenas, gravas, pero arcillas en gran proporción, por lo que este estrato no puede ser acuífero.

El tercer estrato, entre los 3 y 7 metros de profundidad es el acuífero, que posee gravas y arenas. No posee un gran caudal extraible.

El cuarto estrato también posee agua, y la comunica, pero posee mucho menor caudal que el tercer estrato.

La quinta capa representa la capa impermeable.



Figura 6-9: SEV 6

El SEV6 muestra una primera capa vegetal de 15 metros.

La segunda capa son gravas, lavas vesiculares andesíticas, y arcillas. El valor de resistividad permite inferir que este estrato posee agua, pero no aprovechable.

La tercera capa son arenas con gravas secas. Puede haber una pequeña capa de lutita entre la segunda y tercera capa, lo que hace que el tercer estrato sea así.

La cuarta capa corresponde a un estrato de arenas y gravas, quizá hasta la saturación, pero con un caudal pequeño.

El quinto estrato puede ser una formación que no posee agua o simplemente no la transmite.

Corte geoelectrico 2D

El corte geoeléctrico 2D fue generado gracias a los SEVs 1,2,3 y 4, como lo muestra la Figura. La orientación es NW-SE. En este corte se puede apreciar claramente el acuífero, a los 6 metros de profundidad bajo el SEV1. Este representa el acuífero principal, dada su baja resistividad, lo que implica gravas totalmente saturadas y el grosor del acuífero es de 22 metros. Entre el SEV2 y 3 se aprecia una zona con buena conductividad hidráulica, lo que permite una buena recarga del acuífero. El estrato de 22 metros indicado para el SEV1 se mantiene hasta el SEV3, mostrando ser un buen acuífero. Interesante es la correlación entre el P.E. y el SEV,



Figura 6-10: Corte geoeléctrico 2D Chillán. Los números del 1 al 4 representan la ubicación de los SEVs. El desplazamiento se refiere a la distancia con respecto al SEV1, que está en 0 metros.

dado que en el SEV4 se puede apreciar una zona de resistividad alta, que se trata de sedimento con pequeña porosidad efectiva, lo que impide un flujo de agua. Dada la geología de la zona, no se puede tratar de un intrusivo, pero si de gravas, arenas y arcilla pero con muy poca agua, incoherente en los poros. El P.E. indica la disminución marcada del SEV4 hacia el SE, y el corte 2D lo valida, con aquella zona de alta resistividad, que bajo ningún punto de vista podría tratarse de un acuífero.

6.2. Menetúe

El Parque Termal Menetúe dispone de tres piscinas techadas, dos piscinas al aire libre, spa, baños de barro, restaurant con especialidades en comida mapuche y de la patagonia, etc.

Las cabañas se encuentran ubicadas al Norte de la laguna Ancapulli, a pocos metros. A pocos metros al norte de las cabañas se encuentra la cancha de baby football donde se midió

PE. Se hicieron mediciones SEV a lo largo del camino de ingreso. Paralelo al camino de ingreso, se habilitará otro camino de acceso; en este camino se realizó el dipolo-dipolo. Se realizaron mediciones de PE. en los senderos, como también en el pabellón de pozos termales, y siguiendo el sendero hacia el Este.

6.2.1. Esquema de medición



Figura 6-11: Esquema de mediciones en Menetúe.

Dada la gran cantidad de mediciones geofísicas como geológicas, se generó un mapa a escala de la zona de Menetúe. La estrella roja representa el letrero de la recepción de las termas. Este se encuentra en el estacionamiento. En el aparece información de la ubicación de las numerosas instalaciones. Los triángulos naranjos muestran los puntos de mediciones geológicas, donde se mapearon fallas, fracturas y diaclasas, junto con su rumbo, manteo, etc. Los tres círculos rosados (SEV C) y tres verdes (SEV A) representan los SEVs medidos en el camino de ingreso de los vehículos en dirección a las cabañas. Estos SEVs, de W a E son 8,7,9,2,1,3. La distancia entre ellos es 30, 30, 20, 20, 20 metros. Los tres círculos rojos (SEV B), al norte de la Laguna Ancapulli, a unos 150 metros al Este de la falla inversa, corresponden a tres SEVs realizados en estos puntos. El orden de estos SEVs, de W a E es 5, 4, 6. La distancia entre ellos es de 40 metros. Estos SEVs fueron realizados a la derecha (mirando al sur) del sendero copihue. Los puntos A y B representan el punto inicial y final de la medición efectuada en el sendero copihue. Trazar una línea que una ambos puntos carece de sentido dado que el sendero es bien curvilíneo. Este sendero baja a la laguna Ancapulli. Los puntos C y D representan el inicio y fin de la línea de medición de P.E. por el sendero que atraviesa la falla inversa vista desde la laguna. Nuevamente cabe recalcar que el sendero es curvilíneo, por lo que no tiene sentido trazar una recta. A este sendero lo llamé "sendero falla". Notar que estos puntos fueron medidos en la campaña realizada en diciembre de 2011, que no contábamos con un GPS diferencial, por lo que los puntos A,B,C y D son orientativos. La línea azul que aparece desde el norte corresponde a un arrovo que pasa colindante con el pabellón de pozos termales. Los pentágonos verde clarocelestes representan los puntos donde se midió PE en la zona de los pozos. El electrodo de referencia fue marcado con un círculo verde (sobre el dice Pozo Sendero). 70 metros al Este de dicho electrodo, se realizó una línea de PE que no se pudo referenciar por la espesa vegetación que impedía obtener suficientes satélites al GPS. Los puntos inicial y final de este perfil se marcan por las letras E y F. Los rombos amarillos representan los puntos de medición de PE en la cancha de baby football que se encuentra unos 30 metros al norte de las cabañas. Los rombos azules, uno en la cancha y otro cerca del SEV C muestran los puntos inicial y final del arreglo dipolo-dipolo. Este arreglo fue avanzando hacia la caseta, desde el camino que están remodelando. El punto df corresponde a la caseta. La línea que sigue el dipolo-dipolo es prácticamente la misma de la falla. Ambos puntos son marcados con un pentágono azul.

Notar que el pentágono asociado a di coincide con un punto de la grilla de PE en la cancha. Esto implica que en ese mismo punto se midió PE como también fue la ubicación del primer electrodo inyector del dipolo-dipolo.

Renoval semidenso corresponde a un tipo de suelo de abundante vegetación, que puede ser transitable con cierto grado de dificultad. Las vegas son áreas de variada superficie, ubicadas en zonas bajas o deprimidas, y frecuentemente asociadas a cursos de agua como ríos, arroyos, chorrillos, manantiales, etc.
6.2.2. Análisis de Potencial Espontáneo en Menetúe



Potencial espontáneo en la cancha

Figura 6-12: PE en la cancha. Cruces indican los puntos de medición de P.E. Georreferenciación en UTM, Datum WGS84 Huso 19S

La Figura 6-12 muestra la grilla de PE en la cancha. Un primer comentario es decir que cuando se realizaron estas medidas no se solicitó el corte de energía eléctrica a las cabañas, para no incomodar a los turistas, siendo que esta es la principal fuente de ruido. De todas maneras se puede inferir ciertas conclusiones. La zona azulada muestra una mayor presencia de flujo de agua fría, lo que puede cobrar sentido por la inclinación del terreno y además esta podría alimentar la laguna Ancapulli al sur. La zona rojiza muestra una posible zona de interés termal. Como se planteó en la teoría, lo importante es la variación entre los puntos, dado que los valores individuales representan la ddp entre la estación base y el punto en cuestión, luego la difrencia entre el valor mínimo y el máximo es casi 100mV, lo que representa una anomalía interesante, atribuible a presencia de aguas termales o fuente de calor.

Potencial espontáneo en zona Pozos



Figura 6-13: PE pozos. La orientación de izquierda a derecha es W-E. La georeferenciación está en UTM, Datum WGS84 Huso 19S

La zona de los pozos corresponde a la ubicación de los pozos ya conocidos, como para tener un valor referencial a modo de calibración del método. La Figura muestra la grilla de PE en el sector de los pozos en Menetúe. Llama la atención la importante anomalía de PE en el centro. Se realizó un SEV a 7 metros al norte de dicho punto (SEV pozos), encontrándose una anomalía interesante, que podría tratarse de agua termal, pero de baja temperatura. En el extremo izquierdo, a también existen pozos termales pero a unos 30 metros de la medición de PE más cercana, por lo que no alcanza a visualizar. En el extremo derecho inferior se ve una pequeña anomalía que concuerda con otro pozo termal existente. Luego esta grilla está de acuerdo a lo observado en terreno.

La marcada anomalía negativa en el extremo superior izquierdo tiene que ver con un suelo muy permeable superficialmente, existiendo típica vegetación de humedal.

Potencial espontáneo en sendero de la falla



Figura 6-14: PE en sendero de la Falla. Este perfil cruza la falla inversa vista desde la laguna Ancapulli.

Los puntos fueron tomados cada 5m. La longitud del perfil es 350 m, pero considerar que no corresponde a un trazo rectilíneo, sino que se adaptó al sendero existente. Esto es por la densa vegetación de la zona. Lamentablemente esta no pudo ser marcada punto por punto con GPS debido a la espesa vegetación (cielo cubierto). Lo interesante es que el máximo de PE está correlacionado con el SEV5, y este SEV muestra una fractura, como también una anomalía muy interesante que podría estar fuertemente correlacionada con agua termal. Luego existe una anomalía negativa que está asociada a aguas subterráneas frías. Lo interesante es que este mínimo está cerca de la falla inversa. Tal vez en este punto el agua se infiltra a través de la falla. Después la curva de PE muestra un leve aumento. Potencial espontáneo en sendero copihue



Figura 6-15: Potencial espontáneo sendero copihue. Se aplicó una función de suavizado.

Sobre la anomalía positiva más marcada se realizó un SEV, pero este tuvo mucho error asociado a la irregularidad de la topografía. Sin embargo en este se puede observar cierta estructura fracturada. La tendencia negativa del PE luego de la anomalía positiva a los 35 metros, puede estar relacionada por la pendiente negativa del terreno, hacia la laguna Ancapulli, que es el principal cuerpo de agua. Existen, sin embargo, pequeñas tendencias positivas, pero se asocian a irregularidades topográficas. La diferencia en cota entre el punto más alto y bajo es de aproximadamente 30 metros, lo que explicaría la fuerte caída negativa del PE en relación a la cercanía con el nivel de la laguna, que se encuentra en el punto inferior.

Potencial espontáneo en sendero pozos

La Figura 6-16 es tal vez la más prometedora de todas. Esta muestra un perfil corto llevado a cabo al Este de los pozos ya conocidos, 100 metros aproximadamente. Lo interesante de este perfil es que el electrodo impolarizable de referencia está ubicado en la misma posición que para medir los pozos ya conocidos. Esto da una correlación directa para con el resto de los puntos



Figura 6-16: Potencial espontáneo en el sendero al este de los pozos. Se pueden ver dos anomalías de aguas termales

de estudio, dado que no es necesario realizar la transformación de estación mencionada en la teoría. El máximo valor medido corresponde a 50 metros de inicado el perfil, es decir, justo donde aparece una gran densidad de diaclasas en un intrusivo que aflora; el PE logra ver la fractura producto del intrusivo y posterior agua termal¹.

 $^{^{1}\}rm{El}$ autor participó de un trabajo de AMT en el cual se encuentró agua termal a 5 metros de profundidad en dicho punto, posterior a este trabajo de tesis.

6.2.3. Arreglos en corriente contínua Menetue

Análisis dipolo-dipolo

El dipolo-dipolo fue centrado en el afloramiento del camino en reparación. Se puede apreciar claramente la baja en la resistividad al centro del dipolo-dipolo. De cierta forma esto implica que el intrusivo fue fracturando el entorno. Esto puede corresponder a granitoides fracturados y su propia descomposición rellenando sus fracturas. Esto debe ser así dado que de caso contrario permitiría el paso del agua, lo que disminuiría considerablemente la resistividad. En el lado Este (Izquierda) del dipolo se aprecia una zona de alta resistividad atribuibles a granito con distintos grados de consolidación, muy poco fracturado. Lo interesante es el lado Oeste (derecho). Aquí se puede apreciar una zona de muy baja resistividad asociada a agua subterránea fría a través de un estrato poroso. Dado los bajos valores este puede estar circulando por piroclástos, o sedimentos. Esta zona está relacionada con el humedal a 50 metros aproximadamente.

El SEV "afloramiento" fue realizado justo en el afloramiento que mapea el dipolo-dipolo, dando resultados bastante similares, pero logrando mayor profundidad.



Figura 6-17: Dipolo-dipolo Menetúe.

6.2.4. SEVs en Menetúe

Análisis SEV pozos



Figura 6-18: SEV pozos.

Como en todos los SEVs, el eje vertical corresponde a la resistividad aparente. El eje horizontal, la distancia entre el centro del arreglo y el electrodo de corriente. La tabla a la derecha representa los resultados de la inversión del problema. El N representa la capa; ρ la resistividad real de dicha capa; h el grosor de la capa; d representa hasta donde llega la capa en profundidad y Alt es lo mismo que d, pero el signo con más presición y el signo negativo indica que la distancia está hacia abajo.

El SEV pozos fue realizo a aproximadamente 7 metros de la anomalía positiva más marcada¹ de la grilla de PE en los pozos. Este SEV muestra una primera capa de top soil de 50 cms, que en lo personal, puede ser un poco mayor. La siguiente capa da un valor de resistividad bajo, lo que puede ser agua termal de baja temperatura o agua fría que ha saturado totalmente el estrato que lo compone. Este puede corresponder a una secuencia volcanosedimentaria compuesta de lavas basálticas a dacíticas, rocas epiclásticas y piroclásticas. con alta porosidad efectiva lo que permite una buena circulación del fluido. El modelo habla de un grosor de casi 4 metros. A

¹265540E 5643193N (UTM, DATUM WGS84 Huso 19S)

modo de comentario, el agua termal aparece a los 5 metros de profundidad aproximadamente, en el pozo de agua termal a 50 metros al Este del punto SEV. Luego de esta capa viene una potente cubierta sedimentaria, de 30 metros de grosor. Por su resistividad debe corresponder a depositos morrenicos y glacilacustres, con agua subterránea fría. Finalmente se llega a una capa de alta resistividad que corresponde al basamento de la zona.

Análisis SEV afloramiento



Figura 6-19: SEV afloramiento. Este se encuentra en el centro del arreglo dipolo-dipolo.

Tal y como se explicó en el dipolo-dipolo, este SEV fue realizado en el centro del dipolodipolo, justo en el afloramiento. Este se encuentra más unos 30 metros al sur del SEV9. La inversión muestra resultados similares al centro del dipolo-dipolo, mostrando, en un princpio una capa superficial de un metro, de roca ignea bien fracturada, seguida de 25 metros de roca ignea mucho menos erosionada, y luego nuevamente roca ignea fracturada. La inversión habla de 300 metros, lo que, en lo personal, me parece demasiada profundidad dada la extensión de los electrodos de inyección no superó los 400 metros. Finalmente encuentra el basamento. En definitiva, la inversión no muestra valores bajo atribuibles agua circulando a través del subsuelo en este punto, por ello se descarta la existencia de aguas termales en este perfil.

Análisis de SEV sendero



Figura 6-20: SEV sendero.

El SEV sendero fue realizado en el sendero copihue, sobre la anomalía positiva de PE. Sobre este SEV se debe decir que los datos poseen mucho error, dada la enorme irregularidad topográfica en altura de dicho sendero, que es el principal factor geométrico que afecta al SEV. Por ello los datos fueron sometidos a un análisis exhaustivo para minimizar el error por topografía. Además no se dispone de los puntos georeferenciados por la densa vegetación, por lo que la estimación para la corrección del error sigue siendo gruesa. El SEV muestra una primera capa de suelo vegetal, de 50 cms. Luego existe una roca bien consolidada, que perfectamente puede ser un intrusivo, pero al metro de profundidad este posee una gran fractura de casi dos metros de grosor. A través de esta circula agua, que puede ser agua termal. Posterior a esta fractura el intrusivo se aprecia bien consolidado como en un principio. A los 20 metros de profundidad se aprecia una disminución de la resistividad, pero dado que lo marcan unos pocos puntos del SEV, no se puede inferir mucho al respecto. Esta interpretación está sujeta a grandes errores puesto que los datos lo están, por lo que no se recomienda hacer una perforación sin antes corroborar los valores con otro método de prospección geofísica.

Análisis de SEV 1 Menetúe



Figura 6-21: SEV 1.

Los SEVs 8, 7, 9, 2, 1, 3 mencionados de W a E, están alineados en el camino para vehículos de acceso hacia las cabañas. El SEV1 muestra una primera capa de correspondiente al intrusivo junto con sedimentos, con un grosor de 50 cm. La siguiente capa siguen siendo intrusivo pero casi sin sedimentos, con un grosor de 50 cm. Sin embargo, existe una delgada capa de 50 cm de baja resistividad por la que podría circular agua fría. Es decir, podría tratarse del mismo intrusivo pero con una fractura lo suficientemente grande que permita la circulación de agua. A continuación el intrusivo está más consolidado durante 3.5 metros, hasta que vuelve a fracturarse permitiendo el paso de agua. Este estrato acuífero se encuentra a 10 metros de profundidad y posee un grosor de 5 metros. La siguiente capa actúa como estrato impermeable.



Figura 6-22: SEV2. Eje vertical es la resistividad aparente $\rho_a [\Omega \cdot m]$ y el horizontal en metros.

El SEV 2 se encuentra a 20 metros al W del SEV1 y 20 metros al E del SEV9. La inversión muestra la misma capa superficial que el SEV1. La siguiente capa corresponde a una roca ignea sana, de 50 cms y luego y luego un estrato de 19 metros de grosor de sedimentos volcanoclásticos con agua subterránea fría. El agua no satura al estrato. También pueden existir clastos de un tamaño dominante. La última capa mapeada, a los 20 metros de profundidad, puede tratarse de roca ignea fracturada pero estas fracturas están rellenadas con sedimentos producto de la descomposición de la misma roca.

Análisis de SEV 3



Figura 6-23: SEV 3.

La inversión del SEV 3 muestra dos capas de alta resistividad, correspondiente a granitoides en sus dos primeras capas. La tercera capa, a los 7 metros de profundidad, muestra una capa de posibles sedimentos volcanoclásticos, brechas y clastos. Posee agua pero no hasta la saturación. La cuarta capa pueden ser basaltos, riolitas, granodioritas, andesita, areniscas, pero no consolidados. Finalmente, la quinta capa debe ser la roca basal.



Figura 6-24: SEV4. Eje vertical es la resistividad aparente $\rho_a\left[\Omega\cdot m\right]$ y el horizontal en metros.

El SEV 4, 5 ,6 fueron realizados en el sendero que cruza la falla. El orden de estos SEVs, de W a E es 5-4-6. Estos están sobre un intrusivo. por que los valores de resistividad obtenidos muestran al intrusivo con distintos grados de fracturas. Como ya se ha mencionado anteriormente, los valores van disminuyendo conforme se fractura la roca, y sedimentos rellenan sus fracturas.



Figura 6-25: SEV5. Eje vertical es la resistividad aparente $\rho_a\left[\Omega\cdot m\right]$ y el horizontal en metros.

El SEV5 correponde el SEV más al W del sendero. Por ende es el más cercano a la falla inversa vista desde la laguna Ancapulli. Lo interesante de este SEV, es la fuerte tendencia a la disminución de la resistividad del último estrato. Es decir, en este punto se siguen observando valores grandes correspondientes al intrusivo, sin embargo a los 53 metros de profundidad se ve un estrato de muy baja resistividad, correspondiente a agua termal de buena temperatura. Tal vez oscilando entre los 40 a $60^{\circ}C$. Lamentablemente, por la vegetación no se pudo tirar más los cables inyectores, como para estudiar más en detalle este estrato, que sin duda es el más interesante de los SEVs. Se recomienda encarecidamente estudiar este punto y la vecindad de este, hacia el W, es decir, hacia la falla inversa, con otros métodos geofísicos, como gravimetría, MT, sísmica, etc. que no requiera más de 100 metros al W para tirar cables.



Figura 6-26: SEV6. Eje vertical es la resistividad aparente $\rho_a [\Omega \cdot m]$ y el horizontal en metros.

El SEV 6 muestra la misma litología mostrada por los SEV 4 y 5. Lo interesante de estos 3 SEVs, es que en todos se puede apreciar una disminución del valor de la reistividad pasando cierta profundidad, pero por la vegetación no se pueden tirar más los cables. Presumo que la existencia de la falla inversa es responsable de esta disminución en la resistividad, permitiendo el ingreso de agua a través de las fracturas por el esfuerzo dinámico. En este SEV se aprecia un valor pequeño a los 45 metros de profundidad. Este puede correspoder al intrusivo fracturado y con agua a través de estas fracturas, junto con sedimentos propios de la fractura. La posible agua termal aparece en el SEV 5, que es el más cercano a la falla, recién a los 53 metros, por lo que en este SEV, que dista 80 metros al E del SEV 5, podría esperar ver algo similar a varias decenas de metros más. Sin embargo, reitero, llama profundamente la atención la disminución de la resistividad.



Figura 6-27: SEV 7.

El SEV7 corresponde al grupo de SEVs realizados en el camino por el que circulan los vehículos hacia las cabañas. El orden es, de W a E, 8,7,9,2,1,3. En el mismo orden, sus distancias aproximadas son 30, 30, 20,20,20. El SEV 7 se encuentra justo delante un intrusivo que muestra tres diaclasas en dirección NE y la falla NW-SE. Este SEV muestra una primera capa sedimentaria de suelo vegetal, de 50 cm de grosor, seguido de granitoide bien consolidado, y el tercer estrato es de muy baja resistividad lo que puede indicar la presencia de aguas termales a través de una fractura o diaclasa de la roca ignea. El grosor de la capa es pequeño por lo que, en caso de ser agua termal, se trata de una pequeña cantidad de agua quizá poco aprovechable. Después de esta capa se puede ver nuevamente un estrato de mayo resistividad, posiblemente areniscas, granitoides, etc. Por el valor no debe poseer agua. El cuarto estrato es de menor resistividad, y puede tratarse de arenas, areniscas, sedimentos volcanoclásticos, pero no saturados de agua. Esta no circula notoriamente. La sexta capa muestra una potente capa sedimentaria no consolidada, de buena porosidad efectiva que permite la circulación del agua subterránea. El grosor de esta capa es de 19 metros. La séptima capa corresponde al intrusivo sano.



Figura 6-28: SEV8. Eje vertical es la resistividad aparente $\rho_a\left[\Omega\cdot m\right]$ y el horizontal en metros.

El SEV 8 está ubicado prácticamente sobre la falla transformante. Este muestra una primera capa vegetal. Una segunda capa de un intrusivo de solo 50 cms de grosor y luego de esta muestra resistividades típicas de sedimentos. Llama la atención esta potente capa sedimentaria de 70 metros, hasta ahora no vista. Tal vez puede ser el efecto la falla inversa que fracturó al intrusivo a los 50 cms y el resto corresponde solo a sedimentos depositados por la misma ruptura del intrusivo como también el ingreso de sedimentos a través de la falla. Esta capa permite el flujo de agua, pero los valores corresponden a aguas subterráneas frías.



Figura 6-29: SEV 9.

El SEV9 muestra una primera capa superficial de sedimentos poco permeables. La segunda capa puede ser el intrusivo erosionado, con sedimentos varios. Lo interesante ocurre en la tercera capa. Se puede apreciar un pequeño estrato de un metro de grosor de una anomalía de baja resistividad atribuible a aguas termales, que puede corresponder a una fractura del intrusivo producto de la falla que aflora a 60 m al W. Este estrato interesante se encuentra a 4 metros de profundidad. Luego se encuentran estratos atribuibles a sedimentos y areniscas.

6.3. Conclusiones

Se logró construir con éxito electrodos impolarizables, tanto de PVC como de arcilla.

Se estudiaron los fenómenos relacionados a la infiltración de agua meteórica y fuentes de calor detectables mediante PE de manera satisfactoria, tanto a nivel teórico como práctico.

6.3.1. Chillán

Se estudió y detectó aguas subterráneas en Chillán mediante los métodos de PE y SEV. Estos mostraron ser un gran complemento, dado que con PE se pudo visualizar las zonas más prometedoras de aguas subterráneas y con SEV se pudo ver la profundidad del acuífero en cuestión. Luego se obtuvo la inversión bidimensional del corte geoeléctrico, sobre la línea más prometedora de PE obteniéndose claramente el acuífero, a una profundidad de entre 4 a 5 metros de profundidad, concordando con un pozo expuesto a solo 45 metros del SEV1 Chillán.



Figura 6-30: A) De izquierda a derecha, el primer círculo (pequeño) indica la ubicacíon del pozo que se podía ver la profundidad. Elipse que muestra la zona donde se hicieron los SEVs. B) Inversión de los SEVs 1,2,3,4 que fueron medidos dentro de la elipse de A.

6.3.2. Menetue

El PE funcionó bastante bien en el Parque Termal Menetúe, siendo capaz de mapear fracturas por donde circula el agua termal, para luego ser corroborado mediante SEV y dipolodipolo.

Se pudo verificar la hipótesis del dominio estructural en Menetúe, mediante geología y geofísica.

Se desarrolló la experiencia necesaria para planificar un terreno, desde el instrumental necesario, hasta el trazado de perfiles en la zona de estudio, adquisición de datos correctos, como también su respectivo análisis e inversión.

Sobre los alcances de cada método, el PE puede observar algunas centenas de metros, sin embargo ambos métodos dependen fuertemente de las características geológicas y topográficas del lugar. Por ejemplo, para el PE, si existe una considerable cantidad de ruido no será posible identificar lo prospectado dado que el ruido de fondo será mayor que la ddp producida por el fin buscado. Sobre los métodos de corriente continua, estos dependen fuertemente de la topografía, geología e instrumental. Por ejemplo, para el terreno en Chillán el resistómetro no era de gran potencia, lo que impedía prospectar más allá de los 40 metros de profundidad, siendo que Chillán está compuesto de una potente cubierta sedimentaria, lo que facilita la conducción electrolítica, permitiendo prospectar mayor profundidad con menos potencia. En Menetúe es lo opuesto, existe un dominio de rocas ignea poco alterada, lo que aumenta la resistividad de la zona. Esto hace necesario más potencia, pidiendo más al generador y transmisor. Por ello se decidió hacer líneas de no más de 400 metros de AB/2 dado que más que eso, incluso a toda la potencia del transmisor, no era capaz de inducir corriente de modo observable en los electrodos de potencial. El transmisor entregaba como máximo 800V de CC, por lo que, si se desea mayor profundidad es necesario utilizar un transmisor que entregue mayor potencia, por ejemplo 2000V en CC. El generador utilizado no mostró problemas en cuanto a potencia de salida, por lo que el problema era que el transmisor debía entregar más voltaje.

