



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra.

ESTUDIO COMPARATIVO EMPLEANDO ELECTRODOS FUENTE COBRE/ALUMINIO EN LA PROSPECCIÓN DE PI/RESISTIVIDAD

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA:

JUAN CARLOS JIMÉNEZ VELÁZQUEZ

DIRECTOR DE TESIS:

DR. ANDRÉS TEJERO ANDRADE



CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO DF 2008



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

AGRADECIMIENTOS

A mi amigo y director de tesis, **Dr. Andrés TEJERO ANDRADE** por la confianza brindada, paciencia, dedicación y por el apoyo incondicional, pero sobre todo por la seriedad en sus enseñanzas, comentarios y recomendaciones tanto de larga distancia como en persona.

A **PEÑOLES** por el apoyo económico brindado para alcanzar este objetivo. En especial al subdirector de exploración internacional, **Ing. Víctor DE LA GARZA NORIEGA** por la confianza brindada, por el apoyo incondicional y por darme la oportunidad de proyectarme en la vida profesional.

Al gerente de exploración geofísica, **Ing. Catarino Zepeda** y al jefe del departamento de exploración geofísica internacional, **Ing. Eulalio Rodríguez**, por su apoyo en conseguir los prospectos para la realización de este trabajo y por su paciencia ante situaciones difíciles.

Al gerente regional de exploración Torreón, **Ing. Santiago Olavide** y al gerente de exploración Perú, **Ing. Felipe Ortigoza**, por los recursos brindados para la obtención de los datos.

A todo el personal del departamento de geofísica de México, en especial a: **M. C. Ulises Rodríguez, Fernando Delgado, Ing. Adrián León, M. C. Minerva López**. A los administrativos y a todo el personal del departamento de exploración internacional, en especial a: **Ing. Bernardino Tarifa, Giuliano Villanueva, Leslie Valero, Walter Malpartida**.

Al comité de tesis: **Dr. René E. Chávez Segura, Ing. Gerardo Cifuentes Nava, Dra. Claudia Arango Galván, Ing. Alejandro Arroyo Carrasco**. Mis más sinceras gracias por los valiosos comentarios en la mejora de este trabajo.

A la **Facultad de Ingeniería** de la **Universidad Nacional Autónoma de México**, por darme la oportunidad de realizar mis estudios de licenciatura.

Gracias a mis amigos y hermanos que hicieron de este largo camino un viaje más ameno: **Ivan Sánchez, Alfredo Moreno, Juan Carlos López, Bernardino López**. Que a pesar de las vicisitudes siempre estaban ahí, por dejarme ser parte de esta amistad tan madura y de todas esas innumerables historias que hacen que la vida tenga sentido.

A mis amigos y compañeros de la facultad que hicieron mi vida más placentera en la universidad: **Leonid Márquez, Rafael Alfaro, Xochitl Flores, Juan Márquez, Ana Romero, Omar Pacheco, Israel Reyes, Miguel A. García Rodríguez, Daniel Molina, Ricardo Flores, Julio Bustamante, Javier Mancera, Oscar Mancera, Andrés Boni, Héctor Martínez, Juan García, Gabriel Ayala** y la lista sigue,...

A todas aquellas personas que durante este largo camino han enriquecido mi vida, pero que he olvidado nombrarlos en el momento de escribir estos pequeños párrafos, mis más sinceros agradecimientos.

Finalmente, gracias a todos aquellos camaradas del fútbol, el deporte mas hermoso del mundo.

DEDICATORIA

A mis madres

A mí querida madre **Agustina Velázquez Mendieta**. Por enseñarme a comprender las cosas de la vida. Por tu inconmensurable apoyo durante este largo camino y por tu fe inquebrantable en momentos críticos.

A mí querida y adorable viejecita **Elvira Mendieta Arredondo**. Por darme todo sin tener nada. Por enseñarme que con bondad y humildad ante las adversidades siempre es posible sonreír y tierno mostrar una lagrima.

A mi hermana

Sonia Elizabeth Jiménez Velázquez. Por soportar todos y cada uno de mis errores que cometí siempre, por apoyarme en todo momento y saber que cuento contigo, por tus consejos a larga distancia y tus palabras de motivación.

A mi esposa

Miriam Rosa Cornejo Delgado. Por la felicidad que me has dado, el cariño y el apoyo incondicional a pesar de cielos tan distantes. Por ser mis ojos, mis manos y esencia en mis largas ausencias. Por los matices de todos los sabores en este trayecto final. Porque sin ti... definitivamente el fin del camino se encontraría aun muy lejos. Pero sobre todo... por la Magia.

A mi hijo (a) que está
en camino y a mi sobrina

Brenda Muciño Flores. Por llenarme siempre de ternura y por permanecer junto a las personas que más quiero y que te aman.

A mis familiares

Claudia, Fabi, Erendi, Kenia, Ivan, Celia y Claudio, Bárbara, Cuca, Marce y Blanca, Chon y Ara, Dorian, Ana, Chela, Zury, Carmelo, Mario, Leo, Nacho, Ralo. Gracias por todo, por ese cariño incondicional que tanto me ha ayudado, por cada uno de sus consejos pero sobre todo por enseñarme que los sentimientos son parte esencial de esta vida, por ser siempre esa parte racional y concreta, por enseñarme que no se necesita de escuela para tratar de ser una gran persona.

A mis suegros

Sr. Gerber Cornejo y Sra. Miriam Delgado. Por ese cariño, confianza y apoyo incondicional que siempre me ha hecho sentir como en casa. Se que en todo momento siempre contaré con ustedes, gracias de corazón.

RESUMEN	1
INTRODUCCIÓN	2
CAPITULO I. POLARIZACIÓN INDUCIDA Y EXPLORACIÓN MINERA	
1.1 Desarrollo histórico del método de P.I.	3
1.2 Exploración minera	6
CAPITULO II. FUNDAMENTOS BÁSICOS DE PI/RESISTIVIDAD	
2.1 Fundamentos del método eléctrico en corriente directa	
2.1.1 Ecuaciones fundamentales	10
2.1.2 Resistividad aparente	12
2.1.3 Principio de reciprocidad	13
2.2 Fundamentos del método de polarización inducida	
2.2.1 Origen del fenómeno de PI	15
2.2.2 Modalidades del método de PI	
2.2.2.1 Dominio del tiempo	18
2.2.2.2 Dominio de la frecuencia	21
2.2.2.3 Resistividad compleja "CR"	21
2.2.2.4 PI Espectral	26
2.2.3 Equivalencia entre PI espectral/CR	29
2.2.4 Factor metálico	32
2.3 Configuraciones de medición	34
2.3.1 Wenner	34
2.3.2 Schlumberger	35
2.3.3 Dipolo-dipolo	35
2.3.4 Polo-dipolo	38
2.3.5 Gradiente	39
2.4 Electrodo al infinito	42
2.5 Profundidad de investigación	45
CAPITULO III. PROBLEMAS DE CAMPO	
3.1 Resistencia de contacto	49
3.2 Electrodo de corriente	50
3.3 Electrodo de potencial	52
3.3.1 Polarización de electrodos	53
3.3.2 Electrodo no polarizable	54
3.3.3 Potencial espontáneo	55
3.4 Fuentes de ruido	56
3.4.1 Corrientes telúricas	56
3.4.2 Acoplamiento electromagnético	59
3.4.3 Ruido cultural	64
3.5 Relación señal/ruido	64
3.6 Localización y resolución horizontal	67
3.7 Localización y resolución vertical	68
3.8 Sensibilidad al ruido geológico	68
3.9 Penetración de una cobertura conductiva	68
3.10 Sensibilidad a la topografía	70
3.11 Lecturas negativas	71

CAPITULO IV. LEVANTAMIENTO DE PI/RESISTIVIDAD

4.1 Prospecto Mapimí	
4.1.1 Geología regional del área de Mapimí	74
4.1.2 Geología del área de Mapimí	74
4.1.2.1 Descripción de las unidades de roca	75
4.1.2.2 Alteración-mineralización	76
4.1.3 Geofísica	
4.1.3.1 Trabajo de medición e instrumentación	79
4.2 Prospecto Geomara	
4.2.1 Geología general de la zona de estudio	84
4.2.2 Geofísica	
4.2.2.1 Trabajo de medición e instrumentación	85

CAPITULO V. ANÁLISIS DE LOS PROSPECTOS MAPIMÍ Y GEOMARA

5.1 Prospecto Mapimí	88
5.1.1 Corrientes de transmisión	88
5.1.2 Principio de reciprocidad	89
5.1.3 Pseudosecciones	
5.1.3.1 Diferencia de fase	90
Aluminio	
Cobre	
5.1.3.2 Fase desacoplada	92
Aluminio	
Cobre	
5.1.3.3 Resistividad aparente	93
Aluminio	
Cobre	
5.1.3.4 Voltaje primario	94
Aluminio	
Cobre	
5.1.3.5 Error estándar de la media (SEM)	96
Aluminio	
Cobre	
5.1.3.6 Relación señal/ruido (I/SEM)	98
Aluminio	
Cobre	
5.1.3.7 Relación señal/ruido (Vp/SEM)	100
Aluminio	
Cobre	
5.1.4 Resumen datos medidos	102
5.1.5 Modelado 2-D	
5.1.5.1 Diferencia de fase	104
Aluminio	
Cobre	
5.1.5.2 Fase desacoplada	108
Aluminio	
Cobre	
5.1.5.3 Resistividad	109
Aluminio	
Cobre	
5.1.5.4 Factor metálico	110
5.1.5.5 Resumen de modelado	112
5.1.5.6 Diferencia de fase y fase desacoplada	

sin valores negativos	113
5.2 Prospecto Geomara	115
5.2.1 Corrientes de transmisión	115
5.2.2 Pseudosecciones	
5.2.2.1 Diferencia de fase	116
Aluminio	
Cobre	
5.2.2.2 Fase desacoplada	117
Aluminio	
Cobre	
5.2.2.3 Resistividad aparente	118
Aluminio	
Cobre	
5.2.2.4 Voltaje primario	119
Aluminio	
Cobre	
5.2.2.5 Error estándar de la media (SEM)	121
Aluminio	
Cobre	
5.2.2.6 Relación señal/ruido (I/SEM)	123
Aluminio	
Cobre	
5.2.2.7 Relación señal/ruido (Vp/SEM)	125
Aluminio	
Cobre	
5.2.3 Resumen datos medidos	127
5.2.4 Modelado 2-D	
5.2.4.1 Diferencia de fase	129
Aluminio	
Cobre	
5.2.4.2 Fase desacoplada	130
Aluminio	
Cobre	
5.2.4.3 Resistividad	131
Aluminio	
Cobre	
5.2.4.4 Resumen modelado	133
5.2.4.5 Diferencia de fase y fase desacoplada	
sin valores negativos	134
5.3 Ventajas e inconvenientes del método con diferentes electrodos fuente	136
5.3.1 Aluminio	136
5.3.2 Cobre	137
5.4 Deduciones del método	138
CAPITULO VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	
6.1 Conclusiones	139
6.2 Recomendaciones	145
BIBLIOGRAFÍA	149