Los círculos en la Figura muestran las zonas de anomalías encontradas, que podrían estar correlacionadas con presencia de aguas termales. Sobre los círculos en el SEV_C (SEV 8,7,9 de W a E). El SEV8, primer círculo de izquierda a derecha en dicha línea, muestra un intrusivo mas bien superficial y luego la capa de sedimentos poligénicos. En el SEV 7 (marcado círculo rojo)



Figura 6-31: Conclusiones en Menetue. Los círculos muestran zonas de anomalías buscadas.

ocurre lo mismo, y la anomalía podría estar correlacionada con agua termal. En mi opinión, solo corresponde a sedimentos poligénicos con agua meteórica dada la poca profundidad y tipo de litología superior e inferior a dicho estrato. El SEV 9 (segundo círculo) si muestra condiciones concordantes con agua termal, dada la profundidad y la resistividad de la capa más superficial que la contiene. Esta capa aparece a una profundidad de 3 metros, y posee un grosor de un metro. También puede tratarse de sedimentos arcillosos, producto de la misma descomposición de la roca por esfuerzos dinámicos.

Siguiendo la línea, se llega a la grilla de PE en la cancha. En ella se encuentra una zona interesante de anomalía que podría estar relacionada con fuente de calor.

En el sendero que cruza la falla se encontró una interesante anomalía de PE y luego se hizo un perfil SEV, en dicha anomalía. Nuevamente, de izquierda a derecha (de W a E) el SEV5, el más cercano a la falla inversa vista desde la laguna, muestra una interesante anomalía a 50 metros de profundidad, que según las características litológicas podría tratarse de agua termal. Es quizá este punto uno de los más prometedores, dadas sus características geofísicas y geológicas: De un punto de vista geológico está correlacionada a la falla, y por las condiciones de la capa superior, bien consolidada, da las condiciones ideales para la retención de calor. Además, estaría correlacionada con el mecanismo estructural dominante en esta zona . Para estar seguros faltó más profundidad de modo de poder observar cual es el grosor de dicha capa, como también que capa está debajo, de modo que pueda retener tanto el calor como el agua termal.

El sendero marcado por la línea verde, con puntos inicial y final A y B, se encontró una anomalía de PE interesante, y luego sobre esta se hizo solo un SEV. Se visualiza una zona de anomalía de resistividad concordante con presencia de agua termal, pero la profundidad no es la suficiente ni las características litológicas, por lo que solo se trata de una capa de sedimentos. Sin embargo notar que el SEV solo logró prospectar hasta 20 metros, por lo que la anomalía de PE puede estar producida por un efecto más profundo, que el SEV no pudo ver. Por ello en este punto se recomienda hacer mediciones.

En la parte superior del esquema se encuentran dos círculos que representan los pozos de agua termal ya conocidos, y correctamente visualizados a través de geofísica. Siguiendo hacia el E, por el sendero de los pozos (marcado como Pozo Sendero) se encuentra un intrusivo que exhibe numerosas diaclasas y una falla transformante. Esta intersección de estructuras cobra gran relevancia en la prospección de aguas termales, por lo que se hizo un perfil de PE en dicha zona obteniendo una anomalía más marcada que los pozos ya existentes incluso, lo que podría indicar que aquí es donde asciende el agua termal y alimenta a los pozos conocidos. La anomalía se interpreta así dado que el electrodo base fue el mismo que para el mapeo en la zona ya conocida, por lo que la correlación es directa y no requiere interpolación. En definitiva, este perfil marcado con los puntos inicial y final E y F, es una de las zonas más prometedoras sino es que la más, según la geología y geofísica.

6.4. Líneas de investigación a futuro

Sobre las aguas subterráneas, es prioritario enlazar información meteorológica, además de la geológica y geofísica, para poder estudiar en detalle la naturaleza, funcionamiento y vulnerabilidad de los sistemas acuíferos a escalas locales y regionales.

El autor puede dar fe de la urgencia a nivel nacional de este tema. Esto incluye desarrollar instrumentos, experiencias de laboratorio, códigos que integre dichas variables, como también un equipo multidisiplinario capacitado.

Sobre Menetúe, mirar a mayor escala el sistema termal, como lo sugiere la Figura, por lo que al mirar a mayor escala será posible inferir la relación de esta alineación, y así poder inferir acerca de otras termas.

Con respecto a aguas termales y posterior geotermia, se recomienda la integración de otros métodos geofísicos, como por ejemplo gravimetría, AMT, MT, sísmica. Estos métodos, de mayor costo, tienen la particularidad de no necesitar gran extensión de espacio, que en general fue el problema principal en Menetúe. Por ello No se pudo mapear de modo exhaustivo las dos fallas principales de la zona.



Figura 6-32: Carta geológica de Menetúe. Notar la alineación de las Termas de Menetúe, Termas Trancura, Termas San Luis, Termas El Toro, y las fallas inferidas, marcadas con líneas punteadas.

Anexo A Datos

A.1. Datos Chillán

La primera tabla corresponde a los datos de potencial espontáneo tomados en la UdeC, campus Chillán. Los datos geográficos están en WGS84 18sur.

Luego de ello se muestran los 6 SEVs realizados, con sus respectivas ubicaciones geográficas.

Tal y como mencioné anteriormente, en Chillán se trabajó con el receptor Gps de doble frecuencia Huace X20- X90, el cual posee una precisión RTK^1 en la horizontal de $\pm 10mm + 1ppm$ RMS, en la vertical de $\pm 20mm + 1ppm$ RMS y con un tiempo de fiabilidad de >99 % >99,9 %. Además cuenta con corrección de trayectoria múltiple (multipath).

Para la toma de datos se consideró la proyección cilíndrica Latitud/Longitud, con el DATUM WGS84. Los datos fueron ingresados al Software Arcgis 9.3 y superpuestos a una imagen Google

¹Real Time Kinematic (Cinemática en tiempo real)

Earth, previamente georreferenciada en donde, luego de la superposición, se observa en las mediciones un desplazamiento de 5 metros en sentido Este, por lo que es posible observar que se produjo un error sistemático, donde todas las mediciones están "biased" \pm 5 metros. Por lo que en la imagen se ha quitado el offset (error de desplazamiento de 5 metros), y de esta manera se ha conseguido la ubicación correcta. Se menciona este error, y posterior procedimiento de corrección, debido a que al ingresar las coordenadas a Google Earth, estas se encuentran con un biased de \pm 5 metros en dirección Este, lo cual es debido al tamaño del pixel de la imagen del programa, la cual tiene un error de \pm 1 metro.

Longitud	Latitud	$PE [mV] Chillán^2$
-72,0845166	-36,5988358	209
-72,0845644	-36,5988176	221
-72,0846144	-36,598799	200
-72,0846656	-36,5987816	186
-72,0847094	-36,598765	213
-72,08476	-36,5987454	205
-72,0848096	-36,5987294	171
-72,084863	-36,598709	196
-72,0849126	-36,5986904	202
-72,0849642	-36,5986712	153
-72,0850144	-36,598652	213
-72,0850672	-36,5986338	205
-72,0851172	-36,5986156	199
-72,0851662	-36,5985974	184
-72,0852312	-36,5985746	191
-72,085284	-36,5985554	194
-72,0853274	-36,5985322	195
-72,0854154	-36,5987058	170
-72,085381	-36,5987198	173
-72,0853358	-36,5987268	163
-72,0852834	-36,5987436	156
-72,0852312	-36,598773	173
-72,0851786	-36,5987814	164
-72,0851316	-36,5988024	177
-72,0850948	-36,5988234	185
-72,0850216	-36,5988528	184
-72,0849694	-36,5988612	187
-72,084917	-36,5988738	196
-72,0848648	-36,598899	193

 $^2 {\rm Potencial}$ espontáneo en Chillán

-72,0847548	-36,598941	197
-72,0848124	-36,5989158	179
-72,0847182	-36,5989634	196
-72,0846626	-36,5989832	198
-72,0846148	-36,5990008	202
-72,0846986	-36,5991656	165
-72,08474	-36,5991456	170
-72,084794	-36,5991274	170
-72,0848478	-36,5991074	165
-72,0848926	-36,599094	168
-72,0849468	-36,5990748	148
-72,0849942	-36,5990572	163
-72,085046	-36,599038	148
-72,0850964	-36,5990178	163
-72,0851508	-36,5989964	153
-72,0851962	-36,5989796	158
-72,0852494	-36,5989616	151
-72,0852958	-36,5989424	150
-72,085349	-36,598921	162
-72,0854046	-36,598904	164
-72,085448	-36,598886	169
-72,085501	-36,5988658	164
-72,085614	-36,5990282	169
-72,0855676	-36,5990454	163
-72,0855196	-36,5990614	157
-72,0854666	-36,5990816	153
-72,0854174	-36,5991004	163
-72,0853668	-36,5991164	142
-72,0853174	-36,5991378	142
-72,0852646	-36,5991556	139

-72,0852142	-36,5991728	164
-72,0851606	-36,5991908	151
-72,0851098	-36,5992098	160
-72,0850648	-36,59923	139
-72,0850114	-36,5992482	157
-72,0849632	-36,5992652	181
-72,084911	-36,5992876	172
-72,0848602	-36,5993056	169
-72,0848124	-36,5993228	159

$Ubicacion\ geográfica^3$	72,085501°O	$36,5988658^{\circ}S$	DATUM: WGS84	HUSO: 18sur
Fecha: 09 - 06 - 11	Perfil:1	Locacion :	UdeCChillan	SEVN ^o 1
AB/2[m]	MN[m]	K[m]	$R[\Omega]$	$\rho_a[\Omega\cdot m]$
1	1	$2,\!35$	76,7	180,7
1,5	1	6,28	31,9	200,4
2	1	11,78	18,1	213,2
3	1	27,5	8,76	240,8
5	1	77,7	3,32	258,1
7	1	153,1	1,83	280,2
10	1	313,3	0,75	235
15	1	706	0,19	134,1
20	1	1255,8	0,001	1,2
20	3	416,5	0,203	84,5
25	3	652,1	0,21	136,9
30	3	940,1	0,01	9,4
30	6	466,5	0,006	2,8
40	6	833	0,05	41,6
50	6	1304,2	0,07	91,2
70	6	2560,9	0,096	245,8
90	6	4236,4	0,38	1609

 $^{3}\mathrm{Arreglo}$ en CC en Chillán

Ubicación Geográfica	72,0852958°O	$36,5989424^{\circ}S$	DATUM : WGS84	HUSO: 18sur
Fecha: 10 - 06 - 11	Perfil:1	Locacion	UdeCChillan	SEVN°2
AB/2[m]	MN[m]	K[m]	$R[\Omega]$	$\rho_a[\Omega\cdot m]$
1	1	2,35	178,6	420,8
1,5	1	6,28	38,6	242,5
2	1	11,7	34,3	404
3	1	27,4	13,6	373,8
5	1	77,7	4,51	$350,\!6$
7	1	153,1	2,3	352,2
10	1	313,3	1,13	354,1
15	1	706	$0,\!53$	374,2
20	1	1255,8	0,404	507,3
20	2	626,7	0,424	265,7
25	2	980,1	0,329	322,4
25	1	1962,7	0,313	614,3
30	2	1412,1	0,266	$375,\! 6$
40	2	2511,7	0,228	$572,\! 6$
50	2	3925,4	0,174	683
70	2	7695,3	0,192	1477,5

Ubicación Geográfica :	72,0850964° <i>O</i>	$36,5990178^{\circ}S$	DATUM : WGS84	HUSO: 18 sur
Fecha: 10 - 06 - 11	Perfil:1	Locacion:	$UdeCChill \acute{a}n$	$SEVN^{o}3$
AB/2[m]	MN[m]	K[m]	$R[\Omega]$	$\rho_a[\Omega\cdot m]$
1	1	$2,\!35$	116,2	273,8
1,5	1	$6,\!28$	34,6	217,3
2	1	11,7	16,1	$189,\! 6$
3	1	27,5	6,9	189,6
5	1	77,7	2,62	203,7
7	1	$153,\!1$	1,51	231,2
10	1	313,3	0,81	$253,\!8$
15	1	706	0,435	307,1
20	1	1255	0,31	389,3
20	2	626,7	0,37	231,9
25	1	1962,7	0,29	569,1
25	2	980,1	0,26	$254,\!8$
30	2	1412,1	0,24	338,9
40	2	2511,7	0,23	577,6
50	2	3925	0,195	765,4
70	2	7695,3	0,16	1231,2

Ubicación Geográfica	72,0848926° <i>O</i>	$-36,599094^{\circ}S$	DATUM : WGS84	HUSO: 18sur
Fecha: 10 - 06 - 11	Perfil:1	Locacion :	$UdeCChill \acute{a}n$	$SEVN^{o}4$
AB/2[m]	MN[m]	K[m]	$R[\Omega]$	$\rho_a[\Omega\cdot m]$
1	1	$2,\!35$	111,1	261,7
1,5	1	6,28	38,2	240
2	1	11,7	19,5	229,7
3	1	27,5	8,23	226,2
5	1	77,7	3,15	244,9
7	1	153,1	1,66	254,2
10	1	313,3	0,828	259,4
15	1	706	0,371	261,9
20	1	1255	0,23	288,8
20	2	626,7	0,33	206,8
25	2	980,1	0,279	273,4
30	2	1412,1	0,282	398,2
40	2	2511,7	0,282	708,3
50	2	3925,4	0,278	1091,2
70	2	7695,3	0,167	1285,1

Ubicación Geográfica	72,0848124° <i>O</i>	$36,5993228^{\circ}S$	DATUM : WGS84	HUSO: 18sur
Fecha: 10 - 06 - 11	Perfil:2	Locacion :	$UdeCChill \acute{a}n$	$SEVN^{o}5$
AB/2[m]	MN[m]	K[m]	$R[\Omega]$	$\rho_a[\Omega\cdot m]$
1	1	2,35	93,7	220,7
1,5	1	6,28	35,3	221,7
2	1	11,7	19,8	233,2
3	1	27,5	9,78	268,8
5	1	77,7	3,84	298,5
7	1	153,1	1,82	278,7
10	1	313,3	0,834	261,3
15	1	706	0,353	249,2
20	1	1255,8	0,229	287,5
20	2	626,7	0,392	$245,\! 6$
25	2	980,1	0,31	303,8
25	1	1962,7	0,185	363,1
30	2	1412,1	0,238	336
40	2	2511,7	0,155	389,3
50	2	3925	0,151	592,7
70	2	7695,3	0,155	1192,7

Ubicación Geográfica	72,0850114°O	$36,5992482^{\circ}S$	DATUM : WGS84	HUSO: 18sur
Fecha: 10 - 06 - 11	Perfil:2	Locacion :	$UdeCChill \acute{a}n$	SEVN°6
AB/2[m]	MN[m]	K[m]	$R[\Omega]$	$\rho_a[\Omega\cdot m]$
1	1	$2,\!35$	192,9	454,5
1,5	1	6,28	74,1	465,5
2	1	11,7	37,4	440,6
3	1	27,5	15,7	431,5
5	1	77,7	5,51	428,4
7	1	153,1	2,7	413,5
10	1	313,3	1,32	413,6
15	1	706	0,644	454,7
20	1	1255,8	0,414	519,9
20	2	626,7	0,667	418
25	2	980,1	0,628	615,5
25	1	1962,7	0,433	849,8
30	2	1412,1	0,393	554,9
40	2	2511,7	0,379	951,9
50	2	3925	0,379	1487,7
70	2	7695,3	0,32	2462,5

A.2. Datos Menetúe

En Menetúe se efectuaron dos campañas. Una en diciembre de 2011 y otra en mayo de 2012. En ambas se trabajó durante 5 días. En diciembre de 2011 se efectuaron 3 SEVs, un dipolo-dipolo, dos perfiles de PE. En mayo de 2012 se efectuaron 9 SEVs, dos grillas de P.E. y un pequeño perfil de P.E. hacia el intrusivo que aflora en el sendero del puma.

A modo de observación, por un tema de espacio, datos adicionales a las mediciones aparecerán al final de la hoja.

Distancia[m]	PE^4 sendero1[mV]
0	142
5	101
10	112
15	126
20	115
25	118
30	113
35	144
40	138
45	135
50	133
55	159
60	121
65	128
70	141
75	153
80	149
85	156
90	128
95	139
100	136
105	127
110	119
115	117
120	119
125	112
130	67
135	68
140	81

⁴Potencial espontáneo en Menetúe, diciembre 2011.¹⁴⁴
Distancia[m]	PE[mV] sendero 1
145	71
150	79
155	71
160	75
165	101
170	77
175	76
180	69
185	56
190	68
195	62
200	52
205	77
210	96
215	103
220	75
225	76
230	81
235	83
240	92
245	103
250	99
255	94
260	95
265	103
270	101
275	86
280	92
285	95

Distancia[m]	PE[mV] sendero 1
290	104
295	108
300	97
305	95
310	95
315	89
320	95
325	122
330	115
335	105
340	104
345	115

PE:	Sendero2
Distancia[m]	PE[mV]
0	104,5
5	79
10	86,4
15	86
20	84,8
25	100,8
30	101,4
35	105,2
40	106,3
45	97,7
50	82,4
55	80
60	84,4
65	82,2
70	78,5
75	80,9
80	55,5
85	75,2
90	69,5
95	73,1
100	84,7
105	76,5
110	70,4
115	76,4
120	76,4
125	69,6
130	78,7
135	71,6

Distancia[m]	PE[mV] sendero 2
140	74,7
145	70,4
150	68
155	64,7
160	72,6
165	66,7
170	83,9
175	84,5
180	51,5
185	77,6
190	72,8
195	70,3
200	44,2
205	77,6
210	73,8
215	76,2
220	56,8
225	59
230	70,8
235	58,2
240	62,4
245	55,2
250	73,7
255	79,3
260	78,8
265	79,3
270	72,8
275	57,2
280	62,0

Distancia [m]	PE [mV] sendero2
285	67,3
290	74,1
295	80,5
300	77,5
305	79,6
310	58,0
315	63,2
320	58,1
325	49,4
330	54,7
335	63,7
340	64,9
345	75,1
350	67,9
355	31,5
360	66,2
365	73,1
370	70,0
375	43,0

$Arreglo^{5}$:	Dip - dip	a = 10m	Zona	Afloramiento	Menetúe	Fecha:	12/12/11
X(I)[m]	n	V + [mV]	V - [mV]	I + [mA]	I - [mA]	K[m]	$\rho_a[\Omega\cdot m]$
0	1	1130	-1280	95	97	188,5	2366
0	2	278	-119	97	97	753	$1542,\!9$
0	3	15	-153	97	97	1884,9	$1632,\!3$
0	4	137,5	13,7	98	99	3769,9	2369,1
0	5	-37,7	-85,5	97	99	$6597,\!3$	1608,9
0	6	4	-71,5	99	99	10555,7	4025
0	7	-49	-28	99	99	$15833,\!6$	1679,3
0	8	-16,2	-27,6	100	100	22619,4	1289,3
0	9	39,7	-47,7	100	100	31101,7	1244
0	10	-43,9	-36,1	100	100	41469	1617,2
0	11	46,2	$51,\!3$	100	100	53909,7	$1374,\! 6$
0	12	68,5	62,7	148	148	$68612,\!3$	1344,4
0	13	12,8	17,7	148	148	85765,4	1419,7
0	14	-43,7	47,7	148	148	105557,5	32594,4
0	15	-20,8	22,4	148	148	128176,9	18706,9
0	16	-82,8	-84,4	103	103	153812,3	1194,6
0	17	-39,1	-38	103	103	182652,1	975,3
20	1	667	-546	55	55	188,5	2075,59
20	2	127,9	-145,9	55	55	$753,\!9$	1876,7
20	3	0,5	-120	55	55	1884,9	2064,8
20	4	115,1	$53,\!5$	55	55	3769,9	2111,1
20	5	-8,8	-49,8	55	55	$6597,\!3$	2459
20	6	14	43,8	55	55	10555,7	$2859,\!6$
20	7	-49,1	-36,2	55	55	15833,6	1856,6
20	8	20,1	32,1	55	55	22619,4	2467,5
20	9	-32,7	-43,4	80	80	31101,7	2079,9
20	10	57	64,8	80	80	41469	2021,6
20	11	9,3	15,8	80	80	53909,7	2190

⁵Arreglos en CC en Menetúe, diciembre de 2011. 150

20	12	-43,6	-38,3	80	80	68612,3	2272,7
20	13	-32,9	-30,9	80	80	85765,4	1072
20	14	67,8	69,9	80	80	105557,5	1385,4
20	15	23,6	25,7	81	81	128176,9	1661,5
20	16	7,6	4,9	53	53	15812,3	3917,8
20	17	56,3	57	53	53	182652,1	1206,1
40	1	735	-621	45	46	188,5	2808,7
40	2	-257	92	46	46	753,9	2860,2
40	3	-62	114	46	47	1884,9	3606
40	4	-7	61	47	47	3769,9	2756,5
40	5	-64	-23	47	47	$6597,\!3$	2877,5
40	6	5	40	47	47	10555,7	3930,3
40	7	-42	-22	47	47	$15833,\!6$	3368,8
40	8	48	62	47	47	$22619,\!4$	3368,8
40	9	9,7	20,3	47	47	31101,7	3509,2
		,	,			,	,
40	10	-45,7	-36,4	47	47	41469	3838
40 40	10 11	-45,7 -35,6	-36,4 -32,6	47 47	47 47	41469 53909,7	3838 1720,5
40 40 40	10 11 12	-45,7 -35,6 52,9	-36,4 -32,6 56,1	47 47 47	47 47 47	41469 53909,7 68612,3	3838 1720,5 2335,7
40 40 40 40	10 11 12 13	-45,7 -35,6 52,9 13,1	$ \begin{array}{r} -36,4 \\ -32,6 \\ 56,1 \\ 16,4 \end{array} $	47 47 47 47	47 47 47 48	41469 53909,7 68612,3 85765,4	3838 1720,5 2335,7 2979,2
40 40 40 40 40	10 11 12 13 14	-45,7 -35,6 52,9 13,1 -15,6	$ \begin{array}{r} -36,4 \\ -32,6 \\ 56,1 \\ 16,4 \\ -12,5 \end{array} $	47 47 47 47 47 48	47 47 47 48 47	41469 53909,7 68612,3 85765,4 105557,5	3838 1720,5 2335,7 2979,2 3444,5
40 40 40 40 40 40	10 11 12 13 14 15	$ \begin{array}{r} -45,7 \\ -35,6 \\ 52,9 \\ 13,1 \\ -15,6 \\ 51,8 \end{array} $	$ \begin{array}{r} -36,4 \\ -32,6 \\ 56,1 \\ 16,4 \\ -12,5 \\ 53,2 \end{array} $	 47 47 47 47 47 48 48 	47 47 47 48 47 47	41469 53909,7 68612,3 85765,4 105557,5 128176,9	3838 1720,5 2335,7 2979,2 3444,5 1888,9
$ \begin{array}{c} 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\$	$ \begin{array}{r} 10 \\ 11 \\ 12 \\ 13 \\ 14 \\ 15 \\ 16 \\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} -45,7 \\ -35,6 \\ 52,9 \\ 13,1 \\ -15,6 \\ 51,8 \\ 71,2 \\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} -36,4 \\ -32,6 \\ 56,1 \\ 16,4 \\ -12,5 \\ 53,2 \\ 69,5 \\ \end{array} $	47 47 47 47 47 48 48 48 49	47 47 47 48 47 47 47 50	41469 53909,7 68612,3 85765,4 105557,5 128176,9 153812,3	3838 1720,5 2335,7 2979,2 3444,5 1888,9 2641,2
$ \begin{array}{c} 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} 10 \\ 11 \\ 12 \\ 13 \\ 14 \\ 15 \\ 16 \\ 17 \\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} -45,7\\ -35,6\\ 52,9\\ 13,1\\ -15,6\\ 51,8\\ 71,2\\ 10,9\\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} -36,4 \\ -32,6 \\ 56,1 \\ 16,4 \\ -12,5 \\ 53,2 \\ 69,5 \\ 12,6 \end{array} $	47 47 47 47 48 48 48 49 73	 47 47 47 48 47 47 50 73 	41469 53909,7 68612,3 85765,4 105557,5 128176,9 153812,3 182652,1	3838 1720,5 2335,7 2979,2 3444,5 1888,9 2641,2 2126,7
$ \begin{array}{c} 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 60 \\ \end{array} $	$ \begin{array}{c} 10\\ 11\\ 12\\ 13\\ 14\\ 15\\ 16\\ 17\\ 1\\ \end{array} $	$\begin{array}{r} -45,7\\ -35,6\\ 52,9\\ 13,1\\ -15,6\\ 51,8\\ 71,2\\ 10,9\\ -673\end{array}$	$ \begin{array}{r} -36,4 \\ -32,6 \\ 56,1 \\ 16,4 \\ -12,5 \\ 53,2 \\ 69,5 \\ 12,6 \\ 715 \end{array} $	47 47 47 48 48 48 49 73 41	 47 47 47 48 47 47 50 73 41 	41469 53909,7 68612,3 85765,4 105557,5 128176,9 153812,3 182652,1 188,5	3838 1720,5 2335,7 2979,2 3444,5 1888,9 2641,2 2126,7 3190,6
$ \begin{array}{c} 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\$	$ \begin{array}{c} 10\\ 11\\ 12\\ 13\\ 14\\ 15\\ 16\\ 17\\ 1\\ 2\\ \end{array} $	$\begin{array}{r} -45,7\\ -35,6\\ 52,9\\ 13,1\\ -15,6\\ 51,8\\ 71,2\\ 10,9\\ -673\\ -74\\ \end{array}$	$ \begin{array}{r} -36,4 \\ -32,6 \\ 56,1 \\ 16,4 \\ -12,5 \\ 53,2 \\ 69,5 \\ 12,6 \\ 715 \\ 126 \\ \end{array} $	47 47 47 48 48 48 49 73 41 42	 47 47 47 48 47 47 50 73 41 42 	41469 53909,7 68612,3 85765,4 105557,5 128176,9 153812,3 182652,1 188,5 753,9	3838 1720,5 2335,7 2979,2 3444,5 1888,9 2641,2 2126,7 3190,6 1795,1
$ \begin{array}{c} 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\ 40 \\$	10 11 12 13 14 15 16 17 1 2 3	$\begin{array}{r} -45,7\\ -35,6\\ 52,9\\ 13,1\\ -15,6\\ 51,8\\ 71,2\\ 10,9\\ -673\\ -74\\ -89\end{array}$	$ \begin{array}{r} -36,4 \\ -32,6 \\ 56,1 \\ 16,4 \\ -12,5 \\ 53,2 \\ 69,5 \\ 12,6 \\ 715 \\ 126 \\ -4 \\ \end{array} $	 47 47 47 47 48 48 49 73 41 42 42 	 47 47 47 48 47 47 50 73 41 42 42 	41469 53909,7 68612,3 85765,4 105557,5 128176,9 153812,3 182652,1 1888,5 753,9 1884,9	3838 1720,5 2335,7 2979,2 3444,5 1888,9 2641,2 2126,7 3190,6 1795,1 1907,3
$ \begin{array}{c} 40\\ 40\\ 40\\ 40\\ 40\\ 40\\ 40\\ 60\\ 60\\ 60\\ 60\\ 60\\ 60\\ \end{array} $	10 11 12 13 14 15 16 17 1 2 3 4	$\begin{array}{r} -45,7\\ -35,6\\ 52,9\\ 13,1\\ -15,6\\ 51,8\\ 71,2\\ 10,9\\ -673\\ -74\\ -89\\ -12\\ \end{array}$	$\begin{array}{r} -36,4\\ -32,6\\ 56,1\\ 16,4\\ -12,5\\ 53,2\\ 69,5\\ 12,6\\ 715\\ 126\\ -4\\ 50\\ \end{array}$	 47 47 47 47 48 48 49 73 41 42 42 42 42 	 47 47 47 48 47 47 50 73 41 42 42 42 42 	41469 53909,7 68612,3 85765,4 105557,5 128176,9 153812,3 182652,1 1888,5 753,9 1884,9 3769,9	3838 1720,5 2335,7 2979,2 3444,5 1888,9 2641,2 2126,7 3190,6 1795,1 1907,3 2782,5
$ \begin{array}{c} 40\\ 40\\ 40\\ 40\\ 40\\ 40\\ 40\\ 60\\ 60\\ 60\\ 60\\ 60\\ 60\\ 60\\ 60\\ 60\\ 6$	$ \begin{array}{c} 10\\ 11\\ 12\\ 13\\ 14\\ 15\\ 16\\ 17\\ 1\\ 2\\ 3\\ 4\\ 5\\ \end{array} $	$\begin{array}{r} -45,7\\ -35,6\\ 52,9\\ 13,1\\ -15,6\\ 51,8\\ 71,2\\ 10,9\\ -673\\ -74\\ -89\\ -12\\ -44\\ \end{array}$	$\begin{array}{r} -36,4\\ -32,6\\ 56,1\\ 16,4\\ -12,5\\ 53,2\\ 69,5\\ 12,6\\ 715\\ 126\\ -4\\ 50\\ -12\\ \end{array}$	 47 47 47 47 48 48 49 73 41 42 42 42 42 42 42 	 47 47 47 48 47 47 50 73 41 42 42 42 42 42 42 	41469 53909,7 68612,3 85765,4 105557,5 128176,9 153812,3 182652,1 1888,5 753,9 1884,9 3769,9 6597,3	3838 1720,5 2335,7 2979,2 3444,5 1888,9 2641,2 2126,7 3190,6 1795,1 1907,3 2782,5 2513,2
$ \begin{array}{c} 40\\ 40\\ 40\\ 40\\ 40\\ 40\\ 40\\ 60\\ 60\\ 60\\ 60\\ 60\\ 60\\ 60\\ 60\\ 60\\ 6$	$ \begin{array}{c} 10\\ 11\\ 12\\ 13\\ 14\\ 15\\ 16\\ 17\\ 1\\ 2\\ 3\\ 4\\ 5\\ 6\\ \end{array} $	$\begin{array}{r} -45,7\\ -35,6\\ 52,9\\ 13,1\\ -15,6\\ 51,8\\ 71,2\\ 10,9\\ -673\\ -74\\ -89\\ -12\\ -44\\ 31,9\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} -36,4 \\ -32,6 \\ 56,1 \\ 16,4 \\ -12,5 \\ 53,2 \\ 69,5 \\ 12,6 \\ 715 \\ 126 \\ -4 \\ 50 \\ -12 \\ 53,8 \\ \end{array}$	 47 47 47 47 48 48 49 73 41 42 42 42 42 42 42 42 42 42 	 47 47 47 48 47 47 50 73 41 42 42 42 42 42 42 42 42 42 	41469 53909,7 68612,3 85765,4 105557,5 128176,9 153812,3 182652,1 1888,5 753,9 1884,9 3769,9 6597,3 10555,7	3838 1720,5 2335,7 2979,2 3444,5 1888,9 2641,2 2126,7 3190,6 1795,1 1907,3 2782,5 2513,2 2752