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Ilustración de mineralización sulfurada conductiva y no conductiva	7
Figura 1.2. Respuesta de PI para diferentes minerales metálicos y no metálicos	8
Figura 2.1. Líneas de corriente (rojo) y de potenciales	11
Figura 2.2. Heterogeneidades del subsuelo	12
Figura 2.3. Principio de penetración de los dispositivos geoelectricos	13
Figura 2.4. Principio de reciprocidad	15
Figura 2.5. Conducción iónica y electrónica. (SEG, Mining Geophysics, V1)	16
Figura 2.6. Fenómeno de polarización de electrodos en los contactos mineral-electrolitos (Orellana, 1974)	17
Figura 2.7. Distribución de iones al paso de una corriente eléctrica y al corte de la misma (Slater)	17
Figura 2.8. Efectos de polarización de membrana. (a) Distribución normal de iones en un poro de arenisca; (b) en un poro de arenisca debido a un voltaje aplicado Telford, 1976)	18
Figura 2.9. Definición de cargabilidad (dominio de tiempo)	19
Figura 2.10. Formas de onda para el dominio de la frecuencia (técnica frecuencial)	21
Figura 2.11. Representación gráfica de la resistividad compleja y fase (Practical Geophysics, v. II, 1992)	24
Figura 2.12. Definición del desfase y de las componentes en fase y en cuadratura del voltaje recibido ("PHASE IP")	25
Figura 2.13. Componentes de Fourier de una onda cuadrada completa. Los números 1, 2, 3, etc., se refieren a una sumatoria sucesiva de términos de la expansión de Fourier (Sumner, 1972)	25
Figura 2.14. Espectro de potencia de una onda cuadrada completa (Sumner, 1972)	26
Figura 2.15. Curvas de descarga teóricas para $C=0.2$ y diferentes valores de τ calculados con el modelo Cole-Cole para una pulsación de 2 segundos (Jonson, 1990)	27
Figura 2.16. La Importancia de la constante de tiempo τ obtenida de aplicación del Modelo de Cole-Cole a una curva de descarga de IP	28
Figura 2.17. Relación de entrada-salida en dominio de frecuencia (SEG, Mining Geophysics, V2)	29
Figura 2.18. Relación de entrada-salida en dominio de tiempo (SEG, Mining Geophysics, V2)	30
Figura 2.19. Voltaje de entrada y decaimiento en un medio polarizable	

debido a una onda cuadrada de corriente (SEG, Mining Geophysics, V2)	31
Figura 2.20. Arreglo Wenner	35
Figura 2.21. Arreglo Dipolo-Dipolo (Bodmer, 1968)	36
Figura 2.22. Efectos de electrodo. Arreglo Dipolo-Dipolo (Geopublication Associates, IP, v. I, 1976)	37
Figura 2.23. Configuración polo-dipolo (basado en: D-D, Bodmer, 1968)	38
Figura 2.24. Efectos de electrodo (Geopublication Associates, IP, v. I, 1976)	39
Figura 2.25. Arreglo Gradiente (Geopublication Associates, IP, v. I, 1976)	40
Figura 2.26. Efectos de electrodo. Arreglo Polo-Dipolo y Gradiente (Comparación de un perfil AB). (Geopublication Associates, IP, v. I, 1976)	41
Figura 2.27. Efectos de electrodo. Comparación de arreglo Dipolo-Dipolo y Polo-Dipolo (Geopublication Associates, IP, v. I, 1976)	41
Figura 2.28. Efectos de electrodo. Comparación de arreglos Dipolo-Dipolo y Polo-Dipolo (Geopublication Associates, IP, v. I, 1976)	42
Figura 2.29. Función de sensibilidad (Rodríguez, 2005)	46
Figura 3.1. Electrodo de potencial con base de porcelana porosa	54
Figura 3.2. Ruido telúrico, mostrando una ráfaga de micropulsaciones penetrando la tierra (Sumner, 1972)	57
Figura 3.3. Espectro del ruido electromagnético (Sumner, 1972)	57
Figura 3.4. Señal extraída de un registro de ruido telúrico realizado en 1992 en el norte de Québec con un dipolo NS de 100 m	58
Figura 3.5. Configuraciones de electrodos produciendo acoplamiento EM, a) positivo y b) negativo. Los valores de cargabilidad $V_s(t)$ normalizados (curvas debajo) permiten reconocer fácilmente y filtrar eventualmente este tipo de ruido	60
Figura 3.6. Configuración de electrodos a) maximizando y b) minimizando el acoplamiento EM	61
Figura 3.7. Método de extrapolación para eliminar el acoplamiento EM de los datos de PI (Hohmann, 1990)	63
Figura 3.8. Características de la señal de voltaje	67
Figura 3.9. Efecto de la topografía sobre las líneas de corriente y potencial	70
Figura 3.10. PI negativo por efectos geométricos superficiales (Geopublication Associates, IP, v. I, 1976)	71
Figura 3.11. PI negativo debido a factores geométricos (Geopublication Associates, IP, v. I, 1976)	72
Figura 3.12. Efecto negativo IP de un cuerpo subaflorante situado entre dos dipolos (Sumner, 1985)	73
Figura 4.1. La estación 00 es la localizada al inicio del extremo SW	

de la línea medida del prospecto Mapimí con dipolos de 150m. El segmento medido para la realización de las pruebas es de 1200 m	77
Figura 4.2. Principales componentes de un estudio de PI/Resistividad	80
Figura 4.3. Logística del levantamiento en campo, prospecto Mapimí, línea 1000	82
Figura 4.4. Logística del levantamiento de campo, prospecto Geomara, línea 400	84
Figura 5.1. Intensidad de corriente inyectada promedio de cada dipolo de transmisión	89
Figura 5.2. Pseudosecciones geofísicas de la diferencia de fase. En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio	91
Figura 5.3. Pseudosecciones geofísicas de la fase desacoplada (3 puntos). En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio	92
Figura 5.4. Pseudosecciones geofísicas de resistividad aparente. En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio	93
Figura 5.5. Voltaje primario comparado (Al vs Cu) en cada nivel	95
Figura 5.6. Pseudosecciones geofísicas del voltaje primario (Vp). En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio	95
Figura 5.7. Nivel de ruido comparado (Al vs Cu) en cada nivel, (Error Estándar de la Media)	97
Figura 5.8. Pseudosecciones geofísicas del Error Estándar de la Media (SEM). En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio	97
Figura 5.9. Relación señal/ruido comparado (Al vs Cu) en cada nivel, (I/SEM)	99
Figura 5.10. Pseudosecciones geofísicas de la relación señal/ruido (I/SEM). En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio	99
Figura 5.11. Relación señal/ruido comparado (Al vs Cu) en cada nivel, (Vp/SEM)	101
Figura 5.12. Pseudosecciones geofísicas de la relación señal/ruido (Vp/SEM). En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio	101
Figura 5.13. Pseudosecciones geofísicas con el mayor de los mayores y el menor de los menores del levantamiento con aluminio del prospecto Mapimí	103

Figura 5.14. Pseudosecciones geofísicas con el mayor de los mayores y el menor de los menores del levantamiento con cobre del prospecto Mapimí	103
Figura 5.15. Sección geofísica del levantamiento con aluminio. De la parte superior hacia abajo se muestra el modelo diferencia de fase, resistividad eléctrica, factor metálico y sección geológica	106
Figura 5.16. Sección geofísica del levantamiento con cobre. De la parte superior hacia abajo se muestra el modelo diferencia de fase, resistividad eléctrica, factor metálico y sección geológica	107
Figura 5.17. Sección geofísica del levantamiento con aluminio. De la parte superior hacia abajo se muestra el modelo de fase desacoplada (3 puntos), resistividad eléctrica, factor metálico y sección geológica	110
Figura 5.18. Sección geofísica del levantamiento con cobre. De la parte superior hacia abajo se muestra el modelo de fase desacoplada (3 puntos), resistividad eléctrica, factor metálico y sección geológica	111
Figura 5.19. Modelo de diferencia de fase y fase desacoplada eliminando valores negativos de los datos levantados con aluminio del prospecto Mapimí	113
Figura 5.20. Modelo de diferencia de fase eliminando valores negativos y el modelo de diferencia de fase con los valores negativos de los datos levantados con aluminio del prospecto Mapimí	114
Figura 5.21. Modelo de fase desacoplada eliminando valores negativos y el modelo de fase desacoplada con los valores negativos de los datos levantados con aluminio del prospecto Mapimí	114
Figura 5.22. Intensidad de corriente promedio inyectada de cada dipolo de transmisión, prospecto Geomara	115
Figura 5.23. Pseudosecciones geofísicas de de la diferencia de fase. En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio	117
Figura 5.24. Pseudosecciones geofísicas de fase desacoplada (3 puntos). En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio	118
Figura 5.25. Pseudosecciones geofísicas de resistividad aparente. En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio	119
Figura 5.26. Voltaje primario comparado (Al vs Cu) en cada nivel	120
Figura 5.27. Pseudosecciones geofísicas del voltaje primario (Vp). En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio	121

Figura 5.28. Nivel de ruido comparado (Al vs Cu) en cada nivel, (Error Estándar de la Media)	122
Figura 5.29. Pseudosecciones geofísicas del Error Estándar de la Media (SEM). En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio	122
Figura 5.30. Relación señal/ruido (I/SEM) comparado (Al vs Cu) en cada nivel de asignación	124
Figura 5.31. Pseudosecciones geofísicas de la relación señal/ruido (I/SEM) En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio	124
Figura 5.32. Relación señal/ruido (Vp/SEM) comparado (Al vs Cu) en cada nivel de asignación	126
Figura 5.33. Pseudosecciones geofísicas de la relación señal/ruido (Vp/SEM). En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio	126
Figura 5.34. Pseudosecciones geofísicas con el mayor de los mayores y el menor de los menores del levantamiento con aluminio del prospecto Geomara	128
Figura 5.35. Pseudosecciones geofísicas con el mayor de los mayores y el menor de los menores del levantamiento con cobre del prospecto Geomara	128
Figura 5.36. Sección geofísica del levantamiento con aluminio. De la parte superior hacia abajo se muestra el modelo diferencia de fase, fase desacoplada y resistividad	131
Figura 5.37. Sección geofísica del levantamiento con cobre. De la parte superior hacia abajo se muestra el modelo diferencia de fase, fase desacoplada y resistividad	132
Figura 5.38. Modelo de fase desacoplada eliminando valores negativos y el modelo de fase desacoplada con los valores negativos de los datos levantados con aluminio del prospecto Geomara	134
Figura 5.39. Modelo de diferencia de fase eliminando valores negativos y el modelo de diferencia de fase con los valores negativos de los datos levantados con aluminio del prospecto Geomara	135
Figura 5.40. Modelo de fase desacoplada eliminando valores negativos y el modelo de fase desacoplada con los valores negativos de los datos levantados con aluminio del prospecto Geomara	135

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Comparación de diferentes arreglos de electrodos (Sumner, 1972)	44
Tabla 2. Profundidad media de investigación (Edwards, 1977)	48
Tabla 3. Señal V_p en mV/A medido en el receptor en un espacio-medio homogéneo de $94\Omega\text{-m}$ en función de diversos dispositivos de electrodos	66
Tabla 4. Profundidad teórica por cada nivel de acuerdo a Edwards (1977)	88
Tabla 5. Número de lecturas tomadas por nivel en la línea 1000 del prospecto Mapimí	88
Tabla 6. Estadísticas de comparación de la corriente inyectada con aluminio y cobre	89
Tabla 7. Lecturas de amarre utilizando electrodos fuente de aluminio	90
Tabla 8. Lecturas de amarre utilizando electrodos fuente de cobre	90
Tabla 9. Datos estadísticos del prospecto Mapimí	102
Tabla 10. Profundidad teórica por cada nivel de acuerdo a Edwards (1977)	113
Tabla 11. Número de lecturas tomadas por nivel, línea 400	113
Tabla 12. Promedio de la Intensidad de corriente de cada dipolo de transmisión	114
Tabla 13. Estadísticas de comparación de la corriente inyectada con aluminio y cobre	114
Tabla 14. Datos estadísticos del prospecto Geomara	127

ESTUDIO COMPARATIVO EMPLEANDO ELECTRODOS FUENTE COBRE/ALUMINIO EN LA PROSPECCIÓN DE PI/RESISTIVIDAD

RESUMEN

Se efectuaron dos estudios de PI/Resistividad en el dominio de la frecuencia comparando cobre y aluminio como materiales conductores en electrodos fuente con el fin de analizar si es posible mejorar la calidad de las lecturas, las ventajas e inconvenientes de utilizar estos materiales y para dar a conocer que los *electrodos fuente también juegan un papel importante en la calidad de los datos*. El primer estudio se realizó en el prospecto Mapimí, Durango, México, un yacimiento tipo skarn de exploración de cobre, con valores de resistividad de hasta 500 Ohm-m, se utilizó el método dipolo-dipolo hasta seis niveles de medición ($n=6$) con dipolos de 150 m y manejando 8 electrodos fuente. El segundo estudio se realizó en el prospecto Geomara en la cordillera sur del Perú, en un yacimiento epitermal de alta sulfuración de exploración de oro, con valores de resistividad de hasta 1000 Ohm-m, se utilizó el método dipolo-dipolo hasta seis niveles de medición ($n=6$) con dipolos de 100 m y manejando 6 electrodos fuente.

En cada prospecto, para el primer estudio se utilizó aluminio en los electrodos fuente, material que utilizan muchas brigadas de exploración por ser muy práctico, pero sobre todo por ser muy económico sin importar la resistencia de contacto y el efecto eléctrico, problema que resuelven utilizando agua salada pues sólo se trata de inyectar corriente al subsuelo. El segundo estudio se realizó utilizando placas de cobre con las mismas características de competencia, material que es superior en características eléctricas y mecánicas pero que no es conveniente en términos económicos en un costo inicial. Los resultados muestran que es recomendable utilizar como electrodos fuente placas de cobre ya que se incrementa tanto la corriente inyectada al subsuelo como la relación señal/ruido. La diferencia de costo de los materiales se compensa con la calidad de los datos que conduce a una mejor calidad de prospección geofísica.