60	8	-36,6	$-24,\!6$	42	42	22619,4	3231,3
60	9	-47,4	-41,5	62	62	31101,7	1479,8
60	10	41,3	47,2	62	62	41469	1973,1
60	11	6,1	11,9	62	62	53909,7	2521,5
60	12	37	29	82	82	68612,3	3346,9
60	13	-22,8	-26,6	82	82	85765,4	1987,2
60	14	-20,4	-22,9	82	82	105557,5	1609,1
60	15	-14,8	-17,4	82	83	128176,9	2019,7
60	16	44	43	80	81	153812,3	955,3
60	17	16,6	18,2	81	82	182652,1	1792,9
80	1	2140	-2050	9	89	188,5	8059,1
80	2	318	-353	88	89	753,9	2858,3
80	3	118	-62,5	89	89	1884,9	1911,4
80	4	8,5	-90,1	89	89	3769,9	2088,2
80	5	13,6	-48,4	89	89	6597,3	2297,9
80	6	54	11,1	89	89	10555,7	2544
80	7	53,4	40,1	89	89	15833,6	1183
80	8	-36,1	-49,2	89	89	22619,4	1664,6
80	9	-4,6	-16,7	88	89	31101,7	2126,1
80	10	40	23	130	131	41469	2701
80	11	-16,6	-24,8	131	131	53909,7	1687,2
80	12	-17,7	-23,4	131	131	68612,3	1492,7
80	13	-18,7	-13,1	170	170	85765,4	1412,6
80	14	-1	-4	170	170	105557,5	931,3
80	15	-21	-24	170	171	128176,9	1127,6
100	1	316	-256	39	39	188,5	1382,3
100	2	31	-115	39	39	753,9	1528,9
100	3	16	-46	399	39	1884,9	266,8
100	4	46	11	39	39	3769,9	1691,6
100	5	51	42	39	39	5697,3	761,2
100							

100	6	-45,3	-54,2	39	39	10555,7	1204,4
100	7	2,1	-5,5	39	39	$15833,\!6$	1542,7
100	8	31,6	21,4	58	58	22619,4	1988,9
100	9	14,2	18,5	57	58	31101,7	1162,9
100	10	16,8	20,1	57	58	41469	1189,9
100	11	14,4	16,9	75	76	53909,7	892,5
100	12	-22,2	-20,8	75	76	68612,3	636,1
100	13	26,9	28	75	76	85765,4	624,7
100	14	66,3	67,5	75	75	105557,5	844,4
120	1	-488	524	55	55	188,5	1734,1
120	2	-172	118,4	56	56	753,9	1954,9
120	3	-69,1	-27,7	56	56	1884,9	696,7
120	4	29,9	62,7	56	56	3769,9	1104
120	5	-9,1	18,1	56	56	6597,3	1602,2
120	6	-37,7	-14,4	55	56	10555,7	2215,7
120	7	8,9	18,9	56	56	15833,6	1413,7
120	8	-15,2	-20,8	56	56	22619,4	1130,9
120	9	13,2	18,6	81	82	31101,7	1030,3
120	10	-32,5	-29,6	81	83	41469	733,2
120	11	25	28	104	108	53909,7	762,8
120	12	30	27	109	108	68612,3	948,5
120	13	37	41	107	108	85765,4	$1595,\!6$
140	1	-200	105,9	25	25	188,5	1153,2
140	2	-15,8	101,5	25	25	1884,9	1768,8
140	3	-31,9	44,3	25	25	1884,9	2872,6
140	4	-55,5	3,1	25	25	3769,9	4418,3
140	5	-24,2	-1,3	25	25	6597,3	3021,5
140	6	-10,5	-22,9	25	25	10555,7	2617,8
140	7	11	23	38	38	$15833,\!6$	2500
140	8	-39	-32	50	50	22619,4	1583,3

140	9	25	29	50	50	31101,7	1244
140	10	-17	-20	50	50	41469	1244
160	1	-118	130,2	31	31	188,5	754,6
160	2	90,7	$-37,\!6$	31	31	$753,\!9$	1560,2
160	3	-10,9	35,9	31	31	1884,9	1422,8
160	4	-5,9	-26,6	32	31	3769,9	1238,6
160	5	-13	25	32	32	6597,3	3917,1
160	6	40	36	32	32	10555,7	659,7
160	7	-26	-30	63	63	15833,6	502,6
160	8	15	18	63	63	22619,4	538,5
180	1	-252	232	31	31	188,5	1471,5
180	2	88	-55	31	31	$753,\!9$	1739
180	3	-45	9	31	31	1884,9	1641,7
180	4	-31	-45	31	31	3769,9	851,2
180	5	33	23	46	47	6597,3	709,3
180	6	-13	-16	47	47	10555,7	336,8
180	7	41	37	47	47	$15833,\!6$	673,7
200	1	3630	-3700	315	318	188,5	2182,7
200	2	410	-490	315	320	$753,\!9$	1068,6
200	3	-108	165	320	320	1884,9	804
200	4	-47	20	320	320	3769,9	394,4
200	5	23	54	320	320	$6597,\!3$	319,5
200	6	-11	17	460	460	10555,7	321,2
200	7	-48	-35	460	465	$15833,\!6$	222,5
220	1	-500	450	109	110	188,5	817,6
220	2	-26	52	110	110	$753,\!9$	267,3
220	3	-51	-25	110	110	1884,9	222,7
220	4	-5	7	110	110	3769	257
220	5	39	44	110	110	6597,3	149,9
240	1	228	-306	140	140	188,5	359,5

240	2	38	-45	140	144	753,9	220,3
240	3	55	26	143	144	1884,9	190,5
260	1	3640	-286	276	278	188,5	221,1

SEV: Pozos	UTM:	265545E	5643195N	WGS84	19sur	Menetúe	14-12-11
AB/2[m]	MN[m]	V + [mV]	V - [mV]	I + [mA]	I - [mA]	K[m]	$\rho_a[\Omega\cdot m]$
1	1	12300	-12000	280	283	$2,\!35$	101,6
1,5	1	3000	-2800	252	252	$6,\!27$	72,3
2	1	1590	-1430	285	290	11,7	61,8
2,5	1	980	-810	300	302	18,8	56
3	1	619	-461	275	277	27,5	53,7
4	1	467	-304	343	346	49,5	55,3
5	1	479	-318	512	510	77,7	60,6
7	1	272	-109	410	412	153,1	70,9
10	1	241	-77	545	545	$313,\!3$	91,4
10	10	1790	-1890	540	540	23,5	80,2
15	1	135	27	300	300	706	127
15	10	511	-624	300	300	62,8	118,8
20	1	101	56	182	182	1255,8	155,2
20	10	171	-288	182	182	117,8	148,5
25	10	65	-183	139	139	188,5	168,1
30	10	53	-171	165	166	274,9	186
40	10	214	-333	620	625	494,8	217,3
50	10	56	-177	358	360	777,5	252,3
70	10	127	-243	840	450	1531,5	439,2
70	50	1006	-1109	850	855	$268,\! 6$	333,1
50	50	645	-753	353	357	117,8	231,9
25	1	92	67	139	139	1962,7	176,5
30	1	90	68	165	165	2826,6	188,4
40	1	106	52	625	630	5025,7	216,2
50	1	90	67	356	360	7853,1	252,2
70	1	95	59	840	840	15393	329,8
7	10	3370	-3470	410	414	7,53	62,5

SEV:	Afloramiento	Ubicación:			WGS84	19sur	15-12-11
AB/2[m]	MN[m]	K[m]	V + [mV]	V - [mV]	I + [mA]	I - [mA]	$\rho_a[\Omega\cdot m]$
1	1	2,35	42000	-41100	113	110	878
1,5	1	6,28	20700	-20600	121	120	1076
2	1	11,78	8700	-8600	90	88	1145
2,5	1	18,85	3070	-3100	53	52	1107,6
3	1	27,49	4110	-4130	95	95	1192,1
4	1	49,5	1540	-1590	56	57	1370,5
5	1	77,7	990	-1000	52	50	1516,9
7	1	153,2	686	-724	64	63	1700,3
10	1	313,4	537	-573	99	98	1765,7
10	10	23,56	6590	-6480	97	96	$1595,\!6$
15	1	706,1	461	-492	188	184	1808,8
15	10	62,83	5220	-5300	190	187	1753,2
20	1	1255	82	-118	74	73	1708,6
20	10	117,8	1030	-1040	72	72	1539,9
25	10	188,5	425	-441	53	53	1539,9
30	10	274,9	161	-179	31	31	1507,4
40	10	494,8	250	-235	74	74	1621,4
50	10	777,5	160	-142	76	76	1544,8
70	10	1531	134	-115	173	172	1105,3
100	10	3133	9,1	-26,6	51	50	1107,6
100	50	589	-15,7	-206	55	55	1019
150	50	1374	$-52,\!6$	-130,1	54	53	995,5
200	50	2474	-46,3	-127,7	113	112	895
250	50	3887,7	-63,5	-103	87	86	887,6
300	50	$5615,\! 6$	-63,7	-97,1	91	91	1030,5
400	50	10013,8	-62	-96,4	94	93	1842,1

SEV:	Sendero	Copihue	Imposible	Utilizar GPS	por	vegetación	14-12-11
AB/2[m]	MN[m]	K[m]	V + [mV]	V - [mV]	I + [mA]	I - [mA]	$\rho_a[\Omega\cdot m]$
1	1	2,35	-1500	1465	18	18	194
1,5	1	6,28	-1190	1180	29	30	252,3
2	1	11,78	-2060	2070	74	73	330,9
2,5	1	18,85	2070	-2020	78	79	491
3	1	27,49	-1840	1830	63	63	800,6
4	1	49,5	-1210	1250	57	56	1077,1
5	1	77,7	-2820	2980	100	100	2256,8
7	1	153,2	-923	961	135	136	1064,7
10	1	313,4	-122	165	73	70	628,9
10	10	23,56	-2700	2680	30	30	2112,7
15	1	706,1	-92	119	191	194	386
15	10	62,83	-4160	4160	192	194	1354,3
20	1	1255	29	20	72	74	77,4
20	10	117,8	-612	612	73	74	980,9
25	10	188,5	-428	437	98	99	827,6
30	10	274,9	-297	291	115	115	702,7
40	10	494,8	-122	115	82	81	715
50	10	777,5	-69	62	71	68	732,7
70	10	1531	-60	44	95	97	829,5
70	50	268,6	-344	352	95	97	973,6
100	10	3133	-44	27	110	113	997,7
100	50	589	-219	237	117	114	1162,7
100	100	235,6	-482	600	110	113	1143,2
150	50	1374	-80	90	100	101	1162,4
150	100	628,3	-189	187	94	104	1193,1
200	50	2474	-36	45	83	87	1178,7
200	100	1178	-100	87	98	91	1165,6
250	100	1885	-80	42	103	104	1110,9

AB/2[m]	MN[m]	K[m]	V + [mV]	V - [mV]	I + [mA]	I - [mA]	$\rho_a[\Omega\cdot m]$
50	50	117,8	-783	787	76	77	1208,8
250	50	3887,7	-25	34	103	105	1102,7
300	50	$5615,\! 6$	-9	16	62	68	$1079,\!9$
400	50	10013,8	-11	20	175	177	881,8
300	100	2748,8	-49	2	64	69	1054
400	100	4948	-63	1	175	177	899,6

$AB/2[m]^6$	MN[m]	K[m]	V + [mV]	V - [mV]	I + [mA]	I - [mA]	PE[mV]	$\rho_a[\Omega\cdot m]$
1	1	$2,\!35$	11400	-11630	26	26	3	$1043,\!5$
1,5	1	$6,\!28$	6640	-6660	32	32	2	1306,7
2	1	11,78	2273	-2275	20	20	2	1339,5
2,5	1	$18,\!85$	1104	-1100	17	17	2	1221,9
3	1	$27,\!49$	854	-858	22	22	2	1069,6
4	1	49,5	337	-325	19	19	6	862
5	1	77,7	187	-182	20	20	3	717,3
7	1	153,2	98	-94	24	24	2	612,6
10	1	313,4	53	-51	26	26	2	626,7
10	10	$23,\!56$	3256	-3061	105	105	105	708,7
15	1	706,1	63	-59	90	90	1	478,5
15	10	$62,\!83$	895	-684	85	87	88	$576,\!8$
20	1	1255	15	-14	39	39	1	466,9
20	10	117,8	248	-83	40	40	81	487,4
25	10	188,5	111	36	25	25	69	282,7
30	10	274,9	126	5	40	40	66	415,7
40	10	494,8	110	13	49	49	64	489,7
50	10	777,5	70	10	48	49	40	480,9
70	10	1531	76	4	95	95	40	580,4
70	50	$268,\!6$	566	-335	78	80	116	1531,7
100	10	3133	140	-65	485	492	38	$657,\!5$
100	50	589	759	-470	489	498	144	726,8
100	100	$235,\!6$	1761	-1614	489	499	75	797,6
150	50	1374	197	-101	272	274	48	750,1
150	100	$628,\!3$	416	-293	275	276	62	808,5
200	50	2474	166	-97	391	393	34	829,9
200	100	1178	340	-223	382	386	60	863,6
250	100	1885	165	-46	210	211	60	944,7
300	100	2749	162	-47	300	308	59	944,9

 $^{6}{\rm SEV1.}$ Ubicación (UTM): 265408.387 E 5643036.53 N Elevación 368.29
m. Mayo de 2012.

$AB/2[m]^7$	MN[m]	K[m]	V + [mV]	V - [mV]	I + [mA]	I - [mA]	PE[mV]	$\rho_a[\Omega\cdot m]$
1	1	$2,\!35$	1242	-1228	13	13	46	223,8
1,5	1	$6,\!28$	3523	-3497	10	10	42	$2205,\!4$
2	1	11,78	2369	-2318	12	12	37	2300,7
2,5	1	$18,\!85$	1617	-1552	13	12	39	2389,4
3	1	$27,\!49$	1838	-1778	23	23	39	2160,8
4	1	49,5	1554	-1538	38	37	38	2039,9
5	1	77,7	1042	-980	54	54	33	1455,7
7	1	153,2	1145	-1063	147	150	29	1138,6
10	1	313,4	220	-168	122	122	26	498,3
10	10	$23,\!56$	3735	-3687	124	124	19	705,1
15	1	706,1	111	-63	164	170	22	367,8
15	10	$62,\!83$	1140	-1069	162	173	15	414,3
20	1	1255	62	-21	175	182	20	291,9
20	10	117,8	455	-415	174	180	16	289,5
25	10	188,5	536	-504	338	340	16	289,1
30	10	274,9	259	-228	191	193	14	$348,\! 6$
40	10	494,8	208	-180	248	250	14	385,5
50	10	777,5	154	-127	250	253	14	434,3
70	10	1531	41	-17	81	82	11	544,9
70	50	$268,\!6$	44	-284	83	83	-120	530,7
100	10	3133	74	-53	310	312	10	639,8
100	50	589	211	-446	315	316	-117	613,3
100	100	$235,\!6$	1068	-694	318	319	188	651,7
150	50	1374	-42	-185	147	148	-113	666,2
150	100	628,3	315	6	148	148	160	655,9
200	50	2474	-24	-197	280	283	-110	760,2
200	100	1178	316	-20	276	279	146	713,2
250	100	1885	201	66	160	163	132	787,8
300	100	2749	51	195	240	243	123	819,5

 $^{7}\mathrm{SEV2.}$ Ubicación (UTM) 265389.493 E 5643043.348
N Elevación 367.481m

$AB/2[m]^8$	MN[m]	K[m]	V + [mV]	V - [mV]	I + [mA]	I - [mA]	PE[mV]	$\rho_a[\Omega\cdot m]$
1	1	$2,\!35$	54078	-30080	50	88	-25	1436,9
1,5	1	$6,\!28$	5283	-5286	21	22	-32	$1544,\!3$
2	1	11,78	2861	-2903	21	21	-28	1616,8
2,5	1	18,85	1267	-1322	16	16	-27	1525
3	1	27,49	1018	-1073	19	19	-27	$1512,\!6$
4	1	49,5	521	-575	18	18	-26	1506,3
5	1	77,7	248	-301	15	14	-26	1471,9
7	1	153,2	115	-167	16	16	-26	$1349,\! 6$
10	1	313,4	27	-79	17	17	-26	976,9
10	10	$23,\!56$	1049	-1025	17	17	12	1437,2
15	1	706,1	-10	-40	17	17	-25	623
15	10	$62,\!83$	254	-222	17	17	14	879,6
20	1	1255	-17	-32	17	17	-25	554
20	10	117,8	123	-94	17	17	14	751,9
25	10	188,5	70	-41	14	14	14	747,2
30	10	274,9	82	-53	28	28	15	$662,\! 6$
40	10	494,8	58	-30	32	32	14	680,3
50	10	777,5	60	-32	55	55	14	$650,\!3$
70	10	1531	148	-119	287	294	14	703,8
70	50	$268,\!6$	847	-790	296	300	25	737,7
100	10	3133	59	-31	196	205	13	703,3
100	50	589	286	-230	200	208	25	744,9
100	100	$235,\!6$	747	-587	206	207	-81	91,2
150	50	1374	185	-140	273	279	23	809,2
150	100	628,3	307	-456	282	285	-75	845,5
200	50	2474	98	-53	201	203	23	924,6
200	100	1178	243	96	205	205	-74	422,3
250	100	1885	80	-216	268	284	-71	1010,7
300	100	2749	-1	-142	188	190	-72	1025,3

 8 SEV3. Ubicación (UTM) 265425.316E 5643028.321N Elevación 367.633m

$AB/2[m]^9$	MN[m]	K[m]	V + [mV]	V - [mV]	I + [mA]	I - [mA]	PE[mV]	$\rho_a[\Omega\cdot m]$
1	1	$2,\!35$	14430	-14350	17	17	34	$1994,\!4$
1,5	1	$6,\!28$	5646	-5579	14	14	38	$2518,\!8$
2	1	11,78	3469	-3395	15	15	36	2695,5
2,5	1	18,85	2807	-2748	20	20	31	2617,7
3	1	27,49	1447	-1373	15	15	34	$2583,\!9$
4	1	49,5	1047	-979	19	19	31	2638
5	1	77,7	848	-782	24	24	32	2640,4
7	1	153,2	360	-296	19	19	32	2643,9
10	1	313,4	213	-149	22	22	32	2578,2
10	10	$23,\!56$	2690	-2600	22	22	50	2832,8
15	1	706,1	457	-393	105	106	32	2844,3
15	10	62,83	5496	-5361	106	107	59	3202,6
20	1	1255	184	-119	69	69	32	2757,4
20	10	117,8	1866	-1748	69	69	56	3085,2
25	10	188,5	1002	-896	60	60	54	2981,4
30	10	274,9	1085	-984	104	105	52	2721,2
40	10	494,8	490	-384	81	82	54	2653,1
50	10	777,5	331	-228	100	100	52	2173
70	10	1531	227	-122	122	123	50	$2181,\!6$
70	50	268,6	1027	-1033	124	124	-6	2231,1
100	10	3133	114	-15	95	96	50	2116,5
100	50	589	323	-332	96	96	-4	2009,5
100	100	$235,\!6$	770	-807	96	96	-17	1935,2
150	50	1374	86	-98	80	82	-4	1561,1
150	100	628,3	308	-276	108	131	-17	1535,3
200	50	2474	108	-115	234	233	-4	1181,3
200	100	1178	218	-251	234	235	-17	1178,1
250	100	1885	109	-141	248	248	-16	950,1

 $^9{\rm SEV4.}$ Ubicación 265360.237 E 5642899.3
12N Elevación, 396.367m

$AB/2[m]^{10}$	MN[m]	K[m]	V + [mV]	V - [mV]	I + [mA]	I - [mA]	PE[mV]	$\rho_a[\Omega\cdot m]$
1	1	$2,\!35$	15680	-15830	22	22	-4	1687,3
1,5	1	$6,\!28$	9740	-9810	24	25	-5	2506, 8
2	1	11,78	5438	-5491	23	23	-5	2799
2,5	1	18,85	10900	-11070	72	72	-8	$2875,\!8$
3	1	27,49	13950	-13990	133	133	-10	2887,3
4	1	49,5	7470	-7470	130	130	-8	2843,2
5	1	77,7	5033	-4918	134	135	-8	2876,3
7	1	153,2	4314	-4267	192	192	-4	3422,4
10	1	313,4	2108	-2115	181	183	-2	$3635,\!6$
10	10	$23,\!56$	35320	-35530	182	181	80	4598,8
15	1	706,1	726	-717	134	136	26	$3773,\!5$
15	10	62,83	10800	-10860	136	137	-20	4985,1
20	1	1255	326	-329	103	106	2	$3935,\!8$
20	10	117,8	4776	-4807	107	106	-19	$5300,\!3$
25	10	188,5	2732	-2806	113	114	-25	4598,6
30	10	274,9	2168	-2219	167	169	-18	$3578,\!4$
40	10	494,8	742	-664	121	122	38	2862,9
50	10	777,5	409	-379	166	167	14	1839,9
70	10	1531	215	-221	181	182	-4	1839,5
70	50	268,6	1273	-1227	182	184	21	1834,7
100	10	3133	109	-126	196	197	-9	1873,8
100	50	589	638	-600	197	198	18	1846,2
100	100	$235,\!6$	1738	-1686	198	198	24	2037,2
150	50	1374	223	-188	179	181	19	1569,1
150	100	628,3	529	-487	183	183	22	1744,1
200	50	2474	124	-87	203	204	19	1282,6
200	100	1178	272	-232	204	204	20	1455,2
50	50	117,8	2834	-2818	166	168	19	1993,6

 $^{10}{\rm SEV5.}$ Ubicación: 265323.185 E 5642907.739 N Elevación: 395.648

$AB/2[m]^{11}$	MN[m]	K[m]	V + [mV]	V - [mV]	I + [mA]	I - [mA]	PE[mV]	$\rho_a[\Omega\cdot m]$
1	1	$2,\!35$	31420	-37260	48	40	16	1838,9
1,5	1	$6,\!28$	18010	-17550	49	48	-12	$2303,\!4$
2	1	11,78	12370	-11630	52	55	11	2642,4
2,5	1	$18,\!85$	6660	-6274	45	42	-14	2802,3
3	1	$27,\!49$	3055	-3172	31	32	-9	2717
4	1	49,5	2097	-2113	37	37	-2	2815
5	1	77,7	1723	-1727	44	45	-4	3014
7	1	153,2	1026	-1055	47	46	-3	3427
10	1	313,4	491	-577	40	46	-6	$3891,\! 6$
10	10	$23,\!56$	7113	-7120	48	48	-1	3493,3
15	1	706,1	114	-140	22	25	-6	3815,8
15	10	$62,\!83$	1402	-1138	22	25	5	$3395,\!6$
20	1	1255	111	-117	45	43	-6	$3253,\!8$
20	10	117,8	1153	-1124	43	43	5	3119,2
25	10	188,5	770	-758	52	53	2	2743
30	10	274,9	303	-300	34	34	2	2437,6
40	10	494,8	126	-126	30	30	2	2078,14
50	10	777,5	106	-100	46	47	1	$1722,\!3$
70	10	1531	61	-68	56	50	1	1863,8
70	50	$268,\!6$	1129	-1417	56	56	-139	6106
100	10	3133	35	-35	57	58	0	1907,5
100	50	589	237	-452	58	58	-106	3498,7
100	100	$235,\!6$	335	-335	51	53	6	1517,9
150	50	1374	8	-199	52	53	-94	2709,6
150	100	628,3	117	-91	53	49	9	1281,2
200	50	2474	-22	-145	101	87	-88	1618,6
200	100	1178	83	-61	103	103	11	823,5
250	100	1885	39	-12	70	62	12	728,3
300	100	2749	31	-13	63	61	14	975,4