INTRODUCCIÓN

A pesar de que la magnetometría ha sido la técnica geofísica empleada en los últimos dos siglos en exploración minera, la polarización inducida desde sus comienzos en la década de los 50 ha sido más ampliamente utilizada en la detección de mineralizaciones conductivas, dada la gran atención y aceptación de ser una herramienta útil tanto por sus aplicaciones como por sus posibilidades de utilización simultánea con la medición de resistividad. Sin embargo, cada vez existe una mayor exigencia del método por la actual necesidad de caracterizar el subsuelo buscando amplias zonas de mineralización pero *a mayores profundidades*. Los actuales equipos han evolucionado para obtener mayor sensibilidad en la variación de conductividad y resistividad del subsuelo, pero aun existen varios problemas que limitan su éxito, como la geología, la topografía del terreno y el alto ruido ambiental. También es primordial la experiencia en cuanto a las técnicas de campo ante tales situaciones que no suelen ser muy favorables. En los métodos de PI/Resistividad a veces no es suficiente utilizar estacas sino que es necesario hacer hoyos como electrodos fuente con materiales conductores que inyecten corriente al subsuelo con el mínimo de pérdidas para alcanzar grandes profundidades. Es necesario utilizar materiales que sean inalterables a la humedad y a la acción química del terreno, que además de ser buenos conductores sean razonablemente económicos (no como la plata o el oro) y los primeros candidatos son el *cobre* y el *aluminio*.

Aunque el cobre es superior en características eléctricas y mecánicas, la utilización del aluminio ha sido generalizada por las ventajas que ofrece, tal como su peso liviano y sobre todo por ser más económico que el cobre, sin embargo, esto no quiere decir que sea lo mejor. En el tema de electrodos para las mediciones de PI/Resistividad generalmente se habla sólo de electrodos de recepción, del modo de uso y cuidado e incluso de los que son recomendables como los electrodos no polarizables. No se toma en cuenta que los electrodos fuente también son importantes para obtener mejores resultados. Tampoco existen estudios con rigurosidad científica en electrodos fuente acerca de la mejor manera de hacer un buen contacto entre un material conductor y el terreno para inyectar corriente al interior del subsuelo con el mínimo de pérdidas o bien de su mejor desempeño. El objetivo del presente trabajo es analizar si se pueden mejorar las lecturas de PI/Resistividad comparando con electrodos fuente *cobre/aluminio* analizando las ventajas e inconvenientes de utilizar estos materiales, así como dar a conocer que los *electrodos fuente también juegan un papel importante en la calidad de los datos*.

1 POLARIZACIÓN INDUCIDA Y EXPLORACIÓN MINERA

1.1. Desarrollo Histórico del método de P. I.

El método de "Polarización Inducida" PI es una de las más importantes y poderosas técnicas geofísicas desarrolladas en la detección de depósitos minerales. Aún hoy, el mecanismo del fenómeno químico de PI no está completamente comprendido. El crédito para el descubrimiento del fenómeno de PI se le ha otorgado a Conrad Schlumberger, quien alrededor de 1911 en Francia, empezó a reconocer el efecto de PI en las rocas y el suelo, cuando la geofísica comenzaba a ser considerada como una herramienta en la prospección de minerales. Comenzó sus estudios en los años 1919-1920 sobre un yacimiento de sulfuros, observando que el voltaje no decae a cero inmediatamente después de que se interrumpe la corriente y en 1920 publicó su primer trabajo describiendo los métodos eléctricos de prospección, en el cual, en el capítulo VIII describió tal fenómeno al que llamó "Polarisation Provoquée".

En los años de 1920 a 1932 no se hicieron investigaciones del fenómeno, sin tomar en cuenta el descubrimiento de Schlumberger pues él mismo desiste de ampliar su conocimiento acerca del fenómeno por la poca capacidad de los instrumentos de medición que él había diseñado, ya que era difícil medir las señales con precisión. Además, en 1913 había descubierto el método del auto potencial, el cual era menos complejo y más fácil de explotar.

Entre los años de 1932 y 1935 Weiss y Muller proponen un método de exploración basado en fenómenos electroquímicos.

En 1940 Potapenko y Peterson proponen aplicar PI en la detección de petróleo pero posiblemente por las características pobres de los instrumentos de medición del fenómeno, resultó poco exitoso.

En 1941 Dakhnov menciona la posible aplicación del método para la exploración de sulfuros.

Evjen propone utilizar su patente en los años de 1943 a 1948 a lo que él llamó el método Elfex, mencionando que algunas formaciones tenían una constante dieléctrica de 10^8 - 10^{11} veces la constante dieléctrica del vacío, usando corriente alterna de muy baja frecuencia.

En 1946 la compañía Newmont Exploration Ltd con soporte de la Radio Frequency Laboratories de Boonton, Nueva Jersey, comienzan una larga cadena de experimentación de equipo y técnicas de campo. De aquí en adelante comenzaron a tomarse con más seriedad; Arthur Brant preocupado por lograr un balance entre las investigaciones teóricas, estudios de modelos, mediciones de las propiedades de las rocas y la instrumentación, comenzó a conformar en 1949, un excepcional grupo proveniente principalmente de la universidad de Toronto.

En 1949 Wait desarrolló muchos estudios de PI, incluyendo el efecto por acoplamiento electromagnético, la variación de la respuesta esperada con el tamaño de grano, la forma y orientación y la transformación de curvas de la respuesta en tiempo a frecuencia. El dominio de la frecuencia, teóricamente fue investigada por el mismo.

De 1949 a 1952 Seigel desarrolla las expresiones matemáticas del fenómeno de PI en el dominio del tiempo para muchos tipos de cuerpos, incluyendo capas, contactos y diques. El término “cargabilidad”, referido como “m”, podría ser atribuido a él mismo. En 1950 todas las mediciones de PI se hicieron en el dominio del tiempo y el mismo Seigel en conjunto con Collett, demuestran en núcleos de roca con sulfuros, que la resistividad aparente disminuye al aumentar la frecuencia.

En el Massachusetts Institute of Technology (MIT), Madden, Marshall, Hallof y Ness, desarrollan la técnica de PI en AC (corriente alterna), dominio de la frecuencia, estudiando también los efectos de fondo e incluso el fenómeno de PI en minerales no metálicos; de ello nacen los términos de “Polarización de Membrana”, “Polarización de Electrodo”, “Factor Metálico” (MF) y “Efecto de Frecuencia en Porcentaje” (PFE). Madden desarrolla las pseudosecciones en 2D, que permiten separar los parámetros geométricos laterales y verticales, y mostrar los datos de los puntos medidos.

Entre los años de 1953 a 1958, Vacquier, Frische y Buttlar aplican el método de PI en la exploración de agua subterránea, editando una serie de curvas de polarización aparente para un medio estratificado de dos capas.

Mientras tanto, durante los 50 el alemán Buchheim trabajó en la teoría de PI, para distinguir las mineralizaciones diseminadas y masivas probando con la técnica del dominio de la frecuencia en venas mineralizadas en Suecia.

La Compañía General de Geofísica (CGG) realiza los primeros estudios comerciales para agua y minería en los años de 1957 a 1959.

Cuando Hallof y McLaughlin pasan a formar parte de McPhar Geophysics Limited en 1959-1963, son los primeros en manufacturar equipo y proporcionar servicios en Norteamérica con capacidad para hacer mediciones resistividad compleja (amplitud y fase) al igual que Zonge Engineering and Research Organization. Posteriormente la McPhar Geophysics Limited en asociación con Phelps Dodge y John Sumner, producen el primer equipo comercial en dominio de la frecuencia.

Collet y Katsube en 1973, investigan las características eléctricas de varios minerales y el grafito, estudios que siguieron Klein y Shuey y que se extendieron al fenómeno de los efectos no lineales de sulfuros a bajas densidades de corriente. Siguiendo estas investigaciones, Pelton en 1978 encontró dos parámetros espectrales, cargabilidad y tiempo constante, mostró una amplia variación entre tipos de mineralización y aplicó el modelo Cole-Cole.

Pelton, Ward, Hallof, Sill y Nelson realizan una investigación y hacen un aporte muy importante de la polarización inducida espectral para discriminar el tamaño de partículas, orientación, volumen y tipo de mineral asociado a una roca.

Otros avances en el desarrollo del método de PI es el método de polarización inducida magnética (MIP), que mide los campos magnéticos asociados con el flujo de corriente galvánica, tendiendo a enfatizar los efectos altamente conductivos de los cuerpos u otras características sobre todo en áreas donde el *overburden* es altamente conductivo o donde es difícil tener una buena resistencia de contacto de los electrodos y los estudios podrían hacerse en vehículos o incluso en helicópteros.

En los últimos años la industria petrolera ha experimentado con la técnica de PI para la detección de anomalías geoquímicas creadas por la presencia de mineralizaciones de pirita distribuida en las capas someras sobre las reservas de hidrocarburos, problemas de ingeniería y en ambiental.

El desarrollo hasta aquí mencionado ha llegado a ser un largo camino del fenómeno de PI desde el descubrimiento de Conrad Schlumberger en 1911 y su transformación como una herramienta práctica en exploración por el equipo de Newmont, dirigido por Arthur Brant. Por lo tanto sólo se mencionaron a quienes proporcionaron las ideas originales, pero hay muchos más que se omitieron, pero sin dejar de reconocerlos ya que sólo fue una pequeña reseña del desarrollo histórico del método. Nuevos desarrollos y refinamientos del mismo dependerán en la evolución tecnológica y en la demanda de yacimientos minerales y de productos energéticos en el futuro.

1.2. Exploración minera

Hasta el comienzo de los años 60, la resistividad eléctrica era la principal técnica geofísica que utilizaba un campo artificial para la búsqueda de *stocks* sulfurados. Posteriormente los métodos electromagnéticos (EM) sustituyeron a los anteriores por ser más fáciles de aplicar e interpretar cuantitativamente (y menos costosos). Por otro lado una buena parte de los yacimientos de metales base y casi la totalidad de yacimientos de metales preciosos son de naturaleza no conductiva. Los metales buscados pueden, en efecto, estar directamente asociados a minerales metálicos, ya sean diseminados, en *stocks* muy pequeños o discontinuos por ser detectados por un método electromagnético. Sabemos que los métodos electromagnéticos exigen una continuidad eléctrica de *stocks* sulfurados que no se pueden encontrar más que en algunos yacimientos. La polarización inducida (PI) ayuda a la resistividad eléctrica y a las técnicas electromagnéticas para la detección de *stocks* no conductores de minerales con brillo metálico.

La principal ventaja de PI en exploración minera es la sensibilidad a las concentraciones (basta 0.5% por volumen) de mineral con brillo metálico tal como la pirita, calcopirita, esfalerita, bornita, galena, magnetita y grafito. Muchas estructuras geológicas potencialmente económicas con poca o ninguna respuesta a los métodos magnéticos o electromagnéticos pueden ser detectadas por PI, por ejemplo:

- Pórfidos de cobre (Cu, Au)
- *Stockwork*
- Estructuras auríferas (zonas de cizallamiento o fallas que encierran sulfuros diseminados)
- Detección de una aureola de sulfuros diseminados o de filones (*stringers*) alrededor de un yacimiento profundo de sulfuros masivos (de tipo vulcanogénico por ejemplo).

Existen varios casos donde las concentraciones masivas de mineral con brillo metálico no son percibidas como conductoras eléctricas. Ni conductor, ni inducción electromagnética, ni anomalía electromagnética. Su ocurrencia presenta una o más de las características siguientes:

Mineralización rica en esfalerita. La esfalerita es un mineral metálico mal conductor. En comparación, la pirita y la calcopirita son alrededor de 100000 veces más conductivas. Además mientras aumenta la concentración zinc en la composición de la esfalerita, esta

se vuelve más resistente eléctricamente. Pero la esfalerita es polarizable y siempre esta asociada a otros minerales polarizables.

Bandas/stocks mineralizados discontinuos. Para tener la presencia de un conductor eléctrico detectable por los métodos electromagnéticos, la mineralización debe ser estrictamente continua. Desafortunadamente ciertas mineralizaciones (ejemplo: depósitos estratiformes) se presentan bajo la forma de *stocks* o de bandas de sulfuros macizos discontinuos. Si la mineralización no está interconectada, el depósito no será conductor al sentido eléctrico y no será cubierto por un método electromagnético.

Granos aislados. Para que una mineralización sea considerada eléctricamente continua, los “granos” de sulfuro deben de estar interconectados. Algunos procesos geológicos tales como la recristalización y/o la alteración hidrotermal modifican la textura de la mineralización, ya sea separando los granos de sulfuro o precipitando un mineral (ejemplo: sílice) lo cual actuará como una banda aislante entre los granos, dando lugar a una mineralización no conductiva. Un resultado anómalo de una prueba con un Ohm-m sobre una mineralización masiva de sulfuros puede, por esta razón, ser desconcertante.

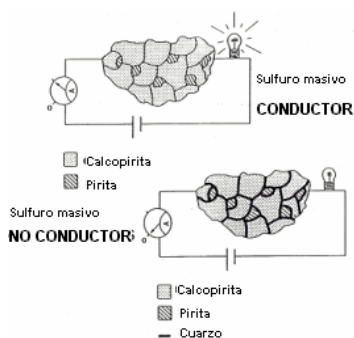


Figura 1.1. Ilustración de mineralización sulfurada conductiva y no conductiva.

La galena merece una especial atención. Aún cuando esta forma una mena masiva, no siempre tiene una buena continuidad eléctrica, porque los cristales son a veces separados por un espesor microscópico de matriz aislante o a veces por una guía carbonatada, en este último caso la PI puede dar buenos resultados.

En estos casos, la PI es una técnica geofísica eficaz para detectar estos sulfuros masivos dado que:

- Es sensible a los contrastes de resistividad, no está restringida a la detección de conductores eléctricos en el sentido absoluto del término.
- La respuesta en PI es proporcional a la superficie total de *stocks* de minerales con brillo metálico, que estén interconectados o no.

El efecto de PI es igualmente eficaz para discriminar los conductores electrónicos (metálicos), conductores electrolíticos (iónico, tales como las zonas de fallas, morrenas), lo cual a veces es débil para el método electromagnético.

Mediante ciertas técnicas se pueden discriminar las diferentes fuentes de anomalías de PI (PI espectral), lo cual es muy útil para:

- Mapeo de zonas de alteración argílica en la parte superior del basamento cristalino (contexto porfírico por ejemplo);
- Descubrir la respuesta de sulfuros bajo la saprolita.
- Separar las anomalías causadas principalmente por esquistos gráfiticos provenientes de sulfuros.
- Detectar minerales económicos en un ambiente fuertemente polarizable como el caso de un masivo de serpentina.
- La técnica de PI puede ser utilizada en perforación para aumentar los alcances de su información.

Como referencia del trabajo de L. S. Collett (1959), se puede hacer una lista de algunos minerales polarizables en grado decreciente (Figura 1.2): Calcocita, chispas de cobre, pirita-calcopirita, grafito, bornita, molibdenita, galena, magnetita, malaquita.

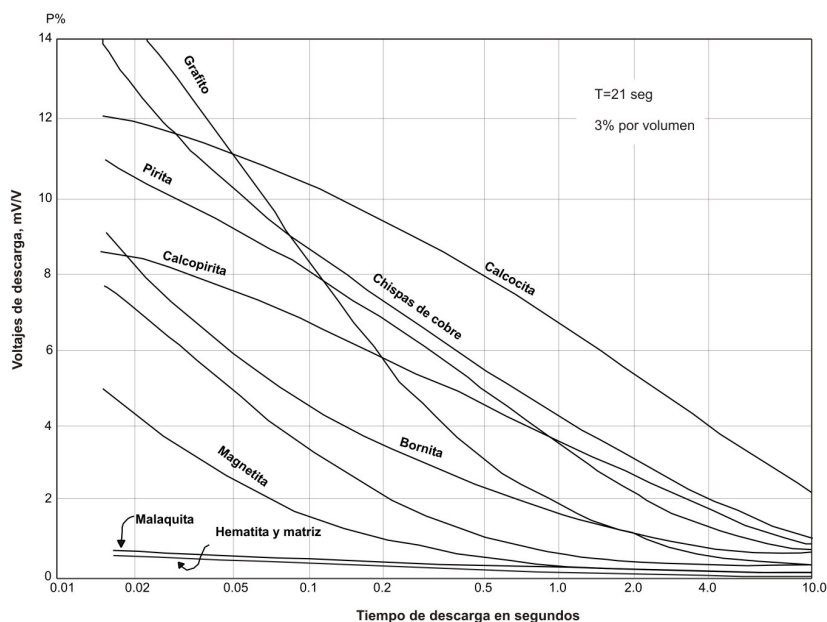


Figura 1.2. Respuesta de PI para diferentes minerales metálicos y no metálicos (Collett, 1959).

Los sulfuros y el grafito (desafortunadamente este último) polarizan más fuerte que los óxidos. La calcopirita, usualmente unas diez veces más que la magnetita, dos veces más que la bornita y casi dos veces menos que la calcocita. Algunos tipos de minerales planos

(sericita) y arcillas (montmorillonita) polarizan también aunque débilmente. Para controlar el efecto del grafito, los instrumentos más perfeccionados (Newmont) integran los voltajes secundarios en un período que comienza 450 milisegundos después de cortada la corriente (PI en dominio de tiempo, que se verá más adelante); como la descarga del grafito se produce intensamente antes de los primeros 450 milisegundos, el medir con retardo permite obtener lecturas más altas con sulfuros.

Los valores de polarizabilidad que generalmente se buscan son alrededor de 40-60%. Aún pequeñas cantidades de minerales diseminados dentro de una masa de roca (poco volumen en porcentaje) podrían sustancialmente incrementar su polarizabilidad (alrededor de 10-20%) debido a que el fenómeno de PI es del tipo “área-superficie”, esto es, que los valores más altos se consiguen donde hay mayor número de partículas de sulfuros o donde existe gran fracturación o brechamiento de un depósito masivo.

Es por eso que el fenómeno de PI es especialmente atractivo por su sensibilidad inherente: penetración ajustable a voluntad y relación lineal aproximada con la proporción de sulfuros por volumen, se puede predecir con cierta exactitud la cantidad aproximada por volumen que se va a encontrar. La relación de valores de PI con porcentaje de sulfuros es bastante precisa cuando se trata de yacimientos grandes, sean pórfidos o regularmente masivos, pero no lo es cuando lo que se explora son vetas, cuerpos o mantos de pequeñas dimensiones relativas.

Hemos visto que la PI no da información en la naturaleza del mineral buscado y por lo tanto ciertas dificultades podrían encontrarse en la selección de anomalías. Con el grafito, magnetita y pirita (cuando ésta no es prospectada), hay un riesgo de seleccionar anomalías de PI sin interés comercial. Por lo tanto, la PI con ayuda de la geología debe ser muy cuidadosa para usar un proceso de eliminación, considerando lo siguiente:

- geología y tectónica del sitio
- el tamaño de las masas mineralizadas en relación a su profundidad
- el promedio de resistividad de la roca en general o circundante
- la forma, tamaño y echado de las anomalías de PI
- los métodos complementarios: magnético (si la magnetita está presente), geoquímica (esencialmente un método directo y selectivo)
- cualquier trabajo minero llevado a cabo antes o después del estudio geofísico, habilitando el análisis de muestras y núcleos (incluyendo el análisis de minerales conductivos no comerciales)

2 FUNDAMENTOS BÁSICOS DE PI/RESISTIVIDAD

2.1 Fundamentos del método eléctrico en corriente directa

2.1.1 Ecuaciones fundamentales

Considerando un flujo continuo de corriente en un medio conductor, las ecuaciones de Maxwell se reducen para un campo eléctrico

$$\nabla \cdot \vec{J}(x, y, z) = I\delta(x - x_s, y - y_s, z - z_s) \quad (2.1)$$

$$\nabla \times \vec{E}(x, y, z) = 0 \quad (2.2)$$

$$\vec{J}(x, y, z) = \sigma(x, y, z)\vec{E}(x, y, z) \quad (2.3)$$

Donde I es la corriente inyectada al terreno (ecuación 2.1), la ecuación 2.3 es la ley de Ohm, (x, y, z) son coordenadas de campo y (x_s, y_s, z_s) son coordenadas de la fuente.

Las técnicas geofísicas generalmente tienen que repartirse en distribuciones 3D de las propiedades físicas. Por lo tanto las siguientes derivaciones son dadas en las tres dimensiones espaciales x , y y z . Aunque las ecuaciones sólo son aplicables para el flujo de corriente continua, pueden ser usadas para representar los efectos de corrientes alternas (AC) de bajas frecuencias. El campo electrostático puede ser descrito por el gradiente del potencial eléctrico U , como consecuencia de la ecuación 2.2

$$\vec{E} = -\nabla U \quad (2.4)$$

Combinando las ecuaciones 2.4 en 2.3 y ambas en la ecuación 2.1

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla U) = -I\delta(x - x_s, y - y_s, z - z_s) \quad (2.5)$$

La solución numérica de esta ecuación puede ser utilizada para modelar la distribución de potencial dentro de un conductor arbitrario en un semiespacio.

Para un medio homogéneo e isotrópico, el campo eléctrico debido a una carga puntual puede ser derivado analíticamente. Integrando la ecuación de continuidad 2.1 sobre un volumen esférico y aplicando el teorema de divergencia de Gauss, resulta una integral de superficie de la densidad de corriente \vec{J} . Sustituyendo \vec{J} de la ley de Ohm en 2.3 e integrando sobre la superficie de una esfera con radio r produce:

$$E(r) = \frac{I\rho}{4\pi r^2} \vec{r}_u \quad (2.6)$$

De la cual es fácil demostrar que:

$$U(r) = \frac{I\rho}{4\pi r} \quad (2.7)$$

La ecuación 2.7 describe el potencial debido a una fuente puntual dentro de un espacio homogéneo a una distancia r del punto de inyección de corriente. Las técnicas de resistividad usan generalmente electrodos desplegados sobre la superficie. Para estos casos, la ecuación 2.7 se expresa como

$$U(r) = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (2.8)$$

debido a que sólo es la mitad del espacio.

Para permitir que la corriente fluya a través de un medio conductor, podría colocarse, de forma teórica, el otro electrodo de corriente en el infinito. Para la determinación de las superficies de resistividades se necesita conocer la distribución del potencial y la corriente suministrada (ver la ecuación 2.11). Dados dos electrodos de corriente A y B como en la figura 2.1 y aplicando la ecuación 2.12, el potencial para un punto cualquiera M es:

$$U_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right] \quad (2.9)$$

Donde r_1 es la distancia entre M y A y r_2 es la distancia entre M y B.

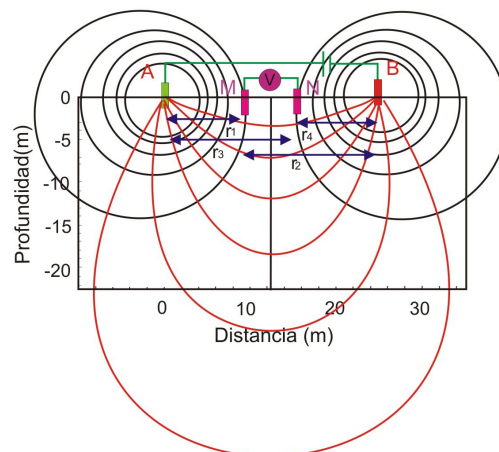


Figura 2.1. Líneas de corriente (rojo) y de potenciales.

Para medir la diferencia de potencial se necesitan dos electrodos. Teóricamente los electrodos de inyección A y B pueden ser usados para medir la respuesta de la señal. Sin embargo, la resistencia de transición entre los electrodos y la superficie puede ser influenciada por las medidas en un comportamiento desconocido (Stummer, 2003).

Se necesitan un par de electrodos para medir la diferencia de potencial en un arreglo de cuatro electrodos, que son usados comúnmente en sondeos de corriente directa (CD). Sustrayendo el potencial del punto N del M, la diferencia de potencial ΔU entre M y N:

$$\Delta U = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right] = \frac{I\rho}{K} \quad (2.10)$$

donde r_3 es la distancia entre N y A y r_4 es la distancia entre N y B. Donde K sólo contiene las distancias entre los electrodos, que es llamado el "facto geométrico" y depende sólo de la distribución de los electrodos. Finalmente, acomodando la ecuación 2.10, obtenemos:

$$\rho = K \frac{\Delta U}{I} \quad (2.11)$$

Para la tierra homogénea, esta ecuación produce valores que varían de acuerdo con el arreglo geométrico usado en la superficie. Los valores obtenidos de la ecuación 2.11 para un subsuelo no homogéneo son llamados resistividades aparentes ρ_a .

2.1.2 Resistividad aparente

La ecuación 2.11 es la base fundamental del método geoelectrico y permite obtener de una manera sencilla la resistividad eléctrica ρ del subsuelo.

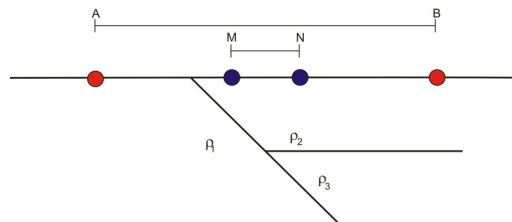


Figura 2.2. Heterogeneidades del subsuelo.