 $^{-11}{\rm SEV6.}$ Ubicación (UTM) 265398.112E 5642885.82 N Elevación 394.249m

$AB/2[m]^{12}$	MN[m]	K[m]	V + [mV]	V - [mV]	I + [mA]	I - [mA]	PE[mV]	$\rho_a[\Omega\cdot m]$
1	1	$2,\!35$	3235	-3210	31	32	29	241
1,5	1	$6,\!28$	808	-750	23	23	28	212,8
2	1	11,78	531	-480	23	23	28	258,9
2,5	1	18,85	330	-278	19	20	28	293,8
3	1	27,49	472	-420	37	39	28	331,3
4	1	49,5	130	-78	15	15	27	343
5	1	77,7	162	-111	33	333	27	321,6
7	1	153,2	109	-55	41	41	27	306,3
10	1	313,4	78	-26	64	66	26	250,7
10	10	$23,\!56$	658	-612	64	66	26	230,2
15	1	706,1	44	9	47	46	26	265,7
15	10	62,83	177	-125	47	46	24	204
20	1	1255	54	-4	113	116	26	318
20	10	117,8	245	-205	116	116	20	228,5
25	10	188,5	242	-203	169	166	17	250,4
30	10	274,9	207	-170	227	212	12	236
40	10	494,8	46	-39	83	88	5	240,1
50	10	777,5	61	-53	200	201	4	221
70	10	1531	23	-19	118	119	2	271,4
70	50	268,6	28	-180	120	118	-76	234,7
100	10	3133	12	-14	120	126	-1	331,2
100	50	589	-3	-126	118	124	-63	299,3
100	100	$235,\!6$	232	-184	122	126	26	395,2
150	50	1374	37	-135	323	324	-48	365,3
150	100	628,3	247	-241	310	317	2	489
200	50	2474	-12	-62	171	170	-37	362,7
200	100	1178	53	-81	170	172	-11	461,6
250	100	1885	93	-121	397	406	-14	504,2
300	100	2749	45	-75	314	318	-15	$521,\!9$

 $^{-12}\mathrm{SEV7.}$ Ubicación (UTM) 265339.684 E 5643047.595 N Elevación 366.545
m

$AB/2[m]^{13}$	MN[m]	K[m]	V + [mV]	V - [mV]	I + [mA]	I - [mA]	PE[mV]	$\rho_a[\Omega\cdot m]$
1	1	$2,\!35$	9300	-8700	31	32	95	673,2
1,5	1	6,28	3945	-3670	26	26	85	920,1
2	1	11,78	1829	-1577	21	20	80	$978,\! 6$
2,5	1	18,85	1943	-1766	36	36	80	971
3	1	27,49	1196	-1300	35	35	77	980,1
4	1	49,5	514	-334	28	27	80	762,9
5	1	77,7	264	-88	25	23	81	570,2
7	1	153,2	132	30	22	22	80	355
10	1	313,4	91	70	13	12	80	263,2
10	10	$23,\!56$	395	-330	24	26	25	341,6
15	1	706,1	91	66	35	35	79	252,2
15	10	62,83	177	-128	35	35	24	273,7
20	1	1255	86	71	39	39	78	241,5
20	10	117,8	180	-64	39	67	26	271,2
25	10	188,5	163	-113	99	101	25	260,2
30	10	274,9	130	-72	103	106	29	$265,\!6$
40	10	494,8	195	-144	271	283	27	302,7
50	10	777,5	167	-101	314	319	32	329,2
70	10	1531	77	-5	178	181	36	349,8
70	50	268,6	275	-161	182	183	57	320,8
100	10	3133	61	15	197	199	38	364
100	50	589	156	-59	192	196	51	326,4
100	100	$235,\!6$	270	-250	200	200	11	306,3
150	50	1374	62	9	89	89	35	409,5
150	100	628,3	72	-43	85	87	15	420
200	50	2474	60	-16	226	227	21	415
200	100	1178	108	-75	225	233	18	470,7
250	100	1885	156	-110	544	545	23	460,4
300	100	2749	113	-70	483	490	24	517

 $^{-13}{\rm SEV8.}$ Ubicación (UTM) 265310.968 E 5643053.384 N
7 Elevación 366.5m

$AB/2[m]^{14}$	MN[m]	K[m]	V + [mV]	V - [mV]	I + [mA]	I - [mA]	PE[mV]	$\rho_a[\Omega\cdot m]$
1	1	$2,\!35$	11040	-11100	34	34	71	767,1
1,5	1	$6,\!28$	4314	-4186	30	30	71	890,1
2	1	11,78	3712	-3566	34	34	73	1260,9
2,5	1	18,85	2068	-1925	37	37	70	1017,1
3	1	27,49	1998	-1858	50	50	70	1059,9
4	1	49,5	656	-564	29	27	70	1077,9
5	1	77,7	338	-200	23	23	68	909,3
7	1	153,2	191	-55	27	27	67	697,6
10	1	$313,\!4$	105	27	26	26	66	470
10	10	$23,\!56$	902	-813	26	26	49	777
15	1	706,1	71	58	19	19	64	241,5
15	10	$62,\!83$	130	-36	19	19	47	274,5
20	1	1255	87	40	118	118	63	250,1
20	10	117,8	303	-212	119	119	47	254,9
25	10	188,5	142	-48	68	68	47	263,3
30	10	274,9	165	-73	112	112	46	292
40	10	494,8	80	10	54	54	45	320,7
50	10	777,5	81	7	78	79	44	366,4
70	10	1531	59	26	60	60	43	421,1
70	50	268,6	55	-120	60	61	-31	388,4
100	10	3133	51	31	59	59	41	531,1
100	50	589	21	-79	59	59	-29	499,1
100	100	$235,\!6$	130	-117	59	59	7	493,2
150	50	1374	4	-52	66	66	-23	583
150	100	628,3	81	-36	66	67	24	552,7
200	50	2474	16	-52	129	128	-19	654,6
200	100	1178	112	-28	126	130	44	644,2
250	100	1885	87	10	107	108	44	675
300	100	2749	80	25	105	106	48	716,5

 $\frac{14}{14} \text{SEV9. Ubicación (UTM) } 265370.231 \text{E} \ 5643046.731 \text{N}^{-168} \text{Elevación } 365.626 \text{m}^{-14} \text{SEV9. Ubicación (UTM) } 265370.231 \text{E} \ 5643046.731 \text{N}^{-16} \text{Elevación } 365.626 \text{m}^{-14} \text{SEV9. Ubicación (UTM) } 265370.231 \text{E} \ 5643046.731 \text{N}^{-16} \text{SEV9. Ubicación } 365.626 \text{m}^{-14} \text{SEV9. Ubicación (UTM) } 265370.231 \text{E} \ 5643046.731 \text{N}^{-16} \text{SEV9. Ubicación } 365.626 \text{m}^{-14} \text{SEV9. Ubicación (UTM) } 265370.231 \text{E} \ 5643046.731 \text{N}^{-16} \text{SEV9. Ubicación } 365.626 \text{m}^{-14} \text{SEV9. Ubicación } 365.626 \text{m}^$

PE^{15} :	Pozos	25 - 05 - 12
Este(UTM)	Norte(UTM)	PE(mV)
265480,799	5643200,781	64
$265291,\!053$	5643200,115	65
26500,952	5643119,026	57
265510,679	$5643199,\!135$	80
265520,621	$5643198,\!69$	80
$265530,\!552$	5643198,376	78
$265541,\!029$	5643198,007	85
26550,709	5643198,343	90
265560,527	5643197,752	83
$265570,\!453$	5643197,6	83
265580, 187	$5643195,\!652$	74
265590,837	$5643195,\!045$	80
265600,115	$5643193,\!533$	91
265600,58	5643187,891	92
265590,209	$5643190,\!103$	88
$265580,\!468$	5643190,736	77
$265569,\!876$	5643191,086	80
265560,218	$5643192,\!635$	95
265550	5643192	79
265540	5643192	111
265529,91	5643193,78	93
265520,038	5643192,285	90
265510,196	5643190,455	88
265500,339	5643189,225	93
265491	5643190	77

 $^{^{15}}$ Potencial espontáneo en Menetúe, mayo de 2012.

PE	Cancha	25 - 05 - 12
E(UTM)	N(UTM)	PE(mV)
265523,841	5643009,804	20
265533,443	5643006,085	26
265542,538	5643002,661	22
265551,97	5642999,203	-10
265560,976	5642995,115	8
265570,174	5642990,675	-14
265579,467	5642986,608	-70
265588,675	5642982,672	-51
265597,381	5642979,157	-19
265608,906	5642976,024	-4
265615,916	5642969,88	10
265625,199	5642966,622	11
265634,666	5642964,438	-3
265643,973	5642960,683	-26
265653,737	5642957,784	-34
265663,197	5642954,438	-53
265672,163	5642951,701	-75
265524,511	5642999,97	-11
265534,617	5642997,007	11
265543,989	5642993,61	22
265553,569	5642990,278	-7
265562,445	5642985,528	9
265571,362	5642981,085	14
265580,242	5642976,039	21
265589,097	5642970,65	16
265597,593	5642966, 175	8
265525,679	5642990,717	-8
265534,758	5642986,948	6

E(UTM)	N(UTM)	PE(mV)
265543,451	5642938,418	3
265552,7	5642978,828	-6
265562,008	5642975,562	4
265571,343	5642971,78	12
265580,869	5642967,666	12
265590,235	5642963,572	8
265599,064	5642960,032	10
265524,172	5642980,856	-6
265532,82	5642976,458	6
265541,95	5642972,802	2
265551,426	5642969,078	5
265560,854	5642965,323	-22
265570,381	5642961,519	10
265579,947	5642957,769	9
265589,46	5642954,082	17
265598,342	5642950,897	6
265520,384	5642971,4	11
265538,447	5642960,85	23
265547,034	$5642955,\!156$	44
265555,529	5642949,87	49
265564,248	5642944,84	47
265572,967	564239,81	54
265583,521	5642937,502	25
265592,476	5642935,054	58
265518,832	5642962,23	20
265527,765	5642956,36	22
265536,19	2642951,642	26
265544,815	5642946,181	34
265553,341	5642940,579	48

E(UTM)	N(UTM)	PE(mV)
265562,395	5642936,211	46
$265572,\!179$	5642931,022	40
265582,411	5642930,37	40
265591,199	5642927,096	30

PESendero	Pozos
Distancia[m]	PE[mV]
0	102
5	125
10	100
15	103
20	110
25	120
30	122
35	115
40	115
45	140
50	126
55	124
60	127
65	120

Anexo B

El negocio del agua a nivel mundial

En 1995 se suscribió el Acuerdo General sobre el comercio de Servicios (AGCS), como parte de los compromisos impulsados por la Organización Mundial del Comercio (OMC), que estableció un proceso de liberalización, desregulación y privatización de los servicios básicos, apuntando a la creación de mercados globales del agua, la energía, las telecomunicaciones, la salud y la educación, entre otros.

B.1. Empresas privadas en el negocio del agua

Las francesas Vivendi y Suez, la alemana RWE, adquirieron dos importantes empresas de agua; Thames Water en el reino Unido y American Water Works, en Estados Unidos.

B.1.1. Foro de Agua de Kyoto 2003 (Japón)

- Puede haber una venta total de los sistemas de distribución, tratamiento y/o almacenamiento por parte de los estados nacionales a favor de las empresas.
- Los gobiernos firman una concesión para que las multinacionales se hagan cargo del servicio y del cobro por la operación y mantenimiento del sistema en uso (en este caso las ganancias son gestionadas en su totalidad por la multinacional).
- Modelo restringido en el que un estado nacional contrata a una entidad privada para que administre el servicio de agua a cambio de un pago por costos administrativos.

La segunda es más usual.

- El 95 % de los servicios de agua y saneamiento en el mundo siguen en manos de empresas públicas, pero las grandes firmas del sector – tres de las cuatro principales son francesas – tratan de asegurarse el control del mercado en vías de privatización.
- Solo Chile, Inglaterra y Gales, privatizaron totalmente el agua.

B.2. Approvisionar a las ciudades

Una gran cantidad de aglomeraciones urbanas solo puede satisfacer su demanda de agua gracias a transferencias masivas inter-cuencas. Pero esa problemática toma actualmente un giro diferente a causa del acelerado crecimiento de las ciudades, en particular en los países en desarrollo. Por ejemplo la población de la ciudad de México y alrededores pasó de 1,6 millones en 1940 a 13,9 millones en 1980 y a 19 millones en 2000. De esa forma, la ciudad se ve obligada a construir infraestructuras urbanas, a la vez que procura garantizar el aprovisionamiento de agua a una población en rápido crecimiento.

B.2.1. Agricultura intensiva

En el Oeste de Estados Unidos el agua no escasea, pero hay que movilizarla y dirigirla para irrigar espacios agrícolas cada vez más extensos, signo tangible del dominio de la naturaleza por parte de la tecnología. Así, se modificó el curso de los ríos, se los embalsó, canalizó y concentró en grandes reservas (el lago Mead: 35.000 millones de m^3 ; el lago Powell: 33.300 millones de m^3 , ambos sobre el Colorado), desviando luego sus aguas de forma masiva para llevarlas a las ciudades y a los campos. Por la misma época, otros proyectos igualmente faraónicos surgieron en Asia Central. Turkmenistán capta hasta 11.000 millones de m^3 anuales del río Amu Daria para alimentar el canal de Karakorum que, construido durante los años 1950 – 1960 y mal preservado, pierde hasta el 50% de su líquido a lo largo de sus 1100 km.

Con la construcción del acueducto de Los Angeles, en 1913, California, Arizona y Utah inauguraron la era de los grandes proyectos de transferencia de aguas del Colorado, que provocaron el vaciamiento del lago Owens (California) y la destrucción de las comunidades locales del valle Owens. Actualmente, el Colorado, al igual que Syr y el Amu Daria en Asia Central, sólo llegan al mar esporádicamente, generando así brutales catástrofes ambientales, como la destrucción de los pantanos del delta del Colorado y la desaparición del mar de Aral. Este último, en 2001 había perdido el 80 % del volumen que tenía en 1960. La salinidad de sus aguas se habían cuadruplicado, destruyendo la mayoría de las especies vivas; las sales, los pesticidas y otros compuestos tóxicos que se depositaron en el fondo reseco –actualmente barrido por los vientos –esterilizaron centenares de kilómetros de suelo, provocando gravísimos problemas de salud a la población local (anemia, enfermedades hepáticas, contaminación de la sangre, etc). Esas transferencias masivas, más que responder a una real necesidad, fueron desarrolladas sobre la base de una lógica de maximización de la producción agrícola y de dominio de la naturaleza como factor de producción.

B.2.2. Coca- Cola en Kerala

Durante más de un año, mujeres de las tribus de Plachimada, en el distrito de Palaghat, en Kerala, organizaron sentadas de protesta contra la desecación de las napas freáticas por parte de Coca-Cola. Virender Kumar, periodista del diario Mathrubhumi, escribe: "Los habitantes llevan sobre la cabeza pesadas cargas de agua potable, que deben ir a buscar lejos, mientras camiones llenos de bebidas gasificadas salen de la planta de Coca-Cola". Esa planta extrae un millón de litros de agua por día, y a veces más. Las mujeres se ven obligadas a recorrer cinco o seis kilómetros para ir a buscar agua potable, mientras que al mismo tiempo ven salir de la planta entre ocho y nueve camiones cargados de gaseosas. Se necesitan nueve litros de agua potable para hacer un litro de coca-cola. Estas prácticas acarrearon la desecación de 260 pozos. El nivel de las napas bajó drásticamente, pasando de 45 m a 150 m. No satisfecha con robar el agua de la colectividad, Coca-Cola contaminó la poca que quedaba, vertiendo aguas polutas en las perforaciones en seco cavadas en sus instalaciones, para tapar los residuos sólidos. Antes, la empresa depositaba sus residuos afuera, aunque la estación de las lluvias provocaba su diseminación en las arroceras, los canales y los pozos constituían una amenaza extremadamente seria para la salud pública.

Conminada a dar cuenta de sus procedimientos, Coca-Cola se negó a dar al panchayat¹ las explicaciones solicitadas. En consecuencia, este último le notificó la supresión de su licencia de explotación. Acto seguido, la multinacional intentó comprar a su presidente, Anil Krishnan, ofreciéndole 300 millones de rupias². En vano.

¹Un Panchayat es el gobierno ejercido por el consejo comunal.

²Rupia es la moneda de India, 1 Euro \approx 58 Rupias \approx 666 pesos chilenos aproximadamente.

Luego 300 millones de Rupias =
 ≈ 51.7 millones de Euros ≈ 3.44 mil
 millones de pesos!

Anexo C

Hidrología e Hidrogeología

C.1. Hidrología

C.1.1. El ciclo hidrológico

El ciclo hidrológico se considera el concepto fundamental de la hidrología.

Como todo ciclo, el hidrológico no tiene principio ni fin, y su descripción puede comenzar en cualquier punto. El agua que se encuentra sobre la superficie terrestre o muy cerca de ella se evapora bajo el efecto de la radiación solar y el viento. El vapor de agua, que así se forma, se eleva y se transporta por la atmósfera en forma de nubes hasta que se condensa y cae hacia la tierra en forma de precipitación. Durante su trayecto hacia la superficie de la tierra, el agua precipitada puede volver a evaporarse o ser interceptada por las plantas o las construcciones, luego fluye por la superficie hasta las corrientes o se infiltra. El agua interceptada y una parte de la infiltrada y de la que corre por la superficie se evapora nuevamente. De la precipitación que llega a las corrientes, una parte se infiltra y otra llega hasta los océanos y otros grandes cuerpos de agua, como presas y lagos. Del agua infiltrada, una parte es absorbida por las plantas y posteriormente es transpirada, casi en su totalidad, hacia la atmósfera y otra parte fluye bajo la superficie de la tierra hacia las corrientes, el mar u otros cuerpos de agua, o bien hacia zonas profundas del suelo (percolación) para ser almacenada como agua subterránea y después aflorar en manantiales, ríos o el mar.



Figura C-1: Ciclo hidrológico

C.1.2. Escurrimiento

El escurrimiento se define como el agua proveniente de la precipitación que circula sobre o bajo la superficie terrestre y que llega a una corriente para finalmente ser drenada hasta la salida de la cuenca.

El agua proveniente de la precipitación que llega hasta la superficie terrestre, una vez que una parte ha sido interceptada y evaporada, sigue diversos caminos hasta llegar a la salida de la cuenca. Conviene dividir estos caminos en tres clases: escurrimiento superficial, escurrimiento subsuperficial y escurrimiento subterráneo.

Una vez que la precipitación alcanza la superficie del suelo, se infiltra hasta que las capas superiores del mismo se saturan. Posteriormente, comienza a escurrir sobre su superficie. Este escurrimiento, llamado flujo en la superficie del terreno (overland flow), se produce mientras el agua no llegue a cauces bien definidos (es decir que no desaparecen entre dos lluvias sucesivas).

De los tres tipos de escurrimiento, el superficial es el que llega más rápido hasta la salida de la cuenca. Por ello está relacionado directamente con una lluvia en particular y entonces se dice que proviene de la precipitación en exceso o efectiva y que constituye el escurrimiento directo. El escurrimiento subterráneo es el que de manera más lenta llega hasta la salida de la cuenca (puede tardar años en llegar), y en general, difícilmente se le puede relacionar con una lluvia en particular, a menos que la cuenca sea demasiado pequeña y su suelo muy permeable. Debido a que se produce bajo el nivel freático, es el único que alimenta a las corrientes cuando no hay lluvias y por eso se dice que forma el escurrimiento base.

El escurrimiento subsuperficial puede ser casi tan rápido como el superficial o casi tan lento como el subterráneo, dependiendo de la permeabilidad de los estratos superiores del suelo; por ello es difícil distinguirlo de los otros dos. Cuando es relativamente rápido se le trata junto con el escurrimiento superficial, y cuando es relativamente lento se le considera parte del subterráneo.

La clasificación anterior, aunque ilustrativa, no deja de ser arbitraria. El agua puede comenzar su viaje hacia la corriente como flujo superficial e infiltrarse en el camino, terminando como escurrimiento subsuperficial o subterráneo. A la inversa, el escurrimiento subsuperficial puede emerger a la superficie si en su camino se encuentra con un estrato muy permeable que aflora en una ladera. Lo importante en realidad es la rapidez con que una cuenca responde a una tormenta, pues esto es lo que determina a la magnitud de las correspondientes avenidas.

C.1.3. Evaporación y transpiración

Evaporación es el proceso por el cual el agua pasa del estado líquido en que se encuentra en los almacenamientos, el suelo y en las capas cercanas a su superficie, a estado gaseoso y se transfiere a la atmósfera.

Transpiración es el agua que se despide en forma de vapor de las hojas de las plantas. Esta agua es tomada por las plantas, naturalmente, del suelo.

Evapotranspiración es la combinación de evaporación y transpiración.

Uso consuntivo es la combinación de la evapotranspiración y el agua que las plantas retienen para su nutrición. Esta última cantidad es pequeña en comparación con la evapotranspiración (aproximadamente representa sólo el 1%), por lo que los términos evapotranspiración y uso consuntivo se usan como sinónimos.

La evaporación se produce básicamente por el aumento de energía cinética que experimentan las moléculas de agua cercanas a la superficie de un suelo húmedo o una masa de agua, producido por la radiación solar, el viento y las diferencias en presión de vapor.

Este aumento de energía cinética provoca que algunas moléculas de agua "brinquen" de manera continua a la atmósfera. Al mismo tiempo, algunas de las moléculas que ya se encuentran en la atmósfera se condensan y regresan al cuerpo de agua.

C.1.3.1 Infiltración

El proceso de infiltración puede describirse de la siguiente manera:

Considérese un área de suelo suficientemente pequeña, de modo que sus características (tipo de suelo, cobertura vegetal, etc.), así como la intensidad de la lluvia en el espacio puedan considerarse uniformes, aunque la última cambie en el tiempo.

Supóngase que, al inicio de una tormenta, el suelo está de tal manera seco que la cantidad de agua que puede absorber en la unidad de tiempo (es decir, su capacidad de infiltración) es mayor que la intensidad de la lluvia en esos primeros instantes de la tormenta. Bajo estas condiciones, se infiltraría toda la lluvia, es decir:

$$si \ i < f_p, \quad f = i$$

Donde

f = Infiltración, expresada como lámina por unidad de tiempo, por ejemplo, mm/h.

 $f_p=\mbox{Capacidad}$ de infiltración, en las mismas unidades.

i = intensidad de la lluvia.

En esta parte del proceso las fuerzas producidas por la capilaridad predominan sobre las gravitatorias.

Al avanzar el tiempo, si la lluvia es suficientemente intensa, el contenido de humedad del suelo aumenta hasta que su superficie alcanza la saturación. En este momento se empiezan a llenar las depresiones del terreno, es decir, se originan charcos y comienza a producir flujo sobre la superficie. A este instante se le llama tiempo de encharcamiento y se denota como t_p .

Después del tiempo de encharcamiento, si la lluvia sigue siendo intensa, las fuerzas capilares pierden importancia frente a las gravitatorias, pues el contenido de humedad del suelo aumenta y la capacidad de infiltración disminuye con el tiempo. Además, bajo estas condiciones, la infiltración se hace independiente de la variación en el tiempo de la intensidad de la lluvia, en tanto que ésta sea mayor que la capacidad de transmisión del suelo, de manera que:

Si
$$i > f_p$$
, $t > t_p$, $f = f_p$

Donde f_p decrece con el tiempo. Nótese que las dos primeras desigualdades son independientes.

Bajo las condiciones anteriores, la capa saturada, que en tiempo de encharcamiento era muy delgada y estaba situada en la superficie del suelo, se ensancha a medida que su límite inferior, denominado frente húmedo, baja. Entonces, dado que cada vez una mayor parte del suelo está saturada, las fuerzas capilares pierden importancia paulatinamente hasta que llega un momento, teóricamente en $t = \infty$, en que, al estar todo el medio saturado, el movimiento del agua se produce sólo por la acción de la gravedad y la capacidad de infiltración se hace constante.

La descripción anterior es, en estricto rigor, válida solamente para una columna de suelo
homogénea donde el nivel freático esté muy profundo; sin embargo, se verifica con una precisión aceptable en la mayoría de los casos prácticos.

Si después del tiempo de encharcamiento la lluvia entra en un período de calma, es decir, su intensidad disminuye hasta hacerse menor que la capacidad de infiltración, el tirante de agua existente sobre la superficie del suelo, de haberlo, disminuye hasta desaparecer y el agua contenida en los charcos también se infiltra, y en menor grado se evapora.

Cuando ya no hay agua sobre la superficie del terreno, el contenido de humedad de las capas de suelo cercanas al frente húmedo se difunde, haciendo que dicho frente avance hacia arriba hasta que la superficie deja de estar saturada.

Los factores que afectan la capacidad de infiltración, son

- Contextura del suelo.
- Contenido de humedad inicial.
- Contenido de humedad de saturación.
- Cobertura vegetal.
- Uso del suelo.
- Aire atrapado.
- Lavado de material fino.
- Compactación.
- Temperatura, sus cambios y diferencias.
- El manto vegetal disminuye el escurrimiento y favorece la evapotranspiración.

C.2. Hidrogeología

Existen cuatro mecanismos que dan lugar al agua subterránea:

1. Infiltración de agua superficial.

- 2. Condensación del aire que circula por porosidades de rocas.
- 3. Infiltración del mar en el subsuelo y destilación de esta por calor interno en la Tierra.
- 4. Aguas juveniles.

C.2.1. Infiltración de agua superficial

Insistiendo en lo expuesto desde el punto de vista hidrológico, se producirá mayor infiltración en lluvias pausadas y suaves que en las tormentas. En terrenos cársicos la infiltración será total, pero el flujo subterráneo volverá a valles, muchas veces de modo rápido. Estos terrenos cársicos¹⁶ son clasificados como "porosidad en grande", en cambio cuando la circulación del agua se da en capilaridades se le llama permeabilidad en pequeño.

Para la formación del karst , el proceso más típico es cuando el vapor de agua se mezcla con dióxido de carbono generando ácido carbónico:

$$CO_2 + H_2O \leftrightarrow H_2CO_3$$

Luego, la disolución acuosa del ácido carbónico

$$H_2CO_3 + H_2O \leftrightarrow H_3O^+ + HCO_3^-$$

Dicha solución, al entrar en contacto con roca calcárea, por ejemplo calcita, ocurre que

$$H_3O^+ + CaCO_3 \leftrightarrow Ca^{2+} + HCO_3^- + H_2O_3$$

O bien,

$$CO_2 + H_2O + CaCO_3 \leftrightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^{-}$$

Es decir, un karst se produce por disolución del carbonato cálcico de las rocas calizas debido a la acción de aguas ácidas (o ligeramente ácidas). Así, la disolución y por lo tanto la formación de relieve kárstico se ve favorecida por

 $^{^{16}}$ A este tipo de relieve se le llama cársico, cárstico, carst, kárstico, o karst que significa, del alemán, meseta de piedra caliza. Este relieve se produce por la meteorización química de determinadas rocas, como la caliza, dolomía, alijez, etc.

- La abundancia de agua.
- La concentración de dióxido de carbono en el agua (que aumenta con la presión).
- La baja temperatura del agua (cuanto más fría está el agua, más CO_2 puede tener).
- La naturaleza de la roca (fracturas, composición de carbonatos, etc.).
- El tiempo de contacto agua-roca.