Si se realizan mediciones para obtener la intensidad de corriente inyectada por los electrodos A y B (figura 2.2), y medimos los potenciales inducidos entre los electrodos M y N, aplicando la fórmula anterior, resultará una resistividad ficticia, que se denominó resistividad aparente ρ_a , que no será exactamente igual a la resistividad ρ_1 verdadera de la zona del electrodo A, ni la ρ_2 bajo los electrodos M, N y B, sino que dependerá de ρ_1 , ρ_2 y ρ_3 .

La resistividad aparente es la variable experimental básica en todos los estudios geoelectricos. De este modo, la expresión general de la resistividad aparente del subsuelo, tendrá la forma:

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta U}{I} \quad (2.12)$$

Donde: ρ_a = Resistividad aparente del subsuelo [Ohm-m],

K = constante del dispositivo geoelectrico (factor geométrico) [m],

ΔU = Voltaje medido [V],

I = Intensidad de corriente medida [Amperes].

Cuando se habla de resistividad, es importante observar si se trata de la resistividad aparente o de la resistividad verdadera del medio donde circula la corriente. La resistividad aparente y la resistividad verdadera sólo coinciden cuando el subsuelo es absolutamente homogéneo, sin heterogeneidades.

La palabra “aparente” es usada para denotar el hecho de que los valores medidos (cargabilidad aparente y resistividad aparente) son una función del volumen del subsuelo bajo los sensores y el arreglo geométrico y no es el verdadero valor en el punto de observación. Los valores verdaderos son determinados en el proceso de interpretación con la ayuda del modelado en la computadora.

En la figura 2.3 se ilustra uno de los principios básicos de las prospecciones geoelectricas: *a mayor longitud del dispositivo mayor penetración en el subsuelo*. El caso (a) de la figura muestra como para separaciones pequeñas de electrodos, la corriente está virtualmente confinada a la zona (ρ_1) más superficial. En el caso (b), cuando los electrodos se abren más, alargándose así la longitud del dispositivo, la penetración en el subsuelo se incrementa, proporcionando más información sobre (ρ_2).

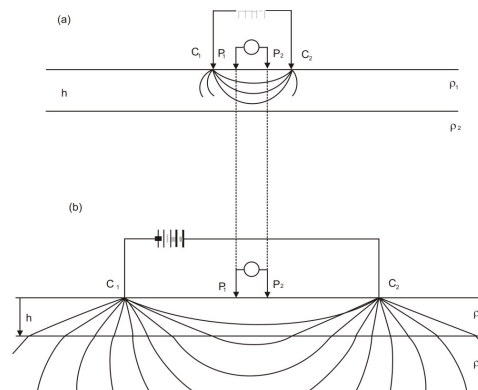


Figura 2.3. Principio de penetración de los dispositivos geoelectricos.

2.1.3 Principio de reciprocidad

Es considerado un principio muy importante en los levantamientos de PI/Resistividad. Este principio enuncia que el potencial medido no se altera si se intercambian los electrodos fuente y de recepción, es decir, que si los electrodos de corriente intercambian sus posiciones con los de potencial, todo permanece igual y el coeficiente del dispositivo

permanece invariable, esto es, que podemos invertir el rol de los electrodos de corriente y de potencial sin afectar las mediciones resultantes.

Para un medio homogéneo de resistividad ρ , los coeficientes K_1 y K_2 del primero y segundo dispositivos, según la expresión siguiente:

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (2.13)$$

de esta manera,

$$K_1 = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (2.14)$$

$$K_2 = 2\pi \left(\frac{1}{MA} - \frac{1}{NA} - \frac{1}{MB} + \frac{1}{NB} \right)^{-1} \quad (2.15)$$

Teniendo en cuenta que $AM=MA$, $AN=NA$, etc.,

Se podría sacar la conclusión de que $K_1 = K_2$.

Entonces de las ecuaciones 2.14 y 2.15 en la ecuación 2.12 se concluye que

$$\frac{\rho_{a,1}}{\rho_{a,2}} = \frac{\Delta U_1}{\Delta U_2} \quad (2.16)$$

El principio de reciprocidad establece que las diferencias de potenciales son iguales, es decir, $\Delta U_1 = \Delta U_2$, cuando la intensidad de la fuente es la misma ($I_1 = I_2$). El principio de reciprocidad está relacionado a la reciprocidad de la función de Green que enuncia

$$G(\vec{r}_1, \vec{r}_2) = G(\vec{r}_2, \vec{r}_1) \quad (2.17)$$

que una fuente puntual dejada en \vec{r}_1 produce un efecto en un punto \vec{r}_2 que es el mismo sí la fuente estuviera en \vec{r}_2 y se calculara su efecto en \vec{r}_1 .

En prospección eléctrica se puede considerar que los electrodos puntuales son fuentes impulsivas dejadas en $Z = 0$, entonces el potencial producido por dicha fuente produce un efecto en $\vec{r}_2 (U_1(\vec{r}_2))$, que al intercambiar la fuente ahora localizada en \vec{r}_2 , produce en \vec{r}_1 un potencial igual $\vec{r}_1 (U_2(\vec{r}_1))$. Al aplicar entonces el principio de superposición se deduce que

$$\Delta U_1 = \Delta U_2 \quad (2.18)$$

Al sustituir la ecuación 2.18 en la ecuación 2.16 se deduce que las resistividades aparentes son iguales

$$\rho_{a,1} = \rho_{a,2} \quad (2.19)$$

Para el caso en que la intensidad de corrientes sean distintas $I_1 \neq I_2$, los potenciales observados difieren, sin embargo, al normalizar los potenciales con respecto a la corriente $\frac{U_1}{I_1}$ y $\frac{U_2}{I_2}$ es como si se considerara que en ambos casos la intensidad de la

fuente es unitaria, entonces, del principio de reciprocidad se tiene que

$$\frac{U_1}{I_1} = \frac{U_2}{I_2} \quad (2.20)$$

De las ecuaciones 2.12, 2.14 y 2.15 para el caso $I_1 \neq I_2$ se puede establecer que

$$\frac{\rho_{a,1}}{\rho_{a,2}} = \frac{\frac{\Delta U_1}{I_1}}{\frac{\Delta U_2}{I_2}} \quad (2.21)$$

Que conduce, al considerar a la ecuación 2.20 a la misma ecuación 2.19.

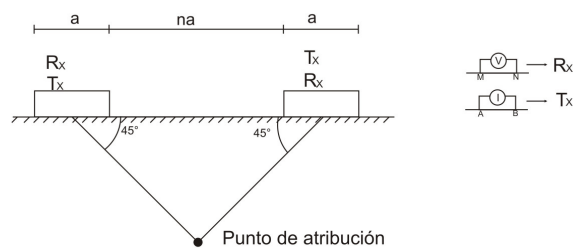


Figura 2.4. Principio de reciprocidad.

La imaginación de los geofísicos es muy fértil, existe cerca de una veintena de maneras de disponer los electrodos con el fin de efectuar las medidas de PI/Resistividad.

*Cuando no se cumple el principio de reciprocidad podría pensarse que el problema es por anisotropía eléctrica, sin embargo, **el principio de reciprocidad es para cualquier medio sin importar la intensidad de la señal**, el problema se debe a corrientes parásitas o ruido ambiental que no fue compensado o un potencial espurio momentáneo que el equipo no compensó. Sólo es un problema de toma de datos.*

2.2 Fundamentos del método de polarización inducida

2.2.1 Origen del fenómeno de PI

El primero que se refirió al fenómeno de polarización inducida fue Schlumberger, quien alrededor de 1911, cuando realizando un estudio de resistividad sobre una masa de piritas al enviar una corriente I al terreno a través de un par de electrodos de inyección, encontró que la diferencia de potencial ΔV medida no caía bruscamente al interrumpir el circuito, sino que tardaba cierto tiempo en desaparecer, siguiendo una curva de forma exponencial, pero respecto del mecanismo que regula el fenómeno de PI, fue propuesto por Marshall y Madden en 1959, el cual establece que cuando una corriente es pasada por una roca da lugar a una separación de cargas que ocasionan gradientes eléctricos opuestos al flujo de la corriente causando un efecto de polarización.

Los efectos de polarización inducida ocurren siempre cuando en una determinada masa de terreno sobre la que se efectúan las mediciones, existan conductores metálicos e iónicos a la vez, en caso contrario, la cantidad de la corriente se relaciona con el potencial sólo por la resistencia óhmica de algunas formaciones rocosas penetradas. Los conductores iónicos o electrolíticos son aquéllos que conducen la electricidad por medio de iones (figura 2.5), los cuales llenan los espacios impregnados de agua de las rocas, tal es el caso de los silicatos. Los conductores metálicos o electrónicos son aquellos que conducen la electricidad por medio de electrones; los conductores electrónicos naturales incluyen la mayoría de los sulfuros, algunos óxidos y el grafito. El fenómeno llamado **polarización electrónica** surge de la acción de bloqueo o polarización de conductores electrónicos en el medio de conducción iónica, y ocurre precisamente en las interfaces en donde el modo de conducción cambia de iónica a electrónica.

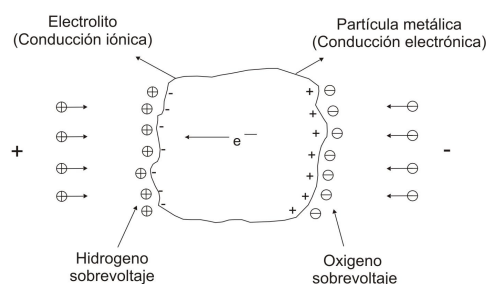


Figura 2.5. Conducción iónica y electrónica. (SEG, Mining Geophysics, V1).

La figura 2.6 ilustra el fenómeno de polarización, en la cual, se aprecia una sección de terreno en la que se introduce una corriente continua por medio de un par electrodos de A y B, observándose que en la capa (a) la corriente es transmitida por los iones de los electrolitos presentes en los poros de las rocas de esa capa; mientras que en la capa (b) el paso de iones es interrumpido por mineral metálico, mismo que conduce la corriente

por medio de electrones. Esto implica que en la parte izquierda de entrada de corriente se acumulan iones positivos y los negativos en la parte derecha por donde sale la corriente. Las cargas iónicas formadas crean un voltaje que tiende a oponerse al flujo de corriente que cruza la partícula y ésta se dice que está polarizada.

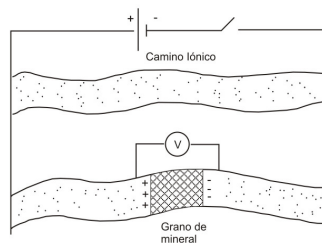


Figura 2.6. Fenómeno de polarización de electrodos en los contactos mineral-electrolitos (Orellana, 1974).

Cuando se interrumpe la corriente sigue existiendo en un cierto tiempo t , un voltaje residual debido a que estas cargas iónicas depositadas sobre las cargas (lados) de las partículas se difunden lentamente dentro de los poros del electrolito. Este voltaje residual que decrece rápidamente con el tiempo es el que origina el efecto de polarización inducida (figura 2.7).

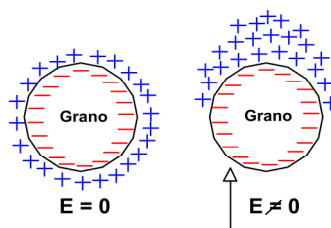


Figura 2.7. Distribución de iones al paso de una corriente eléctrica y al corte de la misma (Slater).

Se recurre al tipo de **polarización de membrana** para poder explicar los efectos de PI que se observa cuando no existen en el terreno minerales de tipo metálico. Tiene su origen en la presencia de partículas de arcilla.

La superficie de cada partícula de arcilla está cargada negativamente y por ello atrae iones positivos de los electrolitos presentes en los conductores capilares del agregado arcilloso. Se forma entonces una capa doble eléctrica en la superficie de la partícula de arcilla (figura 2.8) y la concentración de iones positivos es máxima en la superficie de la partícula de arcilla. Si la zona cargada positivamente persiste a suficiente distancia dentro de los capilares, rechazan con eficacia a otros iones positivos y actúa como una membrana impermeable que impide el movimiento de iones a través de los capilares. Al circular una corriente eléctrica por la arcilla, los iones positivos se desplazan pero al interrumpir la corriente las cargas positivas se distribuyen en su disposición previa de equilibrio. El proceso de redistribución se manifiesta como una disminución de voltaje entre los electrodos en contacto con la arcilla.