Es decir, en una región fría, húmeda y calcárea es más propensa a desarrollar un terreno kárstico. Es importante acentuar que no solo se da en rocas con carbonato cálcico, sino también se puede dar en yesos, y por ende, sin necesidad que el agua circundante sea ácida.



Figura C-2: Relieve cárstico

En la figura C-2 se muestra un esquema sobre la meteorización química mencionada. Las estalagmitas y estalacticas son formadas por la precipitación química debido a la decantación de la solución (en este caso agua) y deposición del carbonato cálcico. Tal como se puede ver en la figura, la estalactita se forma en el techo y la estalagmita en el suelo. Algunas veces estas se juntan formando columnas.

Sobre la porosidad en pequeño, se pueden mencionar las arenas, greda, gravas, etc. Su interacción con el agua se puede clasificar de tres formas:

- 1. *a*) Agua de adherencia (pelicular).
 - b) Agua de capilaridad (asociada a la tensión superficial).
 - c) Agua de gravedad

Sobre las dos primeras, corresponden a aguas de retención específica, y por ende no cooperan en la circulación. Por el contrario el agua de gravedad contribuye a alimentar aguas subterráneas.

Estas rocas de porosidad en pequeño poseen una interesante propiedad sobre el agua: la pueden purificar. En efecto, este proceso permite retener bacterias y partículas suspendidas en el líquido.

Sobre rocas porosas e impermeables, podemos citar las arcillas, silicatos. Por ejemplo la caolinita, al absorber agua, provoca la separación de los cristales de caolinita, hecho que determina una considerable hinchazón. Estas, además son incoherentes, esto es, que su porosidad no está interconectada, lo que impide la circulación de agua.

Sobre rocas compactas con fisuras estrechas, poseen fisuras poco profundas, compactas y coherentes, lo que permitiría el paso de agua, pero estas fisuras se rellenan rápidamente de su propia descomposición.

C.2.1.2. Condensación del aire que circula por porosidades de rocas

El aire que penetra en la roca, al enfriarse se condensa aportando su contenido de agua en estado gaseoso a líquido o sólido, dando lugar a la neblina y rocío. A la temperatura que ocurre esto se le llama punto de rocío o temperatura de rocío. Importante es notar que, si el punto de rocío es igual o menor que 0° C se producirá escarcha.

Matemáticamente hablando existen modelos empíricos y diagramas termodinámicos que nos permiten predecir el punto de rocío. Para ello, es necesario definir al menos la humedad absoluta y humedad relativa. La humedad absoluta es la cantidad de vapor de agua existente en una masa de aire, y la humedad relativa es la proporción de vapor contenida en relación a la necesaria para llegar al punto de saturación. Ambos parámetros son adimensionales ya que representan una proporción.

Luego, las dos ecuaciones usualmente utilizadas son:

$$\Pr = \sqrt[8]{\frac{H}{100}} \cdot [112 + 0, 9T] + 0, 1T - 112$$
$$\Pr = \sqrt[8]{\frac{H}{100}} \cdot [110 + T] - 110$$

Donde

 \Pr = \Pr de rocío.

H = Humedad relativa.

T = Temperatura en grados Celsius.



Figura C-3: Curvas de punto de rocío a 100 % y 50 % de humedad relativa del aire. Eje vertical es el contenido de agua en el aire, y el horizontal la temperatura del aire

Es necesario el conocimiento de la humedad relativa del aire y la temperatura como para determinar cual será el punto de rocío. Aplicado esto al subsuelo se hablaría entonces de rocío interno. Claramente este fenómeno afectará más a terrenos de permeabilidad en grande, es decir, terreno fisurado, calcáreo fisurado, por ejemplo.

En Francia, por ejemplo, las medidas efectuadas por Champtal (1939) demuestran que en la región de Montpellier se depositan de esta manera diariamente 6,5 milímetros de agua, o sea 2300 milímetros por año, mientras que las lluvias solo alcanzan 700 milímetros. Ha demostrado además que el consumo de agua de los viñedos es muy superior a la que aportan las precipitaciones.

El proceso entonces, necesita de un flujo de aire a través del terreno. Este flujo se puede originar por diferencias de temperatura. Considere, por ejemplo, en época estival, que el aire cálido ingresa a la roca, enfriándose naturalmente, y con esto puede llegar al punto de rocío y condensarse. De esta forma se genera un caudal debido a la condensación dado que el aire entrará en las fisuras por diferencia de presión y se enfriará en su interior. En otras épocas puede suceder lo contrario, o lo mismo, varias veces por día, donde el principal responsable de la dinámica del aire será la diferencia entre las temperaturas. Si un día de verano el aire está a 25° C y tiene un 75 % de humedad relativa y este penetra en las cavidades de una roca calcárea cuya temperatura es de 5°C. De la Figura C-3 se puede ver que aproximadamente cada metro cúbico de aire contiene 17 gramos de agua. Al reducir su temperatura a 5°C no podrá contener más de 7 gramos de agua. De este modo entonces cada metro cúbico de aire depositará 10 gramos de agua sobre las paredes internas de la roca. Si pensamos en los cientos de metros cúbicos de aire que circulan por segundo en los terrenos fisurados, pueden formarse arroyos internos y alimentar casi totalmente algunos ríos subterráneos.

C.2.1.3. Infiltración del mar en el subsuelo y destilación de esta por calor interno en la Tierra

El más sencillo. Consiste en la entrada del mar al subsuelo a través de fisuras y luego, mediante la evaporación sube y se condensa en otras fisuras, destilándose y dando origen al acuífero.

C.2.1.4. Aguas juveniles

Es común entre las aguas termales, las denominadas aguas juveniles, que se habrían originado en el subsuelo sin haber estado jamás en la superficie; se admite, según B. Gèze (1947) que representan el residuo de la consolidación de los magmas eruptivos más próximos a la superficie. Estos magmas exhalarían una solución hidratada caliente que contendría gases a elevada presión, los cuales contribuirían a la rápida elevación de las aguas. La mayor parte de esas emergencias se halla en las zonas de vulcanismo actual o reciente. Así se ha calculado que una instrusión magmática de mil metros en la que el 5% de su peso fuera agua, al enfriarse lentamente produciría, durante un millón de años (cifras todas normales en geología), un caudal de 23,8 litros de agua juvenil por minuto y kilómetro cuadrado de superficie terrestre.

C.2.2. Clasificación de formaciones según medio de circulación

En la hidrogeología subterránea, se denomina acuífero¹ a aquel estrato o formación geológica que, permitiendo la circulación del agua por poros o grietas, hace que el hombre pueda aprovecharla en cantidades económicamente apreciables para subvenir a sus necesidades.

 $^{^{1}\}mathrm{del}$ latín aqua =
agua y fero = llevar

De acuerdo al medio por el cual circula el agua se dividen acuíferos granulares (medio poroso, Figura C-4), acuíferos fracturado (medio de fracturas y diaclasas, Figura C-5) y acuífero cárstico (medio de cavernas cársticas Figura C-6).



Figura C-4: El agua circula a través de las porosidades de la roca



Figura C-5: Roca consolidada, el agua circula a través de las fracturas de la roca.



Figura C-6: El agua circula a través de las cavernas cársticas

C.2.3. Clasificación litológica

Acuífero pueden ser gravas de un rio, areniscas porosas o calizas muy agrietadas, algunos tipos de rocas volcánicas, formaciones calcáreas muy karstificadas, etc.

El acuícludo¹ se define como aquella formación geológica que, conteniendo agua en su interior, incluso hasta la saturación, no la transmite y por lo tanto no es posible su explotación. Dentro de este grupo pueden incluirse los cienos y légamos (arcillas por lo general) de origen deltaico y/o de estuario, que a pesar de poseer enormes cantidades de agua (superior al 50 % en volumen) no son hidrogeológicamente aptos para las extracciones de aguas subterráneas.

El acuitardo² hace referencia a la existencia de numerosas formaciones geológicas que, conteniendo apreciables cantidades de agua la transmiten muy lentamente por lo que tampoco son aptos para el emplazamiento de captaciones, pero sin embargo, bajo condiciones especiales permiten una recarga vertical de otros acuíferos, que puede llegar a ser muy importante en ciertos casos.Por ejemplo un nivel de arcillas limosas o arenosas pueden comportarse como un acuitardo, si está dispuesto encima o debajo de un acuífero más importante, al cual puede recargar, o incluso recibir agua del mismo.

Finalmente, se denomina acuifugo³ a aquellas formaciones geológicas que no contienen agua ni la pueden transmitir, como por ejemplo, un macizo granítico no alterado, o unas rocas metamórficas sin apenas meteorización ni fracturación.

Todos los acuíferos que se han mencionado han sido clasificados con respecto a sus características litológicas. Se da a continuación una clasificación más importante, y que los agrupa de acuerdo con la presión hidrostática del agua encerrada en los mismos.

C.2.4. Clasificación hidrodinámica

C.2.4.1. Acuífero libre

Se denominan acuíferos libres no confinados o freáticos (Figuras C-7, C-8) aquellos en los cuales existe una superficie libre del agua encerrada en ellos, que está en contacto directo con

 $^{^{1}}$ del latín claudare = encerrar o cerrar

 $^{^{2}}$ del latín tardare = retardar

 $^{^{3}}$ del latín fugere = huir

aire y por lo tanto, en equilibrio con la presión atmosférica. En éstos, al perforar pozos que los atraviesen total o parcialmente la superficie obtenida por los niveles del agua de cada pozo forma una superficie real (superficie freática, o "water table").



Figura C-7: Acuífero libre o freático, en zona húmeda



Figura C-8: Acuífero libre o freático, en zona árida y semiárida

C.2.4.2. Acuífero colgado

Conocido también como aguas suspendidas, es una variedad de acuífero sin presión, ubicado en la zona de aireación, sobre la zona saturada o sobre el acuífero freático (Figura C-9).



Figura C-9: Acuífero colgado. Zona árida y semiárida

C.2.4.3. Acuífero cautivo

En los acuíferos cautivos, confinados o a presión (Figuras C-10, C-11), el agua de los mismos está sometida a una cierta presión, superior a la atmosférica, y ocupa la totalidad de los poros o huecos de la formación geológica que lo contiene, saturándola totalmente. Por ello, durante la perforación de pozos en acuíferos de este tipo, al atravesar el techo del mismo se observa un ascenso rápido del nivel del agua hasta estabilizarse en una determinada posición.

De acuerdo con éste y la posición del nivel topográfico de la boca del pozo, pueden considerarse pozos surgentes o fluyentes aquellos en los cuales el nivel piezométrico está situado a una cota superior de la boca del pozo, y artesianos o a presión los pozos en el mismo acuífero, pero cuyo nivel piezométrico quede por debajo de la superficie topográfica en los alrededores del mismo (Figura C-10). Así estos acuíferos poseen una superficie piezométrica ideal, que puede materializarse considerando todos los niveles que alcanzaría el agua en sondajes de perforaciones distribuidas por el acuífero equivalentes a la altura piezométrica del agua en el acuífero en la vertical de cada punto.



Figura C-10: Acuífero confinado o cautivo



Figura C-11: Tipos de acuíferos: Pueden estar los tres tipos en el mismo subsuelo



Figura C-12: Acuífero libre y semiconfinado

C.2.4.4. Acuífero semicautivo

Una variedad de estos acuíferos la constituyen los acuíferos semicautivos, o semiconfinados ("leaky aquifers") que pueden considerarse como un caso particular de los acuíferos cautivos, en los que el muro (parte inferior) y/o el techo (parte superior) que los encierra no sea totalmente impermeable sino un acuitardo, es decir un material que permita una filtración vertical del agua, muy lenta, que alimenta el acuífero principal en cuestión, a partir de un acuífero o masa de agua situada encima o debajo del mismo. Como es lógico, este paso vertical de agua es sólo posible cuando existe una diferencia de potenciales entre ambos acuíferos (el que recarga y el recargado) y puede hacerse en uno u otro sentido (Figura C-11), e incluso variar con el tiempo según sea la posición relativa de los niveles piezométricos de los mismos.

C.2.5. Tipos de agua en las rocas

El agua en las rocas se halla en estados diferentes y permanece en íntima conjugación con ellas. Prácticamente no hay roca que no contenga cierta cantidad de agua en una u otra forma o en estado de agregación: sólido, líquido y gaseoso. Diversas formas de agua pasan de una a otra, modificando asimismo las propiedades de las rocas, sobre todo de las friables (no consolidadas).

Existe la siguiente subdivisión del agua en las rocas friables (arenosas) según el grado de movilidad, el carácter de enlace con ellas y la influencia que ejerce sobre el estado y las propiedades de las mismas:

C.2.5.1. Agua químicamente enlazada

El agua de constitución o agua químicamente enlazada, se halla muy bien conjugada con la sustancia mineral. Ella no mantiene su integridad molecular: sus moléculas, consecuencia de las reacciones químicas, se desintegran en iones H^+ , OH^- , H_3O^+ y en tal forma de disociación participan en la estructuración de las redes cristalinas de los minerales. El agua de constitución entra en la composición de los hidróxidos del tipo $Al_2(OH)_3$ y $Ca(OH)_2$ y está presente en el topacio $Al_2(OH)_3 \cdot SiO_2$, la malaquita $CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$ y otros minerales. Esta agua puede ser separada del mineral tan sólo después de la destrucción completa de su red cristalina, lo cual se consigue calentándolo hasta varios centenares de grados.

C.2.5.2. Agua de cristalización

El agua de cristalización no forma compuestos químicos con la demás sustancias del mineral y participa, en forma de molécula neutral H_2O , en la estructuración de su red cristalina. El yeso $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, la mirabilita $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, la epsomita $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ y la sosa $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$ son los minerales típicos que contienen agua de cristalización. Para expulsarla de ellos hay que calentarlos a temperaturas más bajas que las necesarias para expulsar el agua de constitución, pero también bastante altas (más de $100^\circ C$). En este caso tiene lugar la reestructuración de la red cristalina de los minerales y la formación de compuestos deshidratados.

C.2.5.3. Agua ceolítica

El agua ceolítica es una variedad de agua de cristalización. Su enlace con los minerales es muy débil, ya que se separa de ellos a bajas temperaturas y su cantidad depende de la humedad del aire. Con el calentamiento, el agua ceolítica se separa del mineral, pero, en condiciones determinadas, otra vez puede ser absorbida por el mineral deshidratado. La fórmula general de las ceolitas es $(Na_2Ca)OAl_2O_3nSiO_2 \cdot mH_2O$, además, *m* varía de 1 a 8.

El agua ceolítica se separa del mineral a temperaturas de 105 a $110^{\circ}C$.

C.2.5.4. Agua físicamente enlazada

A la categoría de agua físicamente enlazada pertenece la que se halla ligada en la superficie de los minerales. La misma está presente en las rocas arcillosas de dispersión fina y es retenida en la superficie de las partículas minerales por fuerzas de naturaleza eléctrica. La fuerza de cohesión del agua con la superficie de las partículas minerales aumenta a medida que la capa de agua se aproxima a esa superficie. Conforme a la referida fuerza de cohesión, se distingue el agua fuertemente enlazada (higroscópica) y el agua friablemente enlazada (pelicular).

C.2.5.5. Agua higroscópica

El agua higroscópica o agua fuertemente enlazada se forma a expensas de la adsorción de moléculas de agua en estado líquido o de vapor. Es un agua propia, principalmente, de las rocas arcillosas. En la superficie de estas últimas, la misma es retenida por las fuerzas moleculares y eléctricas de cohesión y puede desplazarse tan sólo al pasar al estado de vapor.

C.2.5.6. Agua pelicular

El agua friablemente enlazada o pelicular forma una película sobre el agua fuertemente enlazada, cuando la humedad de la roca resulta mayor que su higroscopicidad máxima, por la cual se entiende la máxima saturación de la roca con agua fuertemente enlazada.

Con el alejamiento de la superficie de la partícula, disminuyen las fuerzas de cohesión entre las partículas del terreno y las moléculas de agua, y a la distancia calculada en fracciones de micrón, esa cohesión desaparece por completo y el agua pasa al estado libre.

Por eso la fuerza de cohesión de esta categoría de agua con la roca es menor que la de agua higroscópica. El indicio fundamental del agua friablemente enlazada es su capacidad de moverse de una partícula a otra, independientemente de la influencia de la fuerza de la gravedad.

La humedad pelicular se desplaza de los lugares donde el espesor de las partículas es grande, hacia donde las mismas son más finas.

El movimiento de la humedad pelicular también puede originarse en caso de que entre dos sectores de la roca exista gradiente de humedad y de temperatura o también bajo la acción de la diferencia de la presión osmótica y la concentración de sales en el agua.

El contenido de agua pelicular en las rocas es diferente: En las arcillosas es mayor que en las arenosas, y en las de grano fino es mayor que en los granos gruesos.

C.2.5.7. Agua libre o gravitacional

Es el agua líquida en gotas que llena por poros y fisuras a las rocas. El agua gravitacional se mueve fundamentalmente bajo la influencia de la fuerza de la gravedad y el gradiente de presión, y en menor grado, bajo la influencia de las fuerzas capilares.

La cantidad de agua gravitacional depende de la composición granulométrica, la porosidad y la fisuración de la roca.

Las arcillas contienen muy poca cantidad de agua gravitacional, al permanecer muy compactadas, prácticamente carecen de ésta.

En el caso de fracciones gruesas (arena, grava y guijarros) o de fisuración elevada de las rocas, el agua gravitacional prevalece sobre otros tipos de agua.

C.2.5.8. Agua capilar

El agua capilar se forma después que las rocas resultan por completo saturadas de agua físicamente enlazada, la cual llena sus poros y fisuras finas. Conforme al grado de saturación de los poros y el grado de enlace con las aguas freáticas.

C.2.5.8.1. Características principales de las aguas confinadas:

- Yacen a mayor profundidad que el manto de aguas freáticas, en los horizontes y complejos acuíferos encerrados entre capas hidrófugas o relativamente hidrófugas.
- Las regiones de alimentación y de manifestación de presión de las aguas confinadas y artesianas y las regiones de su difusión no coinciden y a menudo se hallan muy alejadas una de otra.
- Cuando el horizonte de aguas confinadas es descubierto por un pozo, el agua en éste sube más arriba del techo de dicho horizonte.
- El régimen de las aguas confinadas y artesianas es más estable que el de las freáticas, su nivel piezométrico se halla poco sometido a las fluctuaciones mensuales y estacionales, en tanto que su temperatura, por lo general, aumenta con la profundidad.
- En comparación con las freáticas, las aguas confinadas y artesianas están menos expuestas a la contaminación desde la superficie, en virtud de que permanecen recubiertas por rocas relativamente hidrófugas.

El rasgo más característico de las aguas confinadas es la existencia de presión, que se manifiesta en el ascenso de las aguas subterráneas sobre el techo del horizonte acuífero, por ello se distinguen dos niveles de aguas confinadas: el nivel de aparición de agua en la excavación (nivel aparecido) y el nivel estable o permanente (de presión o piezométrico) que puede estar por encima y por debajo de la superficie de la tierra.

La presión en los horizontes de aguas confinadas surge por efecto de la presión hidrostática (peso del agua), la carga geostática, las tensiones tectónicas y los fenómenos criogenos, así como a consecuencia de la modificación de la porosidad de las rocas como resultado de la formación de nuevos minerales.

Las condiciones de yacimiento de los horizontes acuíferos a presión son muy diferentes.

Su máxima difusión se observa dentro de los límites de las sineclisas, depresiones, hondonadas, fosas marginales y antefosas, así como en las depresiones entre montañas y las fosas tectónicas (grábenes) integradas por rocas de edad precuaternaria, rara vez, cuaternaria.

Cuenca artesiana es la estructura geológica de tipo sinclinal que contiene uno, dos o varios horizontes y complejos acuíferos. La cuenca artesiana consta del basamento y la cobertura acuífera que lo recubre.

C.2.5.8.2. Condiciones de alimentación y descarga de los horizontes de aguas confinadas y artesianas en la cuenca hidrogeológica.

Se distinguen las regiones exterior e interior de alimentación de los horizontes acuíferos por infiltración.

La región exterior de alimentación se encuentra fuera de los límites de la cuenca hidrogeológica, a menudo en el territorio inmediato de montes de plegamiento.

Las aguas superficiales y subterráneas de esta región pasan al territorio de la cuenca.

Las condiciones más favorables para que el desagüe subterráneo de las estructuras contiguas de derrame en la cuenca hidrogeológica, se crean en las regiones de clima húmedo y antes que nada en los lugares de desarrollo de rocas acuíferas bien permeables.

El clima árido, captación del desagüe subterráneo por las corrientes superficiales, así como las malas propiedades de filtración de las rocas acuíferas, influyen negativamente sobre la formación de los recursos de aguas subterráneas en el flanco de la cuenca hidrogeológica, que se halla orientado hacia tal región exterior de alimentación.

En la alimentación de las aguas subterráneas del flanco inmediato de la cuenca hidrogeológica participa el desagüe subterráneo que se forma dentro de los límites de la estructura, franja que bordea las montañas de plegamiento (de hasta 30 km de anchura) y no dentro de los límites de todo el territorio de captación de agua de la región montañosa.

La región interior de alimentación está situada dentro de los límites del territorio de la cuenca hidrogeológica, donde las precipitaciones atmosféricas alimentan la red fluvial y las aguas freáticas, y a través de éstas entran a formar parte de las aguas artesianas.

En la región interior de alimentación se destacan las zonas de absorción y de trasiego¹.

 A las zonas de absorción pertenece aquella parte de la cuenca hidrogeológica, dentro de cuyos límites se produce la infiltración o el aflujo de las precipitaciones atmosféricas directamente en el horizonte acuífero.

Son los lugares de salida a la superficie de las capas acuíferas no recubiertas por rocas hidrófugas o recubiertas por sedimentos permeables cuaternarios.

La zona de absorción de la cuenca hidrogeológica es a la vez la zona de creación de presión hidrostática de origen de infiltración.



Figura C-14: Zonas de absorción y trasiego

 $^{^{1}}$ La zona de trasiego es aquella, dentro de cuyos límites ocurre el derrame de las aguas subterráneas de una estructura hidrogeológica en otra, mientras que por foco de trasiego se entiende la ventana hidrogeológica donde tiene lugar el derrame de un horizonte acuífero en otro.

Anexo D

Demostraciones

D.1. Ley de Darcy



Figura D-1: Experimento para ley de Darcy.

Considerar que el flujo no es turbulento, luego esto restringe a la velocidad del fluido a no superar un cierto límite. Esto permite considerar al flujo laminar. Se puede apreciar que, en la parte superior izquierda ingresa fluido como en la parte inferior izquierda sale el fluido. La diferencia entre los colores del tubo indica donde se encuentra el medio poroso. Se dispone de dos puntos para medir la presión, estos son dos tubos que se abren a la derecha del tubo principal. Gracias a la diferencia de altura del líquido se puede conocer la presión del líquido en el medio poroso.

Considerar que el caudal es estable, se puede utilizar la ley de Darcy (empírica):

$$Q = -KA\frac{(h_2 - h_1)}{h}$$

Los puntos $h_1 \ y \ h_2$ representan la altura a la que llega el líquido para equilibrarse con la presión. Es decir, con la simple ley de estatica de fluidos se podrá obtener la presión en la parte

del tubo piezómetro que conecta con la muestra. Es decir

$$p_{z2} = \rho g(h_2 - z_2)$$
$$p_{z1} = \rho g(h_1 - z_1)$$
$$h = z_2 - z_1$$

Estas ecuaciones dan la presión en el punto z_2 y z_1 respectivamente. h representa el grosor del material poroso. Combinándolas

$$p_{z2} - p_{z1} = \rho g(h_2 - z_2) - \rho g(h_1 - z_1)$$

$$p_{z2} - p_{z1} = \rho g(h_2 - h_1 - h)$$

$$\frac{p_{z2} - p_{z1}}{\rho g h} + 1 = \frac{h_2 - h_1}{h}$$

Luego, reemplazando en la ley de Darcy

$$Q = -KA\left(\frac{p_{z2} - p_{z1}}{\rho gh} + 1\right)$$
$$Q = -\frac{KA}{\rho g}\left(\frac{p_{z2} - p_{z1}}{h} + \rho g\right)$$

Ahora, si imagino que la distancia entre z_1 y z_2 es muy pequeña, al punto diferencial, entonces $h \to 0$ como también $p_{z2} - p_{z1} \approx dp$

 Asi

$$Q = -\frac{KA}{\rho g} \left(\frac{dp}{dh} + \rho g\right)$$

Por otra parte, el caudal, la velocidad del fluido ideal, y el área transversal A de la muestra se pueden escribir mediante la conocida relación

$$v = \frac{Q}{A}$$

Luego

$$v = \frac{Q}{A} = -\frac{K}{\rho g} \left(\frac{dp}{dh} + \rho g\right)$$

Finalmente, dado que la velocidad es una cantidad vectorial, esta última ecuación queda:

$$\mathbf{v}=-\frac{K}{\rho g}\left(\boldsymbol{\nabla}p-\rho\mathbf{g}\right)$$

Naturalmente g cambia de signo por la dirección que posee.

La ley de Darcy funciona muy bien para velocidades menores a 0.12 mm/s y con un escurrimiento superficial $\frac{1}{3000} \le i \le \frac{1}{100}$, o bien menor a 0.55 mm/s en casquijos.

Además, la conductividad hidráulica se relaciona con la permeabilidad intrínseca; así finalmente se obtiene

$$\mathbf{v} = -\frac{k}{\eta} \left(\boldsymbol{\nabla} p - \rho \mathbf{g} \right)$$

D.2. Dinámica de fluidos

Considerar un elemento diferencial de fluido. Su masa se relaciona con su densidad y volumen mediante la conocida relación

$$dm = \rho dV$$

Considerar que este elemento diferencial de fluido fluye a través de una cierta superficie. Por otra parte, según la teoría de Gauss, cualquier campo vectorial **A** tiene la capacidad de fluir a través de una cierta superficie, llamada por ende superficie Gaussiana. Este flujo vectorial se puede cuantificar mediante la relación

$$\Phi = \int \mathbf{A} \cdot \mathbf{dS}$$

 Φ es el flujo, **A** es un campo vectorial y **dS** es un elemento de la superficie gaussiana. Por convenio el vector **dS** posee dirección hacia afuera de la superficie. Si esta superficie es cerrada, entonces el flujo permite inferir cierta información sobre la naturaleza del campo vectorial en estudio. Por ejemplo, si las líneas de campo entran a la superficie y no salen, el flujo será negativo; por el contrario, si las líneas de campo salen de la superficie el flujo será positivo. Finalmente si las líneas de campo que salen vuelven a entrar el flujo será cero. Para el caso del fluido, el campo vectorial corresponde a la velocidad y el flujo al caudal. Así la ley de Gauss será

$$Q = \oint \mathbf{v} \cdot \mathbf{dS}$$

La masa del fluido dentro de la superficie será entonces,

$$m = \iiint \rho dV$$

Luego, el flujo másico que sale o entra en la superficie gaussiana será

$$\frac{\partial m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \iiint \rho dV$$

Notar que el caudal es flujo volumétrico, es decir cuanto volumen de fluido se mueve por unidad de tiempo, en cambio el flujo másico representa al fluido con su masa, no su volumen. Luego la forma de relacionar ambas ecuaciones es igualando sus dimensiones. Esto se consigue fácilmente multiplicando la ecuación con la densidad, es decir:

$$m = \rho Q = \oint \rho \mathbf{v} \cdot \mathbf{dS} = -\frac{\partial}{\partial t} \iiint \rho dV$$

El signo menos en el miembro derecho es por que, si sale fluido de la superficie se verá reflejado por una pérdida de masa, sin embargo en el miembro izquierdo se verá como flujo positivo dado que, por convención el elemento de superficie es hacia afuera, y la velocidad tendrá su direccion hacia afuera pues está saliendo lo que implica un producto interior positivo. El miembro derecho puede convertirse en una integral de volumen gracias al teorema de la divergencia, luego:

Dada la independencia del elemento de volumen, esta ecuación se cumple si o solo si

$$\boldsymbol{\nabla} \cdot (\rho \mathbf{v}) + \frac{\partial \rho}{\partial t} = 0$$

Esta es la ecuación de continuidad. Notar que es general, luego sirve para todo tipo de fluidos.