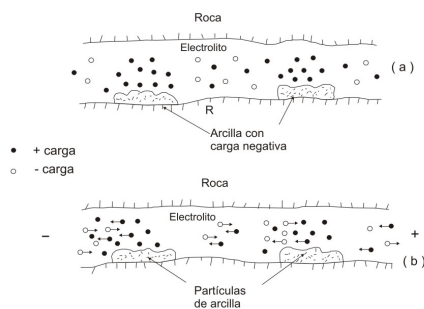


Figura 2.8. Efectos de polarización de membrana. (a) Distribución normal de iones en un poro de arenisca; (b) en un poro de arenisca debido a un voltaje aplicado (Telford, 1976).

La existencia de la polarización de membrana complica la interpretación de las observaciones de PI debido a que sus efectos no necesariamente implican la presencia de minerales conductores electrónicos.

Concluyendo, el efecto de cargabilidad es la representación del contenido del mineral diseminado afectado por una carga externa que con respecto al tiempo, determina el voltaje almacenado, esto es, que el fenómeno de PI es del tipo “área-superficie”; los valores más altos se consiguen donde hay mayor número de partículas de sulfuros o donde existe gran fracturación o brechamiento de un depósito masivo. Con algunos aparatos modernos se puede incluso determinar las variaciones en el tamaño de las partículas por medio de la fase y la frecuencia.

Las técnicas empleadas en el terreno para realizar estudios de PI semejan en muchos aspectos a las empleadas para los estudios de resistividad. Si se introduce una corriente eléctrica en el subsuelo por medio de dos electrodos, se crea un campo eléctrico que por efecto óhmico causa caídas de tensión que pueden ser medidas en la superficie usando otros dos electrodos de contacto. Existen tres diferentes técnicas para medir los efectos de polarización inducida en la exploración minera.

- a) Dominio del tiempo
- b) Dominio de la frecuencia
- c) Técnica de la fase (Resistividad Compleja)

Las técnicas a y b constituyen los métodos antiguos, mientras que la c fue desarrollada y perfeccionada en un tiempo más reciente.

2.2.2 Modalidades del método de PI

2.2.2.1 Dominio del tiempo

El método de PI en el dominio del tiempo investiga la variación espacial y temporal del campo eléctrico secundario en el subsuelo, que es causado por pulsos rectangulares de

la corriente galvánica causada al pasar dentro del subsuelo a través de un par de electrodos enterrados.

En esta técnica, el efecto de PI es detectado como un pequeño voltaje de decaimiento después de que se interrumpe una corriente continua (figura 2.9), esto es, que puede ser registrada o medida la curva correspondiente a la caída de voltaje, siendo que el voltaje no decae automáticamente a cero sino que lo hace de manera exponencial, siendo a lo que se le llama el “voltaje secundario” V_s o residual y el voltaje primario V_p medido justo antes de esa interrupción y habiendo tenido su máximo (aquí se lee el transitorio, es decir, cuando ya no hay fuente operando y para un tiempo en que el campo primario se ha desvanecido).

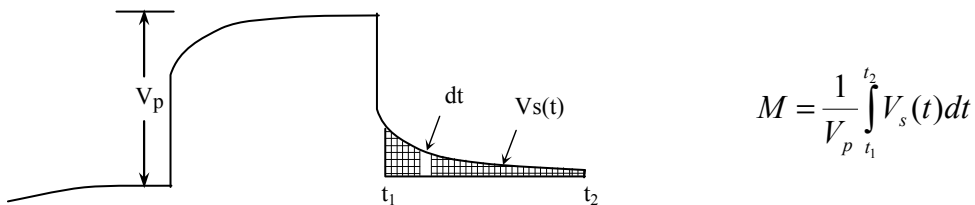


Figura 2.9. Definición de cargabilidad (dominio de tiempo).

El voltaje secundario, por ser tan pequeño, se expresa generalmente en milivolts (mV), mientras que el voltaje primario se expresa en volts (V).

El voltaje secundario puede ser medido en un solo punto después de la interrupción de la corriente, pero es mejor integrarlo durante un cierto periodo de tiempo, lo que equivale a calcular el área bajo la curva de descarga. Esta manera de calcular el voltaje secundario permite obtener una medida más confiable de la concentración de los minerales metálicos en las formaciones rocosas que han sido penetradas por la corriente.

No es posible medir el potencial al momento de la interrupción de la corriente puesto que la señal se ve afectada por el acoplamiento EM, para esto, es necesario utilizar información a tiempos más tardíos e ignorando los intervalos de tiempo más cortos de la curva de decaimiento, es decir, el momento del muestreo debe de ser lo suficientemente retardado para que los efectos debidos a las corrientes electromagnéticas inducidas en el terreno hayan desaparecido, pero también suficientemente inmediata, para que el voltaje secundario no haya caído por debajo de la sensibilidad del instrumento.

El concepto de cargabilidad como medida de PI fue introducido por Seigel (1959), quién postulo que todos los fenómenos de polarización que se producen en un medio que dificulta el paso de la corriente, pueden representarse por una distribución en volumen de dipolos de corriente eléctrica (pilas en miniatura) cuya intensidad sea proporcional a la

densidad de corriente (corriente por unidad de superficie) en el centro del elemento de volumen. El factor de proporcionalidad fue llamado por él como cargabilidad m .

En su trabajo, Seigel (1959) mostró que sobre un medio heterogéneo compuesto de n capas con diferentes materiales la cargabilidad aparente η_a se relaciona a la resistividad aparente por

$$\eta_a = \sum_{i=1}^n \eta_i \frac{\partial \log \rho_a}{\partial \log \rho_i} \quad (2.19)$$

Donde: η_i =cargabilidad en la i -ésima capa

ρ_i =resistividad de la i -ésima capa

Seigel proporcionó la validez de

$$\sum_{i=1}^n \frac{\partial \log \rho_a}{\partial \log \rho_i} = 1 \quad (2.20)$$

De las ecuaciones 2.19 y 2.20 se puede obtener $\frac{\eta_a}{\eta_1}$

$$\frac{\eta_a}{\eta_1} = 1 + \sum_{i=2}^n \frac{\partial \log \rho_a}{\partial \log \rho_i} \left[\frac{\eta_i}{\eta_1} - 1 \right] \quad (2.21)$$

Si la expresión teórica de la resistividad aparente ρ_a es conocida, entonces la expresión correspondiente para obtener la cargabilidad aparente de $\frac{\eta_a}{\eta_1}$ puede ser obtenida.

Si se usa la integral de tiempo, las unidades de m serían milivolts-seg/volts o milisegundos. Al normalizar los valores transitorios, m resultará un factor sin dimensión. Para un material isótropico y homogéneo, el valor de m es independiente del tamaño y forma del volumen muestreado y la distribución de los electrodos en él. Resulta por lo tanto, una verdadera propiedad física. Para un medio dado cualquiera, m depende del tiempo de excitación de la corriente primaria y del parámetro elegido en la curva transitoria medida.

Las mediciones hechas en el dominio de tiempo con una instrumentación adecuada permiten controlar muy bien la calidad y la fiabilidad de las lecturas e identificar con seguridad las anomalías débiles. Existe la posibilidad de identificar *in situ* la presencia de fuentes parásitas que pueden crear fácilmente una falsa anomalía (ruido telúrico, acoplamiento electromagnético, malos contactos, etcétera.) gracias a la normalización de la forma de la curva de descarga.

2.2.2.2 Dominio de la frecuencia

El voltaje máximo (V_p) medido a baja frecuencia (largo tiempo de inyección), en el dominio de la frecuencia es más grande que el medido a más alta frecuencia (figura 2.10). Con una corriente constante, podemos medir el efecto de PI utilizando diversas combinaciones de señales a diferentes frecuencias (2 frecuencias sucesivas (típicamente en 0.1 Hz y 10 Hz), 2 frecuencias moduladas, 2 armónicas).

El efecto de frecuencia (FE) permite cuantificar el efecto PI en el dominio de frecuencia y está definido por:

$$FE = \frac{(\rho_{a0} - \rho_{a1})}{\rho_{a1}} \quad (2.22)$$

ρ_{a0} =resistividad aparente a baja frecuencia

ρ_{a1} =resistividad aparente a alta frecuencia

Efecto de Frecuencia en Porcentaje (PFE)

$$PFE = FE * 100 \quad (2.23)$$

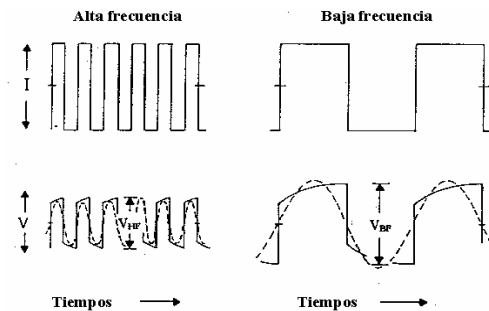


Figura 2.10. Formas de onda para el dominio de la frecuencia (técnica frecuencial).

Los voltajes o resistividades medidos en campo son las funciones complejas de la frecuencia $e^{i\omega}$, donde solamente las amplitudes de las respuestas son empleadas para obtener el FE.

Esta técnica es muy propensa al ruido, en la practica las frecuencias deben ser separadas por un factor de 10 como mínimo (ejemplo: 0.3 y 5 Hz) lo que es difícil debido a la presencia de corrientes parásitas, por ello, ya rara vez es usada e incluso ha sido remplazada por las mediciones de desfase.

2.2.2.3 Resistividad Compleja

En los últimos años se ha desarrollado una nueva técnica en las mediciones de PI, la cual es más sensitiva, rápida, menos costosa y con resultados más auténticos, teniendo a su vez las mismas ventajas que los métodos considerados actualmente como antiguos, siendo estos los de frecuencia variable y tiempo. La técnica nueva aludida anteriormente

se le conoce como “Resistividad Compleja” o CR (por su siglas en inglés: *Complex Resistivity*). En esta técnica la intensidad de polarización se manifiesta como un “retraso de fase”, entre la corriente enviada y el voltaje medido a través del subsuelo; así como el cambio de magnitud de la resistividad y fase cuando las mediciones son hechas en un determinado rango de frecuencias, ya que mide la variación de la resistividad con la frecuencia.

Holmer de la Konnect Exploration Services en 1967 comenzó a tratar de enfocarlo en la exploración de sulfuros, sin embargo, en 1973 cuando se empieza a difundir mediante el artículo publicado por Van Boris. En los años 1973-1974 McPhar Geophysics, Ltd desarrolló el equipo de PI multimodal para medir fase y efecto de frecuencia.

Zonge y Wynn (1975) han descrito al método de CR como una combinación de medidas eléctricas y de los parámetros típicos de PI tales como la resistividad aparente, el efecto de frecuencia en porcentaje y el ángulo de fase (o la cargabilidad equivalente), así como la respuesta de las rocas: información acerca de discontinuidades verticales y horizontales, cantidad aproximada y tipo de mineralización.

La medición de los parámetros: cargabilidad, PFE y desfase; sobre un espectro extendido de tiempo o de frecuencia, abre una vía a una discriminación de la naturaleza de fuentes polarizables en el origen de anomalías de PI.

Sabemos que un suelo que presenta un efecto PI no es puramente resistivo. En esta técnica, la diferencia en el ángulo de fase ϕ de la onda de recepción y la onda de transmisión es medida asumiendo que son senoidales y dado que por la complejidad de los fenómenos electroquímicos, da igualmente un retraso o desfase entre la corriente inyectada y el voltaje recibido. La resistividad se vuelve una cantidad compleja en el sentido matemático, con una cantidad en fase y otra en cuadratura con respecto a la corriente inyectada.

La fase en frecuencia es análoga al retraso en tiempo de la técnica en el dominio del tiempo. Matemáticamente hablando, la derivada de la fase respecto a la frecuencia es igual al tiempo de retardo, esto es:

$$\frac{d\phi}{df} = tr \quad (2.24)$$

Los campos eléctricos interactúan con los materiales conductores y producen corrientes eléctricas. Otro tipo de materiales llamados dieléctricos son afectados en diferente manera.

Los campos eléctricos provocan una redistribución de la carga en los dieléctricos sin removerla de la vecindad del átomo a moléculas. Los materiales dieléctricos se polarizan cuando el centro de masa y de carga no coincide. De una manera descriptiva muy general, todos los materiales tienen cargas móviles y confinadas, en las cuales, los campos eléctricos producen una corriente ($J = 10^{-2} \frac{A}{m^2}$) en condiciones constantes de temperatura y presión, la relación que existe entre la densidad de corriente J y el campo eléctrico E es lineal para cualquier roca. Esto permite que la relación entre J y E se exprese por una constante de proporcionalidad. Esta constante generalmente es una cantidad tensorial, pero para la mayoría de las rocas se le asigna un número y se convierte en un escalar.