Al desarrollar la divergencia se obtiene

$$(\boldsymbol{\nabla}\rho)\cdot\mathbf{v}+\rho\boldsymbol{\nabla}\cdot\mathbf{v}+\frac{\partial\rho}{\partial t}=0$$

Si se considera que el fluido es incompresible, esto es $\rho = cte$ se obtiene que

$$\boldsymbol{\nabla}\cdot\mathbf{v}=0$$

Para el caso del agua esta condición se puede aplicar sin problemas dado que, se necesitaría aplicar una presión mil veces mayor a la atmosférica para comprimirla unos centímetros.

Las fuerzas de contacto normales al fluido serán compresivas o dilatacionales y no influirán sobre la dinámica del fluido, mas las tangenciales serán las responsables de la dinámica junto con las de cuerpo.

Para el estudio de la dinámica del fluido recordar que la velocidad es un vector que depende de las tres componentes espaciales y la temporal, luego su derivada total con respecto al tiempo será

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}(x, y, z, t)$$
$$\frac{d\mathbf{v}}{dt} = \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial x}\frac{dx}{dt} + \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial y}\frac{dy}{dt} + \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z}\frac{dz}{dt} + \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t}\frac{dt}{dt}$$

Por otra parte, el vector posición \mathbf{r} posee tres componentes espaciales y estas dependen del tiempo, y la velocidad es la variación temporal de la posición, así

$$\mathbf{r} = x(t)\mathbf{i} + y(t)\mathbf{j} + z(t)\mathbf{k}$$
$$\mathbf{v} = \frac{d\mathbf{r}}{dt} = \frac{dx}{dt}\mathbf{i} + \frac{dy}{dt}\mathbf{j} + \frac{dz}{dt}\mathbf{k}$$

Luego, por simple inspección la ecuación se puede escribir como

$$\mathbf{a} = \frac{d\mathbf{v}}{dt} = (\mathbf{v} \cdot \boldsymbol{\nabla}) \, \mathbf{v} + \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t}$$

Se tiene la forma diferencial para la aceleración del fluido, luego es momento de considerar las fuerzas que actuan sobre el fluido, y luego, mediante la segunda ley de Newton tener la expresión que permita analizar la dinámica.

Se puede clasificar las fuerzas en dos tipos, de contacto y de cuerpo. Las fuerzas de contacto corresponden a las fuerzas que actúan en el contorno del fluido como la presión, en cambio las de cuerpo corresponden a las fuerzas que actúan sobre cada partícula del fluido, y que corresponden a la interacción con el campo de fuerzas¹. En este caso correspondería a la fuerza de peso, que es la interacción de la masa inmersa en el campo gravitacional, y la electromagnética.

De este modo, las fuerzas de contacto sobre un fluido se pueden sintetizar con la presión. El área dS debe ser lo suficientemente pequeña como para considerarse plana, sobre el fluido, es decir, considerar que no hay puntos angulosos sobre la superficie del fluido, lo que de cierta forma no induce pérdida de generalidad. Así, la fuerza de contacto total F_p se expresa matemáticamente como

$$\mathbf{F}_p = -\oint p d\mathbf{S}$$

Al considerar que el cambio en el estado de movimiento se debe a la presión, entonces, según la segunda ley de Newton

$$\iiint \rho \frac{d\mathbf{v}}{dt} dV = -\oint p d\mathbf{S}$$

El miembro de la izquierda es la masa por la aceleración en el volumen de fluido estudiado, y la parte derecha es la presión sobre la superficie del fluido.

Para que la integral del lado derecho se convierta en intergral de volumen es necesario aplicar

¹En estricto rigor, las fuerzas son interacciones a nivel cuántico y luego sería correcto hablar de interacciones en campos cuánticos, pero claramente este análisis considera que el elemento diferencial de fluido, por pequeño que sea, nunca será tan pequeño como el átomo. De hecho, se considera que son un gran conjunto de ellos como para poder hablar de un medio continuo, por ello no se considera la interacción nuclear fuerte ni débil, que sumadas con la gravedad y electromagnética, corresponden a las interacciones fundamentales del universo, por ello, para una visión macroscópica, solo se considera la electromagnética y la gravitatoria.

el teorema de la divergencia,

$$\iiint \rho \frac{d\mathbf{v}}{dt} dV = -\iiint \nabla p dV$$
$$\iiint \left(\rho \frac{d\mathbf{v}}{dt} + \nabla p\right) dV = 0$$

Esta integral debe ser válida para cualquier volumen, así se tiene que

$$\rho \frac{d\mathbf{v}}{dt} + \boldsymbol{\nabla} p = 0$$

Finalmente,

$$\rho\left[\left(\mathbf{v}\cdot\boldsymbol{\nabla}\right)\mathbf{v}+\frac{\partial\mathbf{v}}{\partial t}\right]+\boldsymbol{\nabla}p=0$$

Que es la ecuación de Euler.

Para disminuir el tamaño de las ecuaciones se utilizará notación indicial:

$$\frac{\partial}{\partial x_k} = \partial_k$$

Así, la ecuación de continuidad queda

$$\partial_k \rho v_k + \partial_t \rho = 0$$
$$v_k \partial_k \rho + \rho \partial_k v_k + \partial_t \rho = 0$$
$$\partial_t \rho = -\partial_k \rho v_k$$

Como también, la ecuación de Euler,

$$\rho v_k \partial_k v_i + \rho \partial_t v_i + \partial_i p = 0$$

$$\partial_t v_i = -\frac{1}{\rho} \partial_i p - v_k \partial_k v_i$$

Es decir

$$\partial_t \rho v_i = \rho \partial_t v_i + v_i \partial_t \rho$$

Se tiene que

$$\partial_t \rho v_i = -\rho \left(\frac{1}{\rho} \partial_i p + v_k \partial_k v_i \right) + v_i \left(-\partial_k \rho v_k \right)$$
$$\partial_t \rho v_i = -\partial_i p - \rho v_k \partial_k v_i - v_i \partial_k \rho v_k$$
$$\partial_t \rho v_i = -\partial_i p - \partial_k v_k \rho v_i$$

Además

$$\partial_i p = \delta_{ik} \partial_k p$$

Luego,

$$\partial_t \rho v_i = -\delta_{ik} \partial_k p - \partial_k v_k \rho v_i$$
$$\partial_t \rho v_i = -\partial_k (\delta_{ik} p + v_k \rho v_i)$$

Considerar el tensor simétrico de segundo orden llamado tensor de densidad de flujo de momentum

$$\Pi_{ik} = \delta_{ik}p + v_k\rho v_i$$

Se tiene que,

$$\partial_t \rho v_i = -\partial_k \Pi_{ik}$$

Para comprender el significado físico de dicho tensor, integrar sobre el volumen del fluido

$$\partial_t \int \rho v_i dV = -\int \partial_k \Pi_{ik} dV$$

Por el teorema de Green,

$$\partial_t \int \rho v_i dV = -\oint \Pi_{ik} dS_k$$

El primer miembro es la dirección i-ésima de la variación temporal del momentum, por ello el miembro de la derecha representa la cantidad de momentum en la dirección i-ésima que fluye a través de la superficie con dirección k-ésima.

Hasta aquí el movimiento resulta totalmente reversible dado que representa simplemente el transporte mecánico de las distintas partículas del fluido de un lugar a otro y a las fuerzas de presión sobre la superficie. Para considerar la viscosidad (rozamiento interno) se debe añadir un término al tensor, que representa la transferencia de momentum viscoso irreversible del fluido.

$$\Pi_{ik} = \delta_{ik}p + v_k\rho v_i - \sigma I_{ik} = -\sigma_{ik} + v_k\rho v_i$$

Al tensor σ_{ik} se le llama tensor de tensiones y al σ_{ik} tensor de tensiones de la viscosidad. σ_{ik} representa la parte del flujo del momentum que no se debe a transferencia directa de momentum con la masa del fluido móvil.

Sobre la viscosidad, en el fluido se presentan procesos de rozamiento interno unicamente en el caso en que las distintas partículas del fluido se muevan con velocidades diferentes, de modo que exista un movimiento relativo entre las distintas partes del fluido, por ello el tensor de tensiones depende de las derivadas espaciales de la velocidad. Luego, dicho el tensor de tensiones de la viscosidad se escribe

$$\sigma \prime_{ik} = \eta \left(\partial_k v_i + \partial_i v_k - \frac{2}{3} \delta_{ik} \partial_l v_l \right) + \zeta \delta_{ik} \partial_l v_l$$

Donde $\eta \neq \zeta$ son constantes denominadas coeficientes de viscosidad. Luego

$$\eta > 0, \zeta > 0$$

Luego, agregando el término $\partial_k \sigma t_{ik}$ al lado derecho de la ecuación de Euler, es decir, agregando esa fuerza en la sumatoria de fuerzas según la ley de Newton se tiene que

$$\rho\left(\partial_t v_i + v_k \partial_k v_i\right) = -\partial_i p + \partial_k \left\{ \eta \left(\partial_k v_i + \partial_i v_k - \frac{2}{3} \delta_{ik} \partial_l v_l\right) \right\} + \partial_i \left(\zeta \partial_l v_l\right)$$

Esta es la forma más general del movimiento de un fluido viscoso. En el caso más general, η y ζ no son constantes y dependen de la presión p y la temperatura T, luego no pueden sacarse del gradiente. Sin embargo, en la mayor parte de los casos, estos coeficientes no varían notablemente en el fluido, así que, si los consideramos constantes tenemos que

$$\partial_k \sigma \prime_{ik} = \eta \left(\partial_{kk}^2 v_i + \partial_{ki}^2 v_k - \frac{2}{3} \partial_{il}^2 v_l \right) + \zeta \partial_{il}^2 v_l$$
$$\partial_k \sigma \prime_{ik} = \eta \partial_{kk}^2 v_i + \left(\zeta + \frac{1}{3} \eta \right) \partial_{il}^2 v_l$$

Pero

$$\partial_l v_l = \mathbf{\nabla} \cdot \mathbf{v}$$
 $\partial_{kk}^2 v_i = \nabla^2 \mathbf{v}$

Así, finalmente

$$\rho\left[\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \boldsymbol{\nabla})\mathbf{v}\right] = -\boldsymbol{\nabla}p + \eta \nabla^2 \mathbf{v} + \left(\zeta + \frac{1}{3}\eta\right) \boldsymbol{\nabla}(\boldsymbol{\nabla} \cdot \mathbf{v})$$

Si además se considera al fluido incompresible, entonces

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \boldsymbol{\nabla}) \mathbf{v} = -\frac{1}{\rho} \boldsymbol{\nabla} p + \frac{\eta}{\rho} \nabla^2 \mathbf{v}$$

A esta ecuación se le llama de Navier-Stokes.

Así la viscosidad de un fluido incompresible queda determinada sólo por un coeficiente.

$$\nu = \frac{\eta}{\rho}$$

Donde el cociente se denomina viscosidad cinemática, η es la viscosidad dinámica y ρ la densidad del fluido.

El lado izquierdo de la ecuación da la aceleración neta del fluido. El miembro derecho corresponde a la fuerza de presión, por unidad de masa y la siguiente es la fuerza debida a la fricción interna por unidad de masa como se explicó anteriormente. La fuerza de gravedad¹, se expresa como

$$\mathbf{F}_g = \iiint \rho \mathbf{g} dV$$

Dado que se considera un fluido incompresible, el campo de gravedad es constante en la zona de estudio, luego, la fuerza de gravedad por unidad de masa es

$$\frac{\mathbf{F}_g}{\rho V} = \mathbf{g}$$

Así basta añadir esta fuerza por unidad de masa a la ecuación, en particular, al miembro derecho para que mantenga la forma de segunda ley de Newton

$$\begin{aligned} \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \boldsymbol{\nabla}) \mathbf{v} &= - & \frac{1}{\rho} \boldsymbol{\nabla} p + \frac{\eta}{\rho} \nabla^2 \mathbf{v} + \mathbf{g} \\ \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \boldsymbol{\nabla}) \mathbf{v} - \frac{\eta}{\rho} \nabla^2 \mathbf{v} &= - & \frac{1}{\rho} \boldsymbol{\nabla} p + \mathbf{g} \\ \left[\frac{\rho}{\eta} \frac{\partial}{\partial t} + \frac{\rho}{\eta} (\mathbf{v} \cdot \boldsymbol{\nabla}) - \nabla^2 \right] \mathbf{v} &= - & \frac{1}{\eta} \left[\boldsymbol{\nabla} p - \rho \mathbf{g} \right] \end{aligned}$$

El operador laplaciano, actuando sobre un campo vectorial \mathbf{A} se puede expresar como

$$abla^2 \mathbf{A} = \mathbf{
abla}(\mathbf{
abla} \cdot \mathbf{A}) - \mathbf{
abla} imes (\mathbf{
abla} imes \mathbf{A})$$

Luego, utilizando esta identidad sobre la velocidad,

$$\nabla^2 \mathbf{v} = \boldsymbol{\nabla} (\boldsymbol{\nabla} \cdot \mathbf{v}) - \boldsymbol{\nabla} \times (\boldsymbol{\nabla} \times \mathbf{v})$$

El primer término de la derecha de la igualdad se hace cero.

Si además se considera que la velocidad del flujo es pequeña, el flujo será laminar, no turbulento, luego el rotacional del campo de velocidad también es cero, así

$$\frac{d\mathbf{v}}{dt} = -\frac{1}{\eta} \left[\boldsymbol{\nabla} p - \rho \mathbf{g} \right]$$

 $^{^{1}}$ en estricto rigor la gravedad no es una fuerza de atracción sino una manifestación de la distorsión de la geometría del espacio-tiempo.

Esta es la EDP general para el flujo de fluidos, bajo las consideraciones de flujo laminar y viscoso.

D.3. Definiciones básicas del electromagnetismo

Siempre que se mueven cargas eléctricas de igual signo se establece una corriente eléctrica. En el caso de un conductor como el cobre, por ejemplo, la corriente se debe al movimiento de electrones que, como buen conductor, son electrones libres o electrones de conducción. Estos corresponden a los electrones exteriores del átomo, que no están unidos a este, por lo que quedan en libertad de moverse por todo el volumen del sólido. Incluso en algunos conductores como los electrolíticos, se pueden mover tanto las cargas positivas como las negativas.

Para el caso del agua fluyendo a través de un medio poroso, se generará un arrastre de cargas del fluido próximas al sólido.

La corriente eléctrica es, entonces, la tasa a la cual fluye carga en el tiempo:

$$I = \frac{dQ}{dt}$$

En este caso Q representa a las cargas, cuya unidad en el sistema internacional (S.I.) es el coulomb.

La unidad en S.I. de la corriente es el ampere:

$$[I] = \left[\frac{C}{s}\right] = [A]$$

Es útil relacionar la corriente con el movimiento de partículas cargadas. Para ilustrar este punto, considerar la corriente en un conductor de sección transversal S. El volumen del conductor de longitud Δx (en dirección de I naturalmente) es $V = S\Delta x$.



Figura D-2: Conductor de sección transversal A

Si *n* representa el número de portadores de carga móvil por unidad de volumen entonces el número de portadores de carga móvil en el elemento de volumen es $nS\Delta x$. Por lo tanto, la carga ΔQ en este elemento es:

$$\Delta Q = (nS\Delta x) \, q$$

qes la carga de cada partícula portadora.

Si los portadores de carga se mueven con una velocidad v_d^1 la distancia que se mueven en un tiempo Δt es:

$$\Delta x = v_d \Delta t$$

Luego, al reemplazar se obtiene:

$$\Delta Q = (nSv_d\Delta t)q$$

Al dividir ambos miembros por Δt se obtiene:

$$\frac{\Delta Q}{\Delta t} = nqv_d S = I_{promedio}$$

La densidad de corriente se define como corriente por unidad de área, es decir:

¹Conocida también como velocidad de arrastre o como velocidad de deriva.

$$J=\frac{I}{S}$$

$$J = nqv_d$$

Esta última es válida sólo si la densidad de corriente es uniforme y si la sección transversal S es perpendicular a la dirección de la corriente. También cabe destacar que la densidad de corriente es una cantidad vectorial:

$$\mathbf{J} = nq\mathbf{v}_d$$

D.3.1. Ley de Ohm

Este movimiento de cargas se genera por la presencia de un campo eléctrico. Si el campo eléctrico \mathbf{E} es proporcional a la densidad de corriente \mathbf{J} , el material en cuestión es óhmico. Es decir:

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

Donde la constante de proporcionalidad σ corresponde a la conductividad eléctrica del material. Notar que la ley de Ohm no es una ley fundamental de la naturaleza sino más bien una relación empírica válida solo para ciertos materiales.

D.3.2. Ecuaciones de Maxwell

Por otra parte, las ecuaciones de Maxwell, en sus formas diferenciales e integrales son, respectivamente,

$$\begin{aligned} \boldsymbol{\nabla} \cdot \mathbf{E} &= \frac{\rho_c}{\epsilon} & \leftrightarrow \oint \mathbf{E} \cdot d\mathbf{S} = \frac{q}{\epsilon} \\ \boldsymbol{\nabla} \cdot \mathbf{B} &= 0 & \longleftrightarrow \oint \mathbf{B} \cdot d\mathbf{S} = 0 \\ \boldsymbol{\nabla} \times \mathbf{E} &= -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} & \longleftrightarrow \oint \mathbf{E} \cdot d\mathbf{l} = -\frac{d}{dt} \oint \mathbf{B} \cdot d\mathbf{S} \\ \boldsymbol{\nabla} \times \mathbf{B} &= \mu \mathbf{J} + \mu \epsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \longleftrightarrow \oint \mathbf{B} \cdot d\mathbf{l} = \mu i + \frac{1}{c^2} \frac{\partial}{\partial t} \oint \mathbf{E} \cdot d\mathbf{S} \end{aligned}$$

Notar que ρ_c representa la densidad de carga, y no la resistividad. Por ello el subíndice. De la segunda ecuación, se tiene que el campo magnético posee un potencial vectorial de la forma

$$\mathbf{B} = \boldsymbol{\nabla} \times \mathbf{A}$$

Esto es, desde un punto de vista matemático porque la divergencia del rotacional un campo vectorial de clase C^2 es cero.

Al reemplazar esto en la tercera:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \mathbf{A})$$
$$\nabla \times \mathbf{E} = -\nabla \times \frac{\partial \mathbf{A}}{\partial t}$$

Dado que el operador nabla solo posee dependencia espacial,

$$\nabla \times \mathbf{E} + \nabla \times \frac{\partial \mathbf{A}}{\partial t} = 0$$
$$\nabla \times \left[\mathbf{E} + \frac{\partial \mathbf{A}}{\partial t} \right] = 0$$

Matemáticamente hablando, el rotor del gradiente de un campo escalar de clase ${\cal C}^2$ es cero, luego

$$\mathbf{E} + \frac{\partial \mathbf{A}}{\partial t} = -\boldsymbol{\nabla} V$$

El signo menos es por convenio, y de este modo dicho potencial corresponde al potencial

eléctrico. Así, se tiene que

$$\mathbf{E} = -\boldsymbol{\nabla}V - \frac{\partial \mathbf{A}}{\partial t}$$

Que es el campo eléctrico en función del potencial eléctrico y el potencial magnético. De la ley de Ohm, se tiene que la densidad de corriente puede expresarse como

$$\mathbf{J} = \sigma \left[-\boldsymbol{\nabla} V - \frac{\partial \mathbf{A}}{\partial t} \right]$$

El potencial espontáneo está preocupado solo de corrientes que varían muy lentamente, dado que los mecanismos de forzamiento de la tierra lo son. Luego, las ecuaciones cuasi estáticas de Maxwell pueden ser aplicadas $(\partial/\partial t = 0)$. Es decir,

$$\mathbf{E} = -\boldsymbol{\nabla} V$$
$$\mathbf{J} = -\sigma \boldsymbol{\nabla} V$$

En estas ecuaciones se logra expresar el campo eléctrico en función del gradiente de un potencial, conocido como potencial eléctrico. La densidad de corriente se relaciona también con este potencial, a través de una constante llamada conductividad eléctrica, gracias a la ley de Ohm. La corriente se relaciona directamente con el movimiento de cargas, luego no es raro ligar

dicho movimiento a la dinámica de fluidos.

D.4. Interacción electromagnética activa

Hasta aquí se ha considerado el campo eléctrico producido por las interacciones naturales del subsuelo, sin embargo se pueden inducir campos eléctricos, y estudiar la respuesta del suelo.

La relación entre el campo eléctrico y la d
dp en un cuerpo de longitud L = b - a se puede calcular mediante:

$$\int_{a}^{b} dV = \int_{a}^{b} \mathbf{E} \cdot \mathbf{ds} = V_{b} - V_{a}$$

Si el campo eléctrico es constante a lo largo de la longitud L del conductor, entonces:

$$V = V_b - V_a = EL$$

Tomando la magnitud de la ley de Ohm se tiene que:

$$J = \sigma E = \sigma \frac{V}{L}$$

$$V = \left(\frac{L}{\sigma S}\right) I$$

La cantidad entre paréntesis recibe el nombre de resistencia R. Es decir:

$$R = \frac{L}{\sigma S}$$

$$\frac{V}{I} = \frac{L}{\sigma S} = R$$
$$V = RI$$

La unidad de la resistencia en S.I. es:

$$[R] = \left[\frac{V}{A}\right] = [\Omega]$$

La resistividad eléctrica ρ^{17} se define como el inverso de la conductividad eléctrica:

$$\rho = \frac{1}{\sigma}$$

Luego la resistencia puede quedar expresada en función de la resistividad como:

$$R = \frac{L}{S}\rho$$

Notar que la resistividad no depende de la geometría del material, solo de su temperatura, en cambio la resistencia si depende de la geometría. Esto es, un mismo material puede tener distintas resistencias para la misma temperatura si posee distinta forma, mas su resistividad es la misma siempre y cuando el cuerpo en cuestión sea homogeneo.

¹⁷La unidad de la resistividad en S.I. es $\Omega \cdot m$.

De las ecuaciones de Maxwell, al derivar la ley de Gauss para el campo eléctrico con respecto al tiempo se tiene que

$$\boldsymbol{\nabla} \cdot \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\rho_c}{\epsilon} \right)$$

Al aplicar la divergencia sobre la ley de Ampère-Maxwell se obtiene:

$$\boldsymbol{\nabla} \cdot (\boldsymbol{\nabla} \times \mathbf{B}) = \boldsymbol{\nabla} \cdot (\mu \mathbf{J}) + \mu \epsilon \frac{\partial}{\partial t} \left(\boldsymbol{\nabla} \cdot \mathbf{E} \right)$$

La divergencia del rotor del campo mangético es cero, luego,

$$\boldsymbol{\nabla} \cdot (\mu \mathbf{J}) + \mu \boldsymbol{\epsilon} \boldsymbol{\nabla} \cdot \frac{\partial}{\partial t} \mathbf{E} = \mathbf{0}$$
$$\mu \boldsymbol{\epsilon} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\rho_c}{\boldsymbol{\epsilon}} \right) + \boldsymbol{\nabla} \cdot (\mu \mathbf{J}) = \mathbf{0}$$

Si la permitividad no depende del tiempo y la permeabilidad magnética no depende del espacio, entonces

$$\frac{\partial \rho_c}{\partial t} + \boldsymbol{\nabla} \cdot \mathbf{J} = 0$$

Esta es conocida como ecuacion de continuidad.

Al inducir un campo eléctrico que no varía con respecto al tiempo, la densidad de corriente tampoco variará con respecto al tiempo, lo que implica que

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = 0$$
$$\nabla^2 \left(\sigma V \right) = 0$$

Esta última no induce pérdida de generalidad puesto que simplemente se considera un continuo de corriente durante un tiempo corto. Luego, al considerar un elemento de volumen donde transitan portadores de carga, tantos portadores salen de este elemento como entran, en la dirección del vector densidad de carga. De la ley de Gauss se puede ver que esta ecuación implica que no hay una fuente ni un sumidero de carga, solo transita carga en la superficie gaussiana. Slichter (1933) y Langer (1933) establecieron existencia y unicidad de esta última ecuación si la conductividad eléctrica es solo función de la profundidad. Esta solución es posible siempre y cuando se tenga gran precisión por parte de los datos. Esto es sumamente complejo por el ruido geológico. Si la conductividad depende de más variables, no posee solución unica. Sin embargo, si se le añade otra dimensión, la ecuación posee solución única (Stevenson, 1934). El caso más sencillo es suponer capas de igual conductividad, permitividad y permeabilidad. De este modo la ecuación anterior se convierte en la ecuación de Laplace

$$\nabla^2 V = 0$$

Dada la simetría esférica del campo eléctrico producido por una carga puntual, es conveniente utilizar coordenadas esféricas para la resolución de la ecuación de Laplace.