La ecuación de Maxwell para el vector de campo magnético \vec{H} se expresa como

$$\nabla_x \vec{H} = \vec{J}_c + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (2.25)$$

Donde \vec{J}_c recibe el nombre de corriente de conducción y obedece a la ley de Ohm y $\frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$ recibe el nombre de corriente de desplazamiento eléctrico, es decir, que se puede referir a un vector de corrientes totales y se expresa como

$$\vec{J}_t = \vec{J}_c + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} = \sigma \vec{E} + \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (2.26)$$

donde ε es la permitividad dieléctrica. Entonces

$$\nabla_x \vec{H} = \vec{J}_t \quad (2.27)$$

Si las corrientes totales le expresan en el dominio de la frecuencia, considerando un termino $e^{-i\omega t}$ se tiene que

$$\vec{J}_t(\omega) = \sigma \vec{E}(\omega) - i\omega \varepsilon \vec{E}(\omega) \quad (2.28)$$

$$\vec{J}_t(\omega) = (\sigma - i\omega \varepsilon) \vec{E}(\omega) \quad (2.29)$$

La ecuación anterior es semejante en estructura a la ley de Ohm $\vec{J} = \sigma \vec{E}$, entonces se puede definir una conductividad compleja $\sigma_c(\omega)$ en función de la frecuencia

$$\vec{J}_t = \sigma_c(\omega) \vec{E}(\omega) \quad (2.30)$$

Donde

$$\sigma_c(\omega) = \sigma - i\omega\epsilon \quad (2.31)$$

El inverso de $\sigma_c(\omega)$ se conoce como la resistividad compleja

$$\rho_c(\omega) = (\sigma - i\omega\epsilon)^{-1} \quad (2.32)$$

siendo $\rho_c(\omega)$ la expresión final de CR. La ecuación 2.32 describe el comportamiento de la dispersión dieléctrica, describe la respuesta de cargas moviéndose libremente a distancias arbitrarias cuando una corriente continua es aplicada; la constante dieléctrica describe el movimiento de las cargas de su posición de equilibrio.

En otras palabras, cuando un campo eléctrico es aplicado, las cargas libres y confinadas oscilan. A bajas frecuencias las cagas libres responden en fase con el campo aplicado mientras que las confinadas no.

Utilizando algebra compleja, queda que la amplitud $|\rho(\omega)|$ y ángulo de fase $\phi(\omega)$ en las rocas es:

$$|\rho(\omega)| = \sqrt{[\text{Re}\{\rho(\omega)\}]^2 + [\text{Im}\{\rho(\omega)\}]^2} \quad (2.33)$$

$$\phi(\omega) = \text{ang tan} \frac{\text{Im}\{\rho(\omega)\}}{\text{Re}\{\rho(\omega)\}} \quad (2.34)$$

En la figura 2.11 se plasma gráficamente el comportamiento de $|\rho(\omega)|$ y $\phi(\omega)$

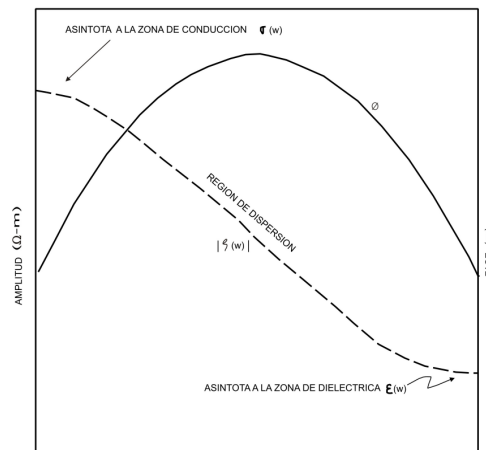


Figura 2.11. Representación gráfica de la resistividad compleja y fase (Practical Geophysics, v. II, 1992).

De este modo, el desfase se puede determinar de dos maneras (figura 2.12):

- Midiendo directamente el retraso en términos de porción de longitud de onda y del voltaje **V** con respecto a la corriente **I**.
- Descomponiendo el voltaje recibido en parte real (Re, en fase) e imaginario (Im, en cuadratura) y calculando las ecuaciones 2.33 y 2.34.

Estos valores son muy pequeños y sus medidas requieren de instrumentación muy sensible y precisa (sincronización por cable entre el emisor de corriente y el receptor de potencial con la ayuda de cristales muy precisos). Los levantamientos convencionales son normalmente efectuados a una sola frecuencia.

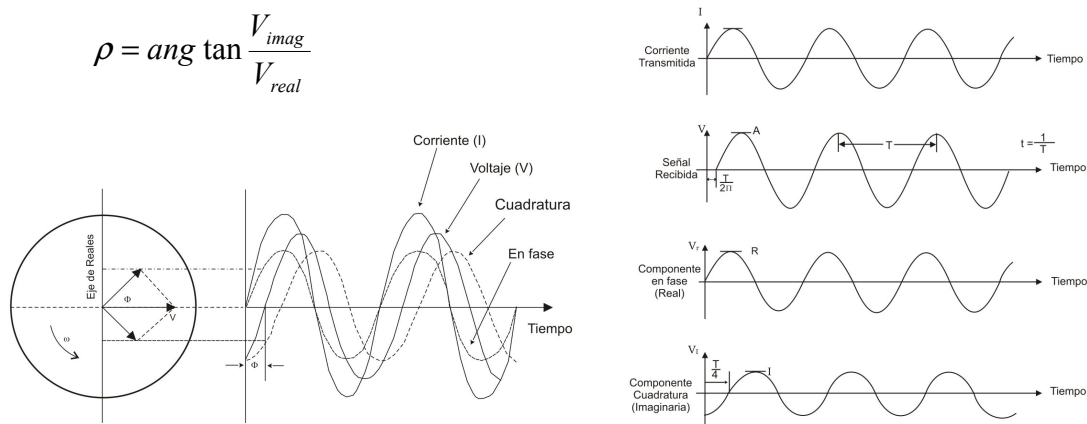


Figura 2.12. Definición del desfase y de las componentes en fase y en cuadratura del voltaje recibido ("PHASE IP").

Una frecuencia de transmisión en PI usualmente maneja una onda cuadrada completa de corriente para estimular la polarización del subsuelo. Esta onda cuadrada se compone de una distribución de frecuencias más altas (figura 2.13). Sin embargo, la mayor parte de la energía de las ondas cuadradas es contenida en la frecuencia fundamental (figura 2.14).

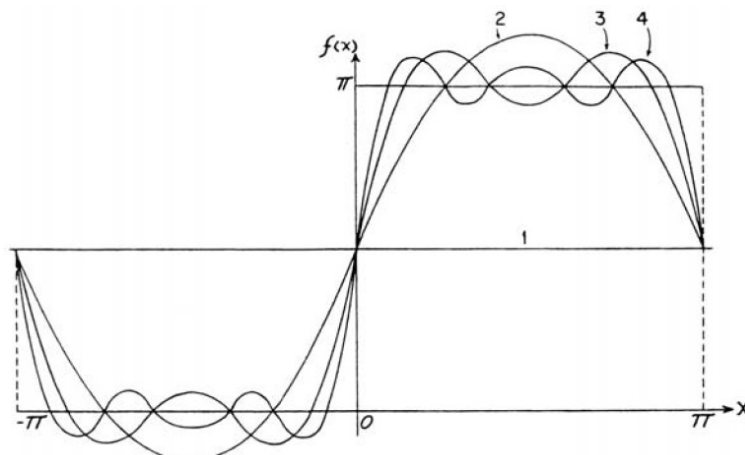


Figura 2.13. Componentes de Fourier de una onda cuadrada completa. Los números 1, 2, 3, etc., se refieren a una sumatoria sucesiva de términos de la expansión de Fourier (Sumner 1972).

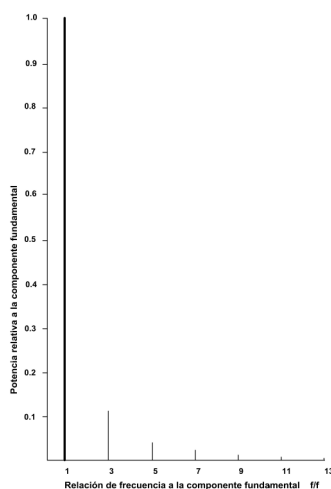


Figura 2.14. Espectro de potencia de una onda cuadrada completa (Sumner 1972).

Existen algunos inconvenientes cuando se trata de encontrar sulfuros diseminados: 1) éste es imposible de distinguir entre una respuesta verdadera de PI y una respuesta debida al acoplamiento EM (una función del arreglo geométrico, estratificación geológica, resistividad del subsuelo y la frecuencia de medición) y 2) fuentes económicas y no económicas no son distinguibles, por ejemplo, diferenciar entre sulfuros y arcillas.

Resistividad compleja es esencialmente una versión de multifrecuencia de PI. Su principal ventaja es que ayuda a discriminar entre ciertos tipos de materiales polarizables tal como la piritita, calcopiritita, grafito, arcillas y otras formas de alteración y puede proporcionar suficiente información para poder eliminar los efectos por acoplamiento electromagnético, esto es, que las respuestas eléctricas pueden ser separadas dentro de importantes categorías de anomalías causadas por mineralización económica, y pueden ser distinguidas de aquellas causadas por el acoplamiento EM, fuentes de polarización no económica, ruido cultural (alambres, cercas eléctricas, tubos subterráneos) y ambientes de ruido geológico.

2.2.2.4 PI Espectral

Las medidas de cargabilidad aparente permiten cuantificar los efectos de PI, sólo que no identifican la naturaleza de la fuente polarizable. Para ello, se debe identificar una propiedad intrínseca de la mineralización que se caracterizara no por la amplitud, sino por la forma de la curva de descarga de PI.

PI se describe primero como un fenómeno electroquímico, pero el proceso físico no ha introducido aún un modelo matemático. Sin embargo, se han concebido varios modelos matemáticos para describir los fenómenos dieléctricos de relajación, semejante a la descarga de un condensador.

Las medidas *in situ* hechas por Pelton (1978) tienden a confirmar que el espectro de PI está generalmente conformado por uno de estos modelos, uno de ellos es el Cole-Cole. Este modelo que se ajusta cómodamente a las mediciones del terreno, expresa adecuadamente el comportamiento en **frecuencia** de la polarización inducida. Se tradujo entonces al dominio del tiempo según los diferentes pasos de pulsos de corriente continua inyectada en el terreno. En la función de transferencia de Cole-Cole, $Z(\omega)$ que representa la impedancia compleja de un suelo está descrita por:

$$Z(\omega) = R_0 \left[1 - m \left(1 - \frac{1}{1 + (i\omega\tau)^C} \right) \right] [\Omega \cdot m] \quad (2.35)$$

Donde: R_0 : resistividad medida a la frecuencia cero ($\Omega \cdot m$)
 m : cargabilidad de Seigel (m V/V)
 τ : constante de tiempo Cole-Cole (segundos)
 C : Factor de dispersión (sin unidades)
 ω : frecuencia angular ($=2\pi \cdot \text{frecuencia en seg}^{-1}$)
 i : $\sqrt{-1}$

Al convolucionar esta función con una corriente, uno puede saber el voltaje medido de salida y conseguir diferentes curvas de descarga de potencial (fig. 2.15). Existe por consiguiente, para un espectro de datos de frecuencia, cuatro parámetros independientes que pueden expresar la polarización inducida de manera exhaustiva. De hecho, como el potencial secundario está dividido por el potencial primario y los dos son proporcionales a la resistividad aparente sólo tres parámetros subsisten: m , c y τ .

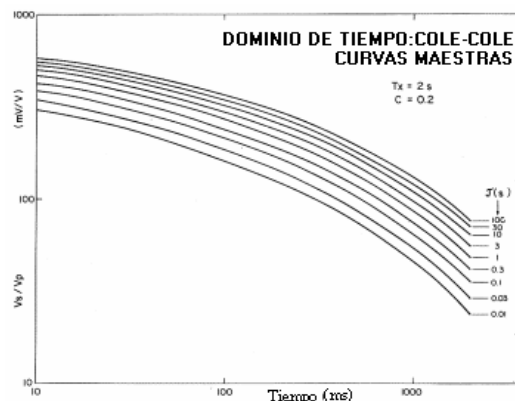


Figura 2.15. Curvas de descarga teóricas para $C=0.2$ y diferentes valores de τ calculados con el modelo Cole-Cole para una pulsación de 2 segundos (Johnson 1990)

Pelton (1978) y Vanhala (1992) demostraron la utilidad del PI espectral en el dominio del tiempo para la exploración minera. El PI espectral en el dominio del tiempo consiste en medir la cargabilidad sobre un espectro amplio con el fin de registrar la señal característica (forma de la curva de descarga) de varios tipos de mineralizaciones observadas en un ambiente dado. Los datos brutos se analizan según los parámetros de Cole-Cole (m , c y τ), utilizándose los resultados para interpretar las diferentes

características de la fuente. La respuesta espectral puede depender de la textura del mineral, del tamaño de grano metálico, del volumen, de la mineralogía, de la composición del electrolito o de la porosidad. Las diferencias en los espectros parecen venir sobre todo de la textura del mineral. Los espectros *in situ* pueden ser descritos por uno o dos modelos simples de relajación de Cole-Cole cuyos parámetros (m , c y τ) se describen a continuación:

C: La constante de dispersión influye en la convexidad general de la curva así como la intensidad de la polarización. Diagnostica la uniformidad de la dimensión del grano en el objetivo. Los valores típicos de **C** en el terreno varían de 0.1 (para un espaciado muy grande) a 0.6 (para un espaciado pequeño o de detalle). Varía poco con la dimensión de granos o el volumen del objetivo (0% de dilución).

m: La cargabilidad que se mediría inmediatamente después del corte de un pulso infinito de corriente. Los valores de **m** varían de 0 a 1 (0 a 1000 mV/V). Controla la altura de la curva de IP, recoge la información de todas las polarizabilidades medidas y pone en evidencia las masas polarizables. **m** aumenta con la reducción del tamaño de grano y el aumento de la concentración y el volumen de mineralización.

τ : La constante de tiempo es la duración requerida para la descarga del potencial en el dominio de tiempo por un factor de $1/e$ (figura 2.16). Se puede resolver variaciones de τ de 0.01 a 100 segundos. τ aumenta con la resistividad, el tamaño de los granos, la concentración y el volumen de mineralización.

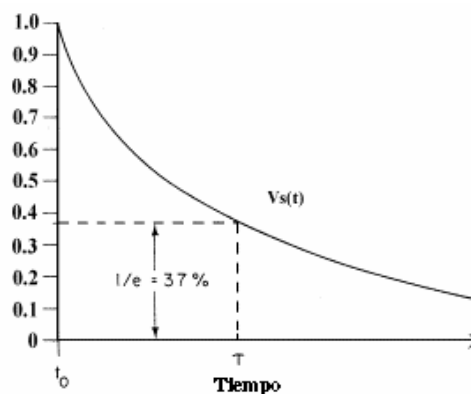


Figura 2.16. La Importancia de la constante de tiempo τ obtenida de aplicación del modelo de Cole-Cole a una curva de descarga de IP.

Se puede diferenciar el efecto de PI del acoplamiento EM con la ayuda de los parámetros de Cole-Cole. Un efecto de PI se traducirá en un valor débil de **c** y una constante de tiempo τ grande, mientras el acoplamiento EM produce valores elevados de **c** (>0.8) y valores muy débiles de τ . La presencia de conductores más continuos, tales como fallas,

son susceptibles a causar contrastes de cargabilidad muy abruptos que pueden estar acompañados del efecto por acoplamiento EM.

Las primeras pruebas y ensayos de esta técnica se desarrollaron en el dominio de la frecuencia por razones comerciales. El desarrollo de ecuaciones equivalentes en el dominio del tiempo y programas de inversión de Cole-Cole a partir de una curva de descarga han contribuido al renacimiento de PI espectral, que puede realizarse en el terreno por un costo cercano al clásico en comparación de un incremento de un factor de 5 a 10 del costo en el dominio de la frecuencia.

2.2.3 Equivalencia entre PI espectral/RC

En el dominio de la frecuencia se mide la salida de un sistema debida a una entrada conocida, el sistema sería una roca (fig. 2.17).



Figura 2.17. Relación de entrada-salida en dominio de frecuencia (SEG, Mining Geophysics, V2).

La relación entre la corriente enviada (entrada) y el voltaje medido (salida) para una fuente sinusoidal es

$$Ve^{-i\omega t} = ZIe^{-i\omega t} \quad (2.36)$$

ó

$$V(i\omega) = Z(i\omega)I(i\omega) \quad (2.37)$$

donde $Z(i\omega)$ es la impedancia de transferencia del sistema.

En el dominio del tiempo, aplicamos una onda cuadrada y medimos un decaimiento cuasi-exponencial del voltaje subsecuente al cesar la corriente enviada.

Usualmente el voltaje medido (voltaje secundario, salida) es integrado sobre un intervalo y dividido por el voltaje aplicado (voltaje primario) por los electrodos de corriente, esto implica que la expresiones en el dominio de la frecuencia correspondan al factor metálico o efecto de frecuencia en porcentaje, de esta manera tendríamos "cargabilidad" medida en milivolts-segundos por volt.

En realidad, es más apropiado considerar al voltaje de decaimiento como la suma de una serie de exponenciales

$$V = \sum_{n=1}^{\infty} A_n e^{-\alpha n t} \quad (2.38)$$

La relación entre la entrada (pulso de corriente cuadrada) y la salida (decaimiento exponencial) se muestra en la figura 2.18.

$$I(t) = \begin{cases} 1 & 0 < t < a \\ 0 & t > a, t < 0 \end{cases}$$

$$V(t) = \sum_{n=1}^{\infty} A_n e^{-\alpha n t} \quad (2.39)$$

La amplitud y la duración del pulso son seleccionadas cuando la mayor parte del decaimiento es terminado antes de un segundo, contrario, el pulso es transmitido. Podemos entonces escribir

$$V(t) = X(t)I(t) \quad (2.40)$$

Correspondiendo a la ecuación 2.37.

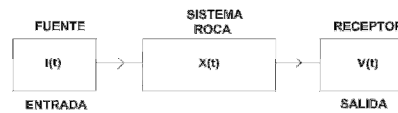


Figura 2.18. Relación de entrada-salida en dominio de tiempo. (SEG, Mining Geophysics, V2).

El voltaje de decaimiento subsecuente al cese de la corriente tiene la forma inversa del voltaje construido en la aplicación de la corriente (fig. 2.19). De esta manera podemos calcular la forma de $e(t)$, estudiando la respuesta del sistema a la función impulso $u(t)$ definida por

$$u(t) = \begin{cases} 1 & t > 0 \\ 0 & t < 0 \end{cases} \quad (2.41)$$

La relación de entrada y salida pueden entonces ser escritas

$$V(t) = A(t)I(t) \quad (2.42)$$

donde $A(t)$ ahora describe al sistema "roca" en términos de su respuesta a una función al impulso unitario de la corriente, esto es, una descripción en el dominio del tiempo. La transformada de Laplace relaciona $V(t)$ a $V(i\omega)$ e $I(t)$ a $I(i\omega)$ a través de

$$V(i\omega) = \delta[V(t)] \quad (2.43)$$

$$I(i\omega) = \delta[I(t)] \quad (2.44)$$

Tal que la ecuación 2.40 puede ser escrita

$$\delta[V(t)] = \delta[I(t)]Z(i\omega) \quad (2.45)$$

Desde que la transformada de Laplace de la función al impulso unitario $\delta[I(t)]_{impulso}$ es $1/i\omega$, podemos escribir

$$\delta[V(t)]_{impulso} = \frac{Z(i\omega)}{i\omega} \quad (2.46)$$

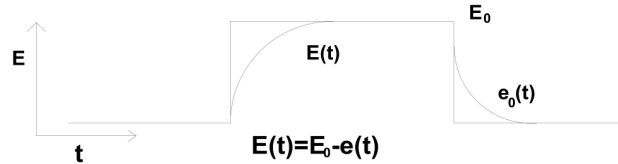


Figura 2.19. Voltaje de entrada y decaimiento en un medio polarizable debido a una onda cuadrada de corriente. (SEG, Mining Geophysics, V2).

Esto, describe en el dominio de la frecuencia la respuesta del sistema a la función impulso de la corriente y por lo tanto, debe ser relacionada a $A(t)$ a través de la transformada de Laplace

$$\frac{Z(i\omega)}{i\omega} = \int_0^{\infty} A(t)e^{-i\omega t} dt \quad (2.47)$$

o su inversa

$$A(t) = \frac{1}{2\pi i} \int_{-i\infty}^{i\infty} \frac{Z(i\omega)}{i\omega} e^{i\omega t} d(i\omega) \quad (2.48)$$

Esta última fórmula es obtenida con la transformada inversa de la ecuación 2.46, esto es

$$\delta^{-1} \delta[V(t)]_{impulso} = [V(t)]_{impulso} = A(t) = \delta^{-1} \frac{Z(i\omega)}{i\omega} = \frac{1}{2\pi i} \int_{-i\infty}^{i\infty} \frac{Z(i\omega)}{i\omega} e^{i\omega t} dt \quad (2.49)$$

La equivalencia en las mediciones de tiempo y frecuencia de este modo es demostrada, cualquier aproximación puede dar información describiendo el sistema roca.

Todo levantamiento de polarización inducida efectuado ya sea en el dominio del tiempo o en el dominio de la frecuencia y según las reglas dadas debería dar resultados equivalentes ya que responden al mismo principio físico.

Muchos geofísicos, hoy en día prefieren optar por los levantamientos en el dominio de la frecuencia porque mencionan que tiene mejor control del ruido EM y del efecto por acoplamiento EM. Aunque los efectos de acoplamiento EM afectan de igual manera estudios en el dominio de frecuencia como de tiempo. Ambos tiene técnicas para "eliminar" tales efectos - en el dominio de tiempo se hace utilizando información a tiempos mas tardíos donde se espera que acoplamiento EM ha sido reducido a cero y en

el dominio de frecuencia (normalmente) a través de una extrapolación de fase a cero frecuencia donde ya no podrían existir efectos de acoplamiento. En casos extremos ambos sufren en forma similar.

En el nuevo y muy novedoso PI profundo (de uno y hasta dos kilómetros de profundidad), la mayoría de los especialistas en PI prefieren hoy en día optar por los levantamientos en el dominio del tiempo, porque el ruido telúrico se puede controlar mejor con respecto al tiempo y no con la frecuencia. En el dominio de la frecuencia es el reto a dominar midiendo, se vuelve complejo porque la señal no tiene control en natural ni en frecuencia fija, es aleatoria y el voltaje puede variar en cualquier momento.

Desde un punto de vista práctico es conveniente adoptar la técnica del dominio de la frecuencia cuando la polarizabilidad se incrementa con la profundidad, mientras que la técnica del dominio del tiempo es más eficaz cuando la polarizabilidad decrece con la profundidad.

Con la transformada de Fourier, los datos en el dominio del tiempo pueden ser transformados al dominio de la frecuencia usando valores de resistividad a diferentes frecuencias. Para convertir de ángulo de fase –efecto de PI- en miliradianes o cargabilidad en milisegundos podría utilizarse

$$0.8 * \text{fase} = \text{cargabilidad} \quad (\text{Zonge et al. 1972}). \quad (2.50)$$

2.2.4 Factor Metálico (FM)

El factor metálico enfatiza el volumen de roca que es polarizable y conductiva para dar un contenido significativo de sulfuro o grafito, dando énfasis a los efectos de PI que ocurren por ejemplo, en depósitos de sulfuros concentrados o sulfuros con grafitos en zonas de fracturas.

En general, el factor metálico es una corrección hecha a los datos de PI aparentes, o a lo que algunos llaman: “datos crudos”. Simplemente consiste en dividir estos mismos por la resistividad aparente ρ_a obtenida en las mismas estaciones de medición, hablando de dato por dato. Esto es:

$$(FM)_a = (PI)_a / \rho_a \quad (2.51)$$

El numerador, es decir $(PI)_a$ podría ser la cargabilidad m_a o el efecto de frecuencia $(EF)_a$. Para mala fortuna es una corrección muy engañosa, pues supone arbitrariamente

que es una relación lineal entre $(PI)_a$ y ρ_a , que ciertamente no es verdad en todos los rangos de estas dos cantidades, por ello se maneja en porcentaje, multiplicándose la relación de FM por un factor de 100.

El factor metálico es un factor dimensional y es una mezcla de propiedades físicas, está por lo tanto, sujeto a variaciones relacionadas con cambios de formas y resistividades del medio ambiente bajo la investigación, en vez de simplemente depender de las características típicas de la polarización.

Por otro lado, el factor metálico es fácil de calcular y algunas veces puede ser útil en los análisis de los resultados de PI cuando se están investigando sulfuros masivos, por ello, algunos geólogos lo consideran indispensable con todos los datos corregidos, es decir, en conjunto con los modelos