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} (r^2 \frac{\partial V}{\partial r}) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left[\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right] + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = 0$$

Dada la simetría, el potencial es sólo función del radio, luego la ecuación de Laplace queda

$$\frac{1}{r^2}\frac{\partial}{\partial r}(r^2\frac{\partial V}{\partial r})=0$$

Es decir:

$$\frac{\partial}{\partial r}(r^2\frac{\partial V}{\partial r})=0$$

Dado que el potencial es una función que en este modelo depende de una sola variable, las derivadas parciales se reducen a derivadas ordiarias y la ecuación diferencial es fácilmente solucionable. Para ello se puede observar que el término entre paréntesis debe ser constante o independiente del radio. Es decir:

$$r^2 \frac{dV}{dr} = A$$

Separando variables¹ se obtiene:

$$V = -\frac{A}{r} + C$$

¹Este resultado se puede obtener, de manera más laboriosa a través del método desarrollado por Euler, haciendo la variable independiente igual a la exponencial elevada a una variable auxiliar y utilizando la regla de la cadena.
En el infinito el potencial es cero, luego con esta condición la constante C = 0

$$V=-\frac{A}{r}$$

Para obtener el valor de A recordar la ecuación que liga la densidad de corriente con la corriente

$$\int \mathbf{J} \cdot \mathbf{dS} = I$$

Si la superficie Gaussiana es un cascarón esférico centrado en la carga, se tiene que el vector densidad de carga es paralelo al vector normal del cascarón en cualquier punto y además posee la misma magnitud en todos los puntos de la cáscara. Luego la integral es sencilla, con valor

$$I = J(4\pi r^2)$$

Al considerar la relación entre la densidad de corriente y el potencial eléctrico, y teniendo la precaución que el operador nabla está en coordenadas esféricas se obtiene

$$\mathbf{r}_u = -\sigma \frac{dV}{dr} \mathbf{r}_u$$

El subíndice u indica que se trata de vectores unitarios. Con esto puedo concluir que:

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

Luego, al reemplazar se obtiene

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

$$V_1 = \frac{I\rho}{2\pi r_1}$$

De igual modo, el potencial en M debido a B es:

$$V_2 = -\frac{I\rho}{2\pi r_2}$$

El signo negativo es por la dirección contraria de la corriente. Para conocer el potencial debido a ambos electrodos basta con sumarlos algebraicamente:

$$V_1 + V_2 = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right]$$

Del mismo modo, el potencial en N es:

$$V_3 + V_4 = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right]$$

Así, la ddp entre ambos electrodos es:

$$\Delta V = (V_1 + V_2) - (V_3 + V_4) = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right) \right]$$

Así, la resistividad aparente de cualquier arreglo tetraelectrídico es

$$\rho_{a} = \frac{2\pi\Delta V}{I\left[\left(\frac{1}{r_{1}} - \frac{1}{r_{2}}\right) - \left(\frac{1}{r_{3}} - \frac{1}{r_{4}}\right)\right]}$$

D.4.1 Profundidad estudiada

Considerar que la distancia entre los electrodos de inducción de campo eléctrico es L, en la Figura 2-10. La distancia entre la carga de un eletrodo y un punto en el estrato, a la profundidad z, en la mitad de los electrodos de corriente, en x = L/2, y una distancia y en la horizontal, está dada, en coordenadas cartesianas,

$$r^2 = \left(\frac{L}{2}\right)^2 + y^2 + z^2$$

De la definición de densidad de corriente

$$dI = JdS$$

Luego

$$dI_x = J_x dy dz$$

Entonces:

$$J_x = \frac{IL}{2\pi \left((L(/2)^2 + y^2 + z^2)^{3/2} \right)^{3/2}}$$
$$dI_x = \frac{ILdydz}{2\pi \left((L(/2)^2 + y^2 + z^2)^{3/2} \right)^{3/2}}$$

Considerando una capa horizontal, de extension infinita pero grosor finito tengo los siguientes intervalos de integración

$$-\infty < x < +\infty$$

 $-\infty < y < +\infty$
 $z_1 \leq z \leq z_2$

Si la distancia entre los electrodos A y B es L, la proporción entre la corriente en superficie y la corriente total entre las profundidades z_1 y z_2 es:

$$\frac{I_x}{I} = \frac{2}{\pi} \left[\arctan\left(\frac{2z_2}{L}\right) - \arctan\left(\frac{2z_1}{L}\right) \right]$$

De aquí se puede ver que el 50 % de la corriente total jamás penetrará por debajo de la profundidad z = L, como el 70,6 % no pasa nunca más alla de z = 2L. La corriente penetrará más profundamente cuanto mayor sea la separación entre electrodos AB, pero es muy importante señalar que no existe proporcionalidad directa entre penetración y distancia entre electrodos.

El concepto de penetración, aparentemente tan intuitivo, no puede definirse rigurosamente. En ciertos casos se encuentran capas pantalla que impiden el paso de la corriente eléctrica por debajo de ellas.

La penetración de la corriente en un terreno no-homogéneo compuesto de capas horizontales ha sido estudiada matemáticamente por Muskat y Evinger (1942).

D.4.2. Resistividad en un suelo estratificado de dos capas

Como se ha visto, la resistencia de un material cambia respecto a su geometría, aun siendo homogéneo. La resistividad de este cuerpo homogéneo no cambia con respecto a la geometría, lo que puede inducir a pensar que la resistividad es una propiedad del material. Sin embargo, si existe una estratificación de resistividades, de cuerpos homogéneos, la resistividad del conjunto no es la misma al medirla en distintas direcciones. Considerar la Figura D-3. Al medir la

resistividad en dirección horizontal, se puede considerar los distintos estratos como un circuito en paralelo, y al medir en la vertical, como un circuito en serie. A modo de recordatorio, la resistencia equivalente en un circuito en serie y en paralelo es, respectivamente

$$R_{eq} = \sum_{i=1}^{N} R_i$$
$$\frac{1}{R_{eq}} = \sum_{i=1}^{N} \frac{1}{R_i}$$

De esta forma la resistencia de los dos primeros estratos, medidos en la horizontal es

$$R_{eqH} = \frac{R_{1H}R_{2H}}{R_{1H} + R_{2H}}$$

- R_{eqH} es la resistencia equivalente de ambos estratos, medidos en la horizontal.
- R_{1H} es la resistencia del primer estrato medido en dirección horizontal.
- R_{2H} es la resistencia del segundo estrato medido en la dirección horizontal.

De la ecuación de definición de resistividad, con respecto a la geometría del cuerpo y su resistencia aplicada a este caso, se tiene que la resistividad del primer y segundo estrato, por separado, es

$$\rho_1 = \frac{R_{1H}A}{L}$$
$$\rho_2 = \frac{R_{2H}B}{L}$$



Figura D-3: Estratos horizontales sección transversal A, B ; y resistividad ρ_1 y ρ_2 respectivamente.

$$\rho_H = \frac{\frac{\rho_1 \rho_2 L^2}{AB}}{\frac{\rho_1 L}{A} + \frac{\rho_2 L}{B}}$$
$$\rho_H = \frac{\rho_1 \rho_2 L (A+B)}{L (\rho_1 B + \rho_2 A)}$$

Pero

$$L(A+B) = V_T$$
$$LA = V_1$$
$$LB = V_2$$

 ${\rm Donde}$

- V_T es el volumen total del estrato
- V_1 es el volumen del primer estrato
- $\bullet~V_2$ es el volumen del segundo estrato

Luego, la resistividad de ambos estratos medidos en dirección horizontal será

$$\rho_H = \frac{\rho_1 \rho_2 V_T}{V_2 \rho_1 + V_1 \rho_2}$$

Por otra parte, como es obvio

$$V_T = V_1 + V_2$$

Luego, al dividir por V_T

$$\begin{array}{rcl} 1 & = & \frac{V_1}{V_T} + \frac{V_2}{V_T} \\ 1 & = & v_1 + v_2 \end{array}$$

Siendo v_1 y v_2 los volúmenes porcentuales relativos al volumen total. Así, la resistividad será

$$\rho_H = \frac{\rho_1 \rho_2}{(1 - v_1)\,\rho_1 + v_1 \rho_2}$$

Del mismo modo, al medir la resistencia en la vertical se obtendrá

$$\rho_V = \rho_1 v_1 + (1 - v_1) \,\rho_2$$

Claramente no resulta lo mismo medir la resistividad en la horizontal que en la vertical, siendo que este es el caso más ideal posible: dos medios homogéneos horizontales. De este modo se puede concluir la complejidad del problema, considerando la heterogeneidad natural del subsuelo, y la alteración en la horizontalidad de los estratos.

En la Figura D-4 se aprecia un ejemplo de la discrepancia entre la resistividad horizontal y vertical. Las líneas rojas representan la resistividad equivalente horizontal y las azules la vertical. Se empleó un volumen del primer estrato $v_1 = 0.6$. Se acotó en rango de resistividades de 1 a 500 $\Omega \cdot m$ para los tres ejes. Se puede apreciar que en $\rho_1 = \rho_2$ ambas superficies coinciden, que es lo esperable según la teoría. Es decir, la resistividad medida en la horizontal coincide con la vertical siempre y cuando se trate de un cuerpo homogéneo. Para la resistividad vertical se tiene que, para $\rho_1 = 1\Omega \cdot m$ y $\rho_2 = 500\Omega \cdot m$, la resistividad equivalente es $\rho_V = 200.6\Omega \cdot m$,

en tanto que para el caso opuesto, es decir, para $\rho_1 = 500\Omega \cdot m$ y $\rho_2 = 1\Omega \cdot m$ la resistividad equivalente es $\rho_V = 300, 4\Omega \cdot m$. Esto muestra la influencia que tiene el tamaño del bloque sobre la resistividad, dado que el primer bloque es un 20 % más grande que el segundo, y eso le permite influenciar más el valor de la resistividad equivalente.

Lo sorprendente ocurre para la resistividad horizontal. Bajo las mismas condiciones, si $\rho_1 = 1\Omega \cdot m \text{ y } \rho_2 = 500\Omega \cdot m$, la resistividad equivalente es $\rho_H = 1,66\Omega \cdot m \text{ y } \text{ si } \rho_1 = 500\Omega \cdot m$ y $\rho_2 = 1\Omega \cdot m$, la resistividad equivalente es $\rho_H = 2,49\Omega \cdot m$. A pesar de ser un resultado muy distinto al caso vertical, la explicación de esto es bastante simple: La corriente prefiere viajar a través del medio de poca resistividad, por lo que practicamente se está midiendo la resistividad del estrato conductivo. Cuanto más grande sea la sección transversal del estrato más contuctivo, la lectura del valor equivalente se asemejará más a su propia resistividad. De esta manera se puede apreciar la enorme influencia de la diferencia de resistividades en estratos horizontales, sobre la medida obtenida en primera instancia, que corresponde a la resistividad equivalente.



Figura D-4: El eje vertical representa la resistividad equivalente de ambos estratos. Eje x representa la resistividad del primer estrato, eje y al segundo. Líneas azules representan la resistividad vertical y las rojas la horizontal.

D.4.3. Potencial eléctrico en un medio estratificado para un medio de dos capas

En la sección 3.2. se obtuvo la resistividad aparente según el arreglo geométrico de los electrodos, corriente inducida y ddp medida. Esta es la resistividad de todo el corte geoeléctrico. La pregunta es entonces, como obtener el grosor y resistividad de cada estrato en función de los datos obtenidos. Para tal efecto, considerar la ecuación de Laplace.

Si esta vez se consideran coordenadas cilíndricas, para hacer más evidente la profundidad prospectada, y suponer el origen de estas en el electrodo A. En todos los puntos del espacio, excepto el origen, el potencial habrá de cumplir la ecuación de Laplace,

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 V}{\partial \varphi^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0$$

Al considerar un medio estratificado, el potencial no dependerá del ángulo, luego la ecuación de Laplace quedará como:

$$\nabla^2 V = \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0$$

Como el laplaciano del potencial no se anula en el origen, se trata de un problema no homogéneo, cuya solución será la suma de la solución general del problema homogéneo con una integral particular del no homogéneo.

Primero se obtendrá la solución general del problema homogéneo, por el método de separación de variables,

$$V = R(r) \cdot Z(z)$$

Sustituyendo esta expresión de V en la ecuación de Laplace, se obtiene:

$$\frac{1}{R(r)}\left(\frac{d^2R}{dr^2} + \frac{1}{r}\frac{dR}{dr}\right) + \frac{1}{Z(z)}\frac{d^2Z}{dz^2} = 0$$

Las derivadas parciales se convierten en totales, por ser R y Z funciones de una variable.

Para que se verifique la última ecuación, cuyos dos términos son independientes entre sí, por ser función de variables distintas, ambos términos habrán de ser iguales a un mismo parámetro, pero con signos opuestos. Sea λ^2 dicho parámetro. Luego;

$$\frac{1}{Z(z)}\frac{d^2Z}{dz^2} = \lambda^2$$
$$\frac{1}{R(r)}\left(\frac{d^2R}{dr^2} + \frac{1}{r}\frac{dR}{dr}\right) = -\lambda^2$$

Cuyas soluciones son:

$$Z(z) = e^{\pm \lambda z}$$
$$R(r) = J_0(\lambda r)$$

Donde $J_0(\lambda r)$ es la función de Bessel de primera especie y orden cero. Cualquier combinación lineal

$$\left(A'e^{-\lambda z} + B'e^{\lambda z}\right)J_0(\lambda r)$$

de las soluciones será solución de la ecuación homogénea. La combinación más general se obtendrá haciendo que los coeficientes arbitrarios A' y B' sean funciones del parámetro λ , e integrando respecto de esta variable desde cero hasta infinito.

$$V = \int_0^\infty \left[A'(\lambda) e^{-\lambda z} + B' e^{\lambda z} \right] J_0(\lambda r) d\lambda$$

Para obtener la solución general del problema no homogéneo, se debe sumar la solución general del problema homogéneo recién encontrada y la particular. Entre estas, la más sencilla corresponde a un semiespacio uniforme de resistividad ρ_1 ,

$$V = \frac{I\rho_1}{2\pi} \frac{1}{\left(r^2 + z^2\right)^{1/2}}$$

Para poder expresar la suma de las dos soluciones en forma más compacta, puede utilizarse la integral de Weber-Lipschitz:

$$\frac{1}{(r^2 + z^2)^{1/2}} = \int_0^\infty e^{\lambda |z|} J_0(\lambda r) d\lambda$$

Resulta entonces,

$$V_1 = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int_0^\infty \left[e^{-\lambda z} + A(\lambda)e^{-\lambda z} + B(\lambda)e^{\lambda z} \right] J_0(\lambda r) d\lambda$$

Donde

$$A'(\lambda) = A(\lambda) \frac{I\rho_1}{2\pi}$$
$$B'(\lambda) = B(\lambda) \frac{I\rho_1}{2\pi}$$

El subíndice de V alude a que esta es válida en la primera capa. Para la segunda, el potencial será análogamente:

$$V_2 = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int_0^\infty \left[C(\lambda)e^{-\lambda z} + D(\lambda)e^{\lambda z} \right] J_0(\lambda)d\lambda$$

Donde no se incluye la solución particular, dado que en esta capa no hay fuentes, y por lo tanto, el problema es homogéneo. Conviene aclarar que la presencia en esta fórmula de la resistividad ρ_1 de la primera capa, y no de la ρ_2 como se podría esperar. Esto obedece a razones de conveniencia, para la más fácil aplicación de las condiciones de contorno. La validez de este cambio resulta de que aún no han sido determinadas las funciones $C(\lambda)$ y $D(\lambda)$ por lo que puede introducirse en la fórmula cualquier factor arbitrario, en este caso ρ_1/ρ_2 .

Las soluciones generales resolverán el problema propuesto, una vez que se determinen las funciones $A(\lambda)$, $B(\lambda)$, $C(\lambda)$ y $D(\lambda)$. Debe advertirse que desde el punto de vista práctico, solo interesa el potencial en la superficie del terreno, y si se calcula el potencial en el interior de la segunda capa, es sólo por ser ello necesario para la resolución del problema propuesto.

Para la determinación de dichas funciones, se aplicarán las condiciones de contorno siguientes:

- V_2 habrá de anularse en el infinito, por tratarse de un potencial, luego $D(\lambda) = 0$.
- El campo eléctrico no puede tener componente normal a la superficie z = 0, ya que el semiespacio superior es aislante, luego habrá de ser

$$\left(\frac{\partial V_1}{\partial z}\right)_{z=0} = 0$$

Como esta condición ya la cumple la solución particular, bastará con imponérsela ahora a la general de la homogénea. Es decir

$$\frac{\partial V_1}{\partial z} = \int_0^\infty \left[-\lambda A(\lambda) e^{-\lambda z} + \lambda B(\lambda) e^{\lambda z} \right] J_0(\lambda r) d\lambda$$

Que se debe anular en z=0,y como es $J_0(\lambda r)\neq 0$ en general, habrá de ser

$$-\lambda A(\lambda) + \lambda B(\lambda) = 0$$

Es decir

$$A(\lambda) = B(\lambda)$$

Las expresiones de los potenciales V_1 y V_2 que darán ahora en la forma

$$V_1 = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int_0^\infty \left[e^{-\lambda z} + A(\lambda)(e^{-\lambda z} + e^{\lambda z}) \right] J_0(\lambda r) d\lambda$$
$$V_2 = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int_0^\infty C(\lambda) e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) d\lambda$$

• En el contacto entre ambas capas (z = E) será $V_1 = V_2$ (continuidad del potencial), luego

$$e^{-\lambda E} + A(\lambda)(e^{-\lambda E} + e^{-\lambda E}) = C(\lambda)e^{-\lambda E}$$

- La continuidad de las componentes normales del vector ${\bf J}$ para z=E exige que

$$\frac{1}{\rho_1} \left(\frac{\partial V_1}{\partial z} \right)_{z=E} = \frac{1}{\rho_2} \left(\frac{\partial V_2}{\partial z} \right)_{z=E}$$

Luego

$$\rho_2 \left[e^{-\lambda E} + A(\lambda) \left(e^{-\lambda E} - e^{\lambda E} \right) \right] = \rho_1 C(\lambda) e^{-\lambda E}$$

Eliminando $C(\lambda)$ resulta

$$\begin{aligned} A(\lambda) &= B(\lambda) = \frac{(\rho_2 - \rho_1) e^{-\lambda E}}{\rho_1 \left(e^{-\lambda E} + e^{\lambda E}\right) + \rho_2 \left(e^{\lambda E} - e^{-\lambda E}\right)} \\ &= \frac{(\rho_2 - \rho_1) e^{-\lambda E}}{(\rho_2 + \rho_1) e^{\lambda E} - (\rho_2 - \rho_1) e^{-\lambda E}} = \frac{K e^{-\lambda E}}{e^{\lambda E} - K e^{-\lambda E}} \end{aligned}$$

Donde

$$K = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}$$

Este es el mismo factor de reflexión utilizado en el método de las imágenes, que es otro método de demostrarlo.

Sustituyendo la expresión en la primera de potencial y haciendo z = 0 resulta

$$V_{1} = \frac{I\rho_{1}}{2\pi} \int_{0}^{\infty} \left(1 + 2\frac{Ke^{-\lambda E}}{e^{\lambda E} - Ke^{-\lambda E}}\right) J_{0}(\lambda r) d\lambda$$
$$V_{1} = \frac{I\rho_{1}}{2\pi} \int_{0}^{\infty} \frac{1 + Ke^{-2\lambda E}}{1 - Ke^{-2\lambda E}} J_{0}(\lambda r) d\lambda$$

Que es la solución buscada para el potencial en la superficie límite tierra-aire.

Desarrollando el intedrando se tiene que

$$\frac{1+Ke^{-2\lambda E}}{1-Ke^{-2\lambda E}}J_0(\lambda r) = \left[1+2(Ke^{-2\lambda E}+K^2e^{-4\lambda E}+\ldots+K^ne^{-2n\lambda E}+\ldots)\right]J_0(\lambda r)$$
$$= J_0(\lambda r)+2\left[Ke^{-2\lambda E}J_0(\lambda r)+K^2e^{-4\lambda E}J_0(\lambda r)+\ldots+K^ne^{-2n\lambda E}J_0(\lambda r)+\ldots\right]$$

Esta expresión puede integrarse término a término, por medio de la fórmula de Weber-Lipschitz,

$$\int_0^\infty e^{-2n\lambda E} J_0(\lambda r) = \frac{1}{(r^2 + 4n^2 E^2)^{1/2}}$$

Y de este modo, se encuentra el potencial en el punto de observación M, en la superficie, a una distancia r del electrodo emisor

$$V_M = \frac{I\rho_1}{2\pi} \left(\frac{1}{r} + 2\sum_{n=1}^{\infty} \frac{K^n}{\left(r^2 + 4n^2 E^2\right)^{1/2}} \right)$$

D.4.4. Caso de n capas

El procedimiento de cálculo que se acaba de exponer fue aplicado por primera vez al problema de los medios estratificados por el rumano Sabba Stefanesco, en un trabajo realizado en colaboración con los Schlumberger (Stefanesco et al, 1930). En este artículo se obtienen explicitamente las soluciones para los casos de tres y cuatro capas, del mismo modo que para dos, aplicándoles las mismas dos últimas condiciones de contorno con los índices de capa correspondientes y resolviendo el sistema de ecuaciones que resulta para las funciones $A(\lambda), B(\lambda)$, etc. Como es obvio, la primera condición de contorno se aplica a la última capa. Este procedimiento puede extenderse sin dificultad para el caso general de n capas.

En resumen, el potencial en la superficie de un medio estratificado puede expresarse en la forma

$$V_n = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int_0^\infty \left[A_n e^{-\lambda z} + B_n e^{\lambda z} \right] J_0(\lambda r) d\lambda$$

Cada ecuación del sistema tiene dos funciones por determinar, por lo que hay en total 2n funciones, que quedan reducidas a (2n - 2) por ser ya conocidas B_1 y B_n , en virtud de las condiciones anteriores. Si para cada contacto o interfaz, (excepto para la que representa la superficie del terreno) se dan dos ecuaciones de condición, se tendrán 2(n - 1) ecuaciones, con lo que el sistema quedará determinado. Tales ecuaciones de condición pueden establecerse para cada contacto, expresando por una parte, la continuidad del potencial, y por otra, la de la densidad de corriente normal al contacto.

La primera, para el contacto i, exige la igualdad de los integrandos de V_i y V_{i+1} para la profundidad z_i de dicho contacto, por lo que se tendrá

$$A_i e^{-\lambda z_i} + B_i e^{\lambda z_i} = A_{i+1} e^{-\lambda z_i} + B_{i+1} e^{\lambda z_i}$$

La segunda condición, exige que

$$\frac{1}{\rho_i}\frac{\partial V_i}{\partial z} = \frac{1}{\rho_{i+1}}\frac{\partial V_{i+1}}{\partial z}$$

Luego

$$\rho_{i+1}(A_i e^{-\lambda z_i} - B_i e^{\lambda z_i}) = \rho_i \left(A_{i+1} e^{-\lambda z_i} - B_{i+1} e^{\lambda z_i}\right)$$

El sistema de ecuaciones será

$$\begin{aligned} A_{1} - B_{1} &= 0 \\ (1 + A_{1}) e^{-\lambda z_{1}} + B_{1} e^{\lambda z_{1}} - A_{2} e^{-\lambda z_{1}} - B_{2} e^{\lambda z_{1}} &= 0 \\ \rho_{2} A_{1} e^{-\lambda z_{1}} - \rho_{2} B_{1} e^{\lambda z_{1}} - \rho_{1} A_{2} e^{-\lambda z_{1}} + \rho_{1} B_{2} e^{\lambda z_{1}} &= 0 \\ & & \\ & \\ A_{i} e^{-\lambda z_{i}} + B_{i} e^{\lambda z_{i}} - A_{i+1} e^{-\lambda z_{i}} - B_{i+1} e^{\lambda z_{i}} &= 0 \\ \rho_{i+1} A_{i} e^{-\lambda z_{i}} - \rho_{i+1} B_{i} e^{\lambda z_{i}} - \rho_{i} A_{i+1} e^{-\lambda z_{i}} + \rho_{i} B_{i+1} e^{\lambda z_{i}} &= 0 \\ & \\ & \\ & \\ A_{n-1} e^{-\lambda z_{n-1}} + B_{n-1} e^{\lambda z_{n-1}} - A_{n} e^{-\lambda z_{n-1}} &= 0 \\ \rho_{n} A_{n-1} e^{-\lambda z_{n-1}} - \rho_{n} B_{n-1} e^{\lambda z_{n-1}} - \rho_{n-1} A_{n} e^{-\lambda z_{n-1}} &= 0 \end{aligned}$$

Sustituyendo B_1 por A_1 , poniendo $u_i = e^{-2\lambda z_i}$ y multiplicando cada ecuación por $e^{-\lambda z_i}$, con el valor respectivo de z_i , queda

$$(1 + A_1) u_1 + A_1 - A_2 u_1 - B_2 = 0$$

$$\rho_2 A_1 u_1 - \rho_2 B_1 - \rho_1 A_2 u_1 + \rho_1 B_2 = 0$$

$$\dots$$

$$A_i u_1 + B_i - A_{i+1} u_i - B_i = 0$$

$$\rho_{i+1} A_i u_i - \rho_{i+1} B_i - \rho_i A_{i+1} u_i + \rho_i B_{i+1} = 0$$

$$\dots$$

$$A_{n-1} u_{n-1} + B_{n-1} - A_n u_{n-1} = 0$$

$$\rho_n A_{n-1} u_{n-1} - \rho_n B_{n-1} - \rho_{n-1} A_n u_{n-1} = 0$$

Este sistema puede ser resuelto partiendo de las últimas ecuaciones hacia adelante, hasta determinar A_1 , de donde se pasa directamente a la función característica de Slichter mediante la igualdad

$$N_n = 1 + 2A_1 = 1 + 2N'_n$$

Sin embargo, resulta más cómodo en la práctica, para hallar la función característica, el empleo del algoritmo de Sunde:

$$L_{1} = \frac{\rho_{n} - \rho_{n-1}}{\rho_{n} + \rho_{n+1}} = K_{n-1}$$

$$M_{1} = \frac{1 + L_{i}e^{-2\lambda E_{n-1}}}{1 - L_{i}e^{-2\lambda E_{n-1}}}$$
...
$$L_{i} = \frac{\rho_{n-i+1} - \rho_{n-i}M_{i-1}}{\rho_{n-i+1} + \rho_{n-i}M_{i-1}}$$

$$M_{i} = \frac{1 + L_{i}e^{-2\lambda E_{n-i}}}{1 - L_{i}e^{-2\lambda E_{n-i}}}$$
...
$$L_{n-1} = \frac{\rho_{2} - \rho_{1}M_{n-2}}{\rho_{2} + \rho_{1}M_{n-2}}$$

$$M_{n-1} = \frac{1 + L_{n-1}e^{-2\lambda E_{1}}}{1 - L_{n-1}e^{-2\lambda E_{1}}}$$
...

O bien de la fórmula de Vanyan.

D.4.5. Resistividad en medios saturados

La resistividad aparente medida en la horizontal, de dos estratos se ve fuertemente influenciada por valores pequeños de resistividad. Esto es trascendental en la localización de aguas subterráneas dado que, muchas veces, la resistividad del agua es varios órdenes de magnitud más pequeña que la roca matriz que la contiene, disminuyendo considerablemente la resistividad medida dado que gran parte de la corriente inducida se transportará a través de los electrolitos del fluido que rellena las porosidades de la roca. En efecto, supongamos que disponemos que una roca cilíndrica, de sección s y longitud l, su resistencia será;

$$R_r = \rho_r \frac{l}{s}$$

Donde R_r y ρ_r representan la resistencia y resistividad de la roca y poros incluidos.

La resistencia y resistividad del fluido en los poros será, por tanto

$$R_a = \rho_a \frac{l_e}{s_e}$$

Donde l_e es la longitud media de los conductos, y s_e es la sección total de los mismos que es el área efectiva desde el punto de vista de la conducción.

Si considero que la conducción se da exclusivamente a través del fluido, se tiene que

$$\rho_r = \rho_a \frac{l_e \cdot s}{l \cdot s_e} = \rho_a \left(\frac{l_e}{l}\right)^2 \frac{s \cdot l}{s_e \cdot l_e}$$

La relación l_e/l entre la longitud media de los conductos de poros y la longitud del trozo de roca se llama tortuosidad y se representa por T. Como es lógico, el volumen de la roca es $V_r = s \cdot l$ y análogamente el volumen ocupado por los poros será $V_e = s_e \cdot l_e$.

La relación entre ambos volúmenes se define mediante la porosidad P:

$$P = \frac{V_e}{V_r} = \frac{s_e \cdot l_e}{s \cdot l}$$

Por ello la porosidad se expresa en fracciones de la unidad.

Un coeficiente útil para evaluar la saturación de la roca es el factor de formación, F que usualmente se define como

$$F = \frac{T^2}{P} = \frac{\rho_r}{\rho_a}$$

Notar que la porosidad de una misma clase de roca disminuye con la edad y el grado de metamorfismo. En general, este parámetro se cuantifica de modo empírico por la complejidad que representa determinar la tortuosidad. Por ello, el valor más general se encuentra determinado por siete parámetros

$$F = abP^{-m}S^{-n}$$

S es el grado de saturación, que es la fracción ocupada por el agua respecto del volumen total de poros. Es decir corresponde a la fracción entre porosidad total y porosidad efectiva.

m recibe el nombre de parámetro de cementación. Suele variar entre 1.3 y 2.3.

• m = 1,3 en rocas detríticas débilmente cementadas; a veces las calizas oolíticas

- m = 1,4 en areniscas poco cementadas, lavas y otras vulcanitas muy porosas
- m = 1,6 en rocas poco porosas (<5%) ígneas y sedimentarias.
- m = 1,7 en rocas sedimentarias relativamente bien cementadas, incluyendo areniscas y calizas.
- m = 2,0 en calizas y dolomías, areniscas cementadas y poco porosas.
- m = 2,3 en calizas y dolomías de grano muy fino.

El coeficiente a depende de la textura de la roca y suele oscilar entre 0.5 y 1.5. Keller cita rocas volcánicas muy porosas con a = 3,5.

- a = 0.6 Para rocas sedimentarias bien cementadas.
- a = 0.9 para rocas no cementadas del mismo tipo.
- $1,0 \le a \le 2,0$ para calizas y dolomías.
- a = 1,4 para rocas ígneas compactas.
- 1,98 ≤ n ≤ 2 o bien b = 0,6 y n = 2,25 para areniscas y pizarras arcillosas, de porosidad infeerior al 40 %
- b = 0,4 y n = 2,1 para rocas carbonatadas de porosidad inferior al 25%.

Es importante volver a recalcar que estos modelos son solo cuando la resistividad de una roca se debe únicamente a su contenido en agua. De lo contrario, la resistividad es mucho mayor.

D.5. Transferencia de calor

La transferencia de calor¹ es la energía en tránsito debida a una diferencia de temperatura. Existen tres modos principales de transferencia de calor; conducción, convección (solo en fluidos) y radiación.

 $^{^{1}}$ En esta tesis, se utilizan métodos geofísicos para la caracterización de aguas termales, por ello se revisan las distintas formas de transferencia de calor y conceptos afines.

Desde la formación de nuestro planeta hace ~ 4500M.a. (~ 4,5Ga) la Tierra irradia calor al espacio, calor procedente de la energía térmica liberada durante los procesos de acreción de planetesimales, durante la desintegración de elementos radioactivos y por diferenciación gravitatoria, en particular la segregación del núcleo terrestre. Esta transferencia de calor al espacio por parte de nuestro planeta se hace esencialmente por conducción y convección, ya que la radiación es un proceso poco importante debido a la opacidad² térmica de las rocas de la corteza y manto terrestres. El que este proceso de enfriamiento planetario sea lento, viene determinado por la baja conductividad térmica de las rocas terrestres. Por lo que se puede deducir que los procesos de advección, tanto por convección en el manto, como por intrusión de magmas y transporte de fluidos calientes, serán los procesos térmicos más importantes. Cualquiera que sea el origen de un magma, su generación y ascenso en la corteza terrestre están controlados por los procesos de advección.

D.5.1. Transferencia de calor por conducción

La conducción de calor es un mecanismo de transferencia de energía térmica desde partículas de mayor a menor energía de una sustancia, debido a sus interacciones. Esta energía está relacionada con el movimiento aleatorio traslacional, rotacional interno y vibracional de las moléculas. Altas temperaturas están relacionadas entonces con alta energía molecular. La transferencia de energía se da cuando las partículas chocan, como lo hacen constantemente, de la más energética a la menos energética. Este proceso es así en gases y líquidos, siendo única diferencia entre estos las distancias entre las partículas, estando más cerca en líquidos, por lo que sus interacciones son más fuertes y más frecuentes. En sólidos la conducción es atribuida a la actividad atómica en forma de vibraciones de la red. En sólidos no conductivos térmicos, la transferencia de energía es exclusivamente a través de estas ondas de red, en cambio en los conductores, la conducción además es debida al movimiento traslacional de electrones libres

Según la ley de Fourier, el flujo de calor por conducción se expresa como

$$\mathbf{q}' = -k\boldsymbol{\nabla}T$$

Donde

 $^{^{2}}$ Un material presenta opacidad cuando no deja pasar luz (ondas electromagnéticas) en proporción apreciable.

- q' es el flujo de calor, (W/m² en S.I.), que es la tasa de calor transferido en la dirección del gradiente por unidad de área perpendicular al gradiente.
- k es la conductividad térmica $(W/m \cdot K)$. Esta depende del material o medio.

El signo negativo en la ley de Fourier es por el flujo de calor sigue la dirección de máxima disminución de temperatura; es decir, la dirección opuesta al gradiente.

D.5.2. Transferencia de calor por convección

Esta forma de transferencia de calor es propia de los fluidos. Esta se da cuando un gran número de partículas se mueven colectivamente. Tal movimiento se realiza en presencia de un gradiente de temperatura. Este se produce cuando el fluido está en contacto con una superficie a diferente temperatura. El ejemplo típico es cuando un fluido próximo a una fuente de calor se calienta y se dilata ligeramente, haciéndose menos denso que el fluido de capas superiores. Esto produce una fuerza ascendente tal como el principio de Arquímides, y el fluido más frio baja por ser más denso y ocupa el lugar del que acaba de subir. Luego, el fluido caliente se enfría al subir, se hace más denso y luego vuelve a bajar. Del mismo modo, el fluido frio que bajó a la superficie caliente, se calienta y sube, y así se produce la circulación del fluido, por convección.

La difusión (conducción) domina cerca de la superficie donde la velocidad del fluido es baja; de hecho, en la interfaz sólido caliente - líquido, la velocidad del fluido es cero, por lo que la transferencia de calor es solo por este medio. Independientemente de la naturaleza del proceso de transferencia de calor por convección, en fluido estable, se puede utilizar la fórmula empírica conocida como ley de enfriamiento de Newton

$$q' = h(T_s - T_\infty)$$

Donde:

- q' es el flujo de calor convectivo (W/m^2) .
- T_s Temperatura de la superficie en contacto con el fluido (K).
- T_{∞} es la temperatura del fluido (K).

• h es el coeficiente de transferencia de calor por convección $(W/m \cdot K)$. Este depende de las condiciones de la capa límite, la cual está influenciada por la geometría de la superficie en contacto con el fluido, la naturaleza del movimiento del fluido, la clasificación termodinámica del fluido, y propiedades de transporte.

Cualquier estudio de convección finalmente se reduce al estudio del medio para el cual hdebe ser determinado. Esta ecuación es positiva si el calor es transferido desde la superficie $(T_s > T_{\infty})$ y negativa si el calor es transferido a la superficie $(T_s < T_{\infty})$.

D.5.3. Transferencia de calor por radiación

La radiación térmica es la energía emitida por la materia. Esta emisión puede producirse en cualquier estado de la materia, es decir, líquidos, gases, sólidos. Esta energía es transportada por ondas electromagnéticas (radiación electromagnética) o partículas subatómicas, mediante radiación corpuscular. Mientras la transferencia de energía por conducción o convección requieren de un medio material, la radiación no. De hecho, la transferencia de calor por radiación se produce de modo más eficaz en el vacío.

El poder de emisión de un cuerpo negro $E(W/m^2)$ es descrito por la ley de Stefan-Bolzmann¹

$$E_b = \sigma T_s^4$$

Donde:

- T_s Es la temperatura de la superficie radiante (K)
- σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5.67 \times 10^{-8} W/m^2 \cdot K^4$)

Este cuerpo negro es un objeto teórico, que absorbe toda la radiación incidente. Es decir, la radiación que incide en el no se transmite ni se refleja.

A la tasa entre la absorción de un cuerpo real y el cuerpo negro se le llama absortividad, α , y su dominio es $0 \le \alpha \le 1$.

¹En estricto rigor, la energía radiada se calcula mediante la suma de todas las contribuciones de longitudes de onda sobre la radiacia espectral, es decir $\Re = \int_0^\infty \Re_\lambda d\lambda$

Este factor es útil para estudiar la absorción de radiación de cuerpos reales, mediante la ley de Stefan-Bolzmann, simplemente, multiplicándola por la absortividad del cuerpo en estudio.

Para la emisión de radiación se utiliza otro objeto teórico, llamado "cuerpo blanco". Este cuerpo emite toda la radiación incidente. De manera análoga, se emplea un coeficiente para estudio de la emisión de radiación de cuerpos reales, llamada emisividad ε , $0 \le \varepsilon \le 1$ que representa porcentualmente la radiación emitida con respecto a un cuerpo blanco. Estos coeficientes dependerán del cuerpo en estudio.

Si $\alpha < 1$ entonces porciones de la radiación incidente serán reflejadas. De este modo la absorción y emisión aumenta y disminuye la energía térmica de la materia, pero la reflexión y transmisión no afectan la energía.

Si la superficie es semi transparente permitirá la transmisión de cierta porción de radiación incidente, y si es transparente, toda la radiación indicente será transmitida.

La radiación se atenúa grandemente en un sólido. Por ejemplo, considerar cuando uno camina descalzo en la playa y la arena está muy caliente por la radiación solar; basta con remover una delgada capa de arena y se obtendrá arena a una temperatura agradable. Es decir, el efecto de la radiación es totalmente despreciable como transferencia de calor en el subsuelo.

Así se tiene que la conducción y convección son los procesos de transferencia de calor fundamentales en el manto y corteza. Estos procesos relacionan la transferencia de calor con el gradiente de temperatura. Estas cuatro fuerzas son las principales responsables de la creación de PE. Notar que existen otras fuentes de PE que representan el rudio de la medición como la actividad bioeléctrica de la vegetación, puestas a tierra de construcciones, corrientes telúricas, etc.

Anexo E

Fotografias de las zonas de estudio

E.1. Chillán

El lugar de estudio en Chillán corresponde a una cancha de fútbol empastada, que también se emplea para la práctica de rugby. Prácticamente no hay cambios de altura.



Figura E-1: Construyendo la grilla. La imagen es hacia el sur. Los conos corresponden al inicio de los perfiles, de NW a SE



Figura E-2: Imagen tomada hacia el sur. Construyendo la línea del SEV1



Figura E-3: Instalando la estación base GPS. Imagen tomada hacia el SE.



Figura E-4: Marcando la ubicación de puntos de la grilla con GPS. Imagen tomada hacia el W.



Figura E-5: Haciendo un SEV. Imagen hacia el N.

E.2. Menetúe

E.2.1. Senderos

Se estudiaron dos senderos en el Parque Termal. Estos se llaman el copihue y el puma. Se puede acceder al sendero el copihue caminando siguiendo la indicación al frente de la cabaña 2. A los pocos metros se observará el paisaje mostrado en la Figura E-6. Siguiendo el camino se llega a un letrero que nos indica que hemos llegado al sendero Copihue (Figura E-7). Al caminar a la izquierda (Este) se llega a la laguna Ancapulli (Figura E-8).



Figura E-6: Camino hacia el Sendero Copihue



Figura E-7: Sendero Copihue. 15 metros a la izquierda (Este) comienza el PE sendero, y 25 metros a la derecha (Oeste) comienza el PE falla.



Figura E-8: Laguna Ancapulli. Vista desde el sendero Copihue.

E.2.2. Cancha



Figura E-9: Estación GPS base en Menetúe. Al fondo, la cancha donde se midió PE. Las estrellas marcan el final de las líneas de PE.



Figura E-10: Imagen tomada hacia el NE. Se puede divisar la lavandería al fondo.



Figura E-11: Imagen tomada hacia el NW. Las líneas de PE se extienden de NW a SE.



Figura E-12: Imagen tomada hacia el SW. Se puede ver el inicio de las líneas 5 y 6 de PE.



Figura E-13: Inicio de línea 6 de PE. Esta pasó por el camino de vehículos colindante a las cabañas.

E.2.3. Pozos



Figura E-14: Zona de pozos. Foto tomada hacia el Este. A la izquierda (Norte) se aprecia el arroyo. Al fondo de se ve la caseta de uno de los pozos de agua caliente.



Figura E-15: Zona de pozos. Foto tomada hacia el Oeste. En esta se ve el centro del SEV pozos, entre los electrodos, marcado por la estaca de madera.

E.2.4. Dipolo-dipolo



Figura E-16: Imagen hacia el SE. Notar que el primer electrodo inyector del dipolo-dipolo. Letrero marcado en círculo negro apunta hacia los senderos, donde se midió PE y SEV.



Figura E-17: Imagen hacia el NW. Se puede apreciar el primer electrodo inyector del dipolo-dipolo.



Figura E-18: Cables del dipolo-dipolo. Mejora notablemente la calidad de las mediciones el hecho que los cables no se toquen.



Figura E-19: Imagen hacia el E. Al fondo se encuentra la cancha. Típica disposición de cables para el dipolo-dipolo.



Figura E-20: Imagen hacia el E. El grupo se encuentra en el centro del dipolo-dipolo, donde se centró el SEV afloramiento.



Figura E-21: Imagen hacia el SW. El afloramiento exhibe falla y diaclasas en sentido NE-SW.

E.2.5. SEV afloramiento



Figura E-22: Foto hacia el W. Equipo haciendo el SEV afloramiento. El dipolo-dipolo termina

en la caseta.



Figura E-23: Imagen hacia el NE tomada en el mismo lugar que la anterior. Se pueden ver la piscina, el restorán y las piscinas techadas.

E.2.6. SEVs



Figura E-24: SEV 1,2 $\,$ y 3 en Menetúe.



Figura E-25: Foto hacia el W. SEV 2,9,7,8. Los SEVs 9,7,8 distan 30 m respectivamente, en cambio entre el SEV2 y 9 hay 20 m. El SEV7 no está indicado con una estrella dado que en su centro está el equipo trabajando.

Bibliografía

- AHMAD, 1964. A laboratory study of streaming potentials. Geophysical prospecting, Volume 12, Issue 1, pages 49-64, March 1964.
- [2] ANDERSON, L.A. & JOHNSON, G.R. (1976).- Application of self potential method to geothermal exploration in Long Valley, California. Journal of Geophysical Research 81, 1527-1532.
- [3] ANTRAYGUES, P. & AUBERT, M. (1993).- Self-potential generated by two-phase flow in a porous medium: experimental study and volcanological applications. J. Geophys. Res., 98, B12, 22, 273-281.
- [4] AUBERT, M. & KIEFFER, G. (1984).- Évolution d'un intrusion magmatique dans le flanc sud de l'Etna entre juin 1982 et juin 1983. Résultats de potentiel spontané (P.S) et essai d'interpretation de l'erution de 1983. C. R. Acad. Sc. Paris, 289(8), 379-382.
- [5] AVILÉS, F. 2006. Caracterización Hidrogeológica de la hoja de Chillán (36° 30' 36° 45' Latitud Sur y 72° 00' – 72° 15' Longitud Oeste), VIII región del Bío Bío, Chile. Memoria de Título, Geólogo. Universidad de Concepción. Fac. Cien. Quím. Concepción, Chile.
- [6] BOGOLOVSKY, V.A. & OGILVI, A.A. (1973).- Deformation of natural electric fields near drainage structures. Geophys. Prospect. 22, 716-723.
- [7] CLAVERO, J. y MORENO, H., 2004. Evolution of Villarrica Volcano. Revista Geológica de Chile, Boletín N^o 61, pp. 17-27.

- [8] CEMBRANO, J. y LAVENU, A., 1999. Estados de esfuerzo compresivo plioceno y compresivo transpresivo pleistoceno, Andes del Sur, Chile (38-42°30'S). Revista Geológica de Chile, Vol.26, N° 1, pp. 67-87.
- [9] CORWIN, R.F. & HOOVER, D.B. (1979).- The self-potential method in geothermal exploration. Geophysics 44, 226-245.
- [10] DAKLNOV, V. N., Geophysical well logging "The aplication of geophysical methods; electrical well - loggins". Colorado School Mines Quart., English Translate Vol. 57, No. 2, p. 445, 1962.
- [11] DANA, I. N. (1992).- Contribution de la méthod de polarisation spontanée (PS) à la connaissance structurale et à al surveillance de quelques volcans indonésiens. Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Fd.
- [12] DORFMAN, M. H., OSKAY, M. M., & GADDIS, M. P. (1977).- Self-potential profiling: a new technique for determination of heat movement in a thermal oil recovery flood, paper presented at the 52nd Annual Fall technical Conference. Soc. of Pet. Eng. of AIME, Denver, Colorado.
- [13] DZURISIN, D., ANDERSON, L.A., EATON, G.P., KOYANAGI, P.W., LIPMAN, P.W., LOCKWOOD, J.P., OKAMURA, R.T., PUNIWAI, G.S., SAKO, M.K., & YAMASHITA, K.M. (1980).- Geophysical observations of Kilauea volcano, Hawaii, 2 Constraints on the magma supply during November 1975 – September 1977. J. Volcanol. Geotherm. Res., 7, 241-269.
- [14] FINIZOLA, A., SORTINO, F., LÉNAT, J-F, & VALENZA, M. (2000).- Fluid circulation at Stromboli volcano, (Aeolian Islands, Italy) from self-potential and CO2 surveys. Submitted to Journal of Volc. and Geophys. Res.
- [15] FITTERMAN D. V. (1978).- Electrokinetic and magnetic anomalies associated with dilatan regions in a layered earth. J. Geophys. Res. 83, (B-12), 5923-5928.

- [16] FITTERMAN, D.V. (1977).- Electrokinetic and magnetic anomalies associated with dilatant regions in the Earth. Eos, Transactions, American Geophysical Union. 58; Washington, DC, United States., 12, 1127-977.
- [17] FITTERMAN, D.V. (1976).- Calculation of self-potential anomalies generated by Eh potential gradients. Open-File Report. U. S. Geological Survey. Reston, VA, United States, p. 32.
- [18] FOURNIER, C. (1989).- Spontaneous potentials and resistivity surveys applied to hidrology in a volcanic area: case history of the Chaîne des Puys (Puys de Dôme, France). Geophys. Prospect., 37, 647-688.
- [19] FOURNIER, C. (1983).- Méthodes électriques appliquées à l'hydrogéologie en région volcanique (Chaîne 147 des Puys, Massif Central français), développment de la méthode des potentiels spontanés en hydrogeologie. Thèse 3ème cycle, Univ. Montpellier II. 120 p.
- [20] GAJARDO A., 1981. Mapas geológicos Preliminares de Chile, Hoja N°4 Concepción-Chillán, escala 1:250.000, Región del Biobio. Instituto de Investigaciones Geológicas.
- [21] GRIFFITHS, D.H; KING, R.F. (1981). Applied geophysics for geologists and engineers. 2^a
 ed. Oxford: Pergamon Press, 1981.
- [22] GLACIER PARTNERS Corp. (2009), Economics of a 35 MW binary cycle geothermal plant, Geothermal Economics 101, October 2009, pp. 1-9.
- [23] HEIKES, R.R. & URE, R.W. (1961).- Thermoelectricity Science and engineering; New York. Interscience.
- [24] HOLM A., Blodgett L., Jennejohn D. and Gawell K. (2010), Geothermal energy: International market update, Geothermal Energy Association, GEA Interpational Market Report Final may 2010, pp. 1-77.
- [25] HUBBERT, M.K., 1956, Darcy's law and the field equations of the flow of underground fluids: Transactions AIME, v. 207, 222-239.
- [26] ISHIDO, T. (1989).- Self-Potential generation by sub-surface water flow throw electrocinetic coupling. Lect. Notes in Earth Sciences, 27, 121-131.
- [27] ISHIDO, T. & MITZUTANI, H. (1981).- Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its application to geophysics. J. Geophys. Res., 86, 1763-1775.
- [28] JACKSON, D.B. & KAUAHIKAUA, J. (1988).- Regional self potential anomalies at Kilauea volcano. In: "Volcanism in Hawaii". (Decker, R.W., Wring, TH.L., Stauffer, P.H.,ed.). Prof. Pap. U.S. Geol. Surv., 1350, 974-959.
- [29] KAUFMAN, A.A.; KELLER, G.V. (1983). Frequency and transient soundings. Amsterdam: Elsevier.
- [30] La Ruée vers l'eau (2002), Manière de voir 65.
- [31] LARA, L.; MORENO, H. 2004. Geología del Área Liquiñe-Neltume, Regiones de La Araucanía y de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológia Básica, No.83, 23 p., 1 mapa escala 1:100.000.
- [32] LANCELOT, F., H. Londiche, and G. De Marsily. 1987. Experimental results on the influence of electric fields on the migration of oil, ionic species and water in porous media. Journal of Petroleum Science and Engineering, 4(1990): 67-74.
- [33] LANGER, R.E. On an inverse problem in differential equations, Bull Am Math Soc, 39, pp814–820, 1933.
- [34] LANGER, R.E. On determination of earth conductivity from observed surface potentials, Bull Am Math Soc, 10, pp747–754, 1936
- [35] LASFARGUES P. (1957). Prospection électrique par courants continus. París, Masson. 290 págs.
- [36] LE MONDE diplomatique, 2005, EL AGUA y el futuro del mundo pp. 9 47
- [37] LÉNAT, J-F. (1987).- Structure et dynamique interne d'un volcan basaltique intraplaque océanique: le Piton de la Fournaise (île de la Réunion). Thèse de doctorat es Ciences. Univ. Blaise Pascal, Clermont-Fd., France.

- [38] MORGAN, F.D., WILLIAMS, E.R. & MADDEN, T. (1989).- Streaming potential properties of Westerly granite with applications. J. Geophys. Res., 94, p. 12, 449-12,461.
- [39] MUSKAT, M and EVINGER, H. H. (1941).- Current penetration in direct current prospecting. Geophysics v.6 N°4. p. 397-427
- [40] MUÑOZ, M.; FOURNIER, H.; MAMANI, M.; FEBRER, J.; BORZOTTA, E. y MAID-ANA, A., 1990. A comparative study of results obtained in magnetotelluric deep soundings in Villarrica active volcano zone (Chile) with gravity investigations, distribution of earthquake foci, heat flow empirical relationships, isotopic geochemistry 87Sr/86Sr and SB systematics. Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol. 60 Issues 1-4, p. 195-211.
- [41] NOUBERHECHT, B. (1963).- Irreversible thermodynamic effects in inhomogeneus media and their applications in certain geoelectric problems: Ph.D.Thesis, M.I.T.
- [42] OGILVY, A.A., AYED, M.A., BOGOLOWSKY, V.A. (1969).- Geophysical studies of water leakages from reservoirs. Geophys. Prospect. 17, 36-62.
- [43] ONSAGER, L. (1931) Reciprocal Relations in Irreversible Processes. I., Phys. Rev., 37, 405-426, doi:10.1103/PhysRev.37.405.
- [44] ORELLANA, E. (1982). Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua. 2^a ed. Madrid: Paraninfo. Vol. 1.
- [45] ORELLANA, E. (1974). Prospección Geoeléctrica por campo variables. Madrid: Paraninfo. Vol 2.
- [46] ORELLANA, Ernesto y Mooney, Harold, M. (1972). Two and three-layer master curves... for... wenner arrangement. Interciencia, Madrid.
- [47] PATRA, H.P.; MALLICK, K. (1980). Geosounding principles, 2: Time-varying geoelectric soundings. Amsterdam: Elsevier.
- [48] PEREZ, Y. 1999 Fuentes de aguas termales de la Cordillera Andina del centro-sur de Chile (39°-42°S). Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín N° 54, p. 65.

- [49] PETERS, L. (JR); DANIELS, J.J.; YOUNG, J.D. (1994). Ground Penetrating Radar as a subsurface environmental sensing tool. Proceedings of the IEEE, 82(12): 1802-1822.
- [50] PRIDE, S. (1994), Governing Equations for the Coupled Electromagnetics and Acoustics of porous-Media, Phys. Rev. B, 50(21), 15678-15696.
- [51] RAMOS, D. (2000).- Aplicación del método geofísico del Potencial Espontáneo para el estudio estructural del volcán Misti. Tesis profesional, Universidad Nacional San Agustín. Arequipa, Perú.
- [52] REPPERT, P.M. (2000) Electrokinetics in the Earth, Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts.
- [53] REVIL, A., P.A. Pezard, and P.W.J. Glover (1999a), Streaming potential in porous media
 1.Theory of the zeta potential, J. Geophys. Res., 104(B9), 20021-20031.
- [54] REVIL, A., D. Hermitte, N. Voltz, R. Moussa, J.G. Lacas, G Bourrie, and F. Trolard (2002), Self-potential signals associated with variations of the hydraulic head during an infiltration experiment, Geophys. Res. Lett., 29(7), 1106, doi:10.1029/2001GL014294
- [55] SATO, M. & MOONEY, H.M. (1960).- The electrochemical mechanism of sulfite self potentials. Geophysics 35, 226-249.
- [56] SERNAGEOMIN, 2003. Mapa geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No.4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago, Chile
- [57] SHARMA, P.V. (1986). Geophysical methods in geology. 2^a ed. New York: Elsevier.
- [58] SLICHTER, L. B. (1933). Interpretation of Resistivity Prospecting fot Horizontal Structures, Physics, Vol 4, pp. 307-322 (and p. 407)
- [59] STEVENSON, A. F. (1934). On the theoretical determination of earth resistance from surface potential measurements. Physics, V. 5, pp. 114-124.
- [60] SUNDE, E. O. (1949). Earth conduction effects in transmission systems. Van Nostrand. New York.

- [61] SLICHTER, L.B.The interpretation of the resistivity prospecting method for horizontal structures, J Appl Phys, v4, pp307–322, 1933.
- [62] SILL, W.R. (1983).- Self-potential modeling from primary flow, Geophysics, 48, 76-86.
- [63] SUMMER, J.S. (1985). Principles of induced polarization for geophysical exploration. Amsterdam: Elsevier.
- [64] TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. (1990). Applied Geophysics. 2^a ed. New York: Cambridge University Press.
- [65] TUMAN, V. S., Streaming potential at very high differential pressures, J. Appl. Phys., 34, 2014–2019, 1963.
- [66] WHITE, D.E., MUFFLER, L.P.J. & TRUESDELL, A. H. (1971).- Vapour dominated hydrotermal systems compared with hot-water systems. Econ. Geol., 66, 75-97.
- [67] ZABLOCKY, C.J., (1978).- Streaming Potentials resulting from the descent of meteóric water. A possible mechanism for Kilauea SP anomalies. Geotherm. Res. Council. Trans., 2, 747-748.
- [68] ZABLOCKY, C.J., (1976).- Mapping thermal anomalies on an active volcano by the selfpotential method, Kilauea, Hawaii. Proceedings 2nd U.N. Symposium of the development and use of geothermal resources, San Francisco, California, May 1975, 2, 1299-1309.
- [69] ZOHDY, A.A.R., ANDERSON, L.A. & MUFLER, L.J.P. (1973).- Resistivity, Selfpotential, and Induced-polarization Surveys of a Vapor dominated Geotermal Sistem. Geophysics, 38 (6), 1130-1144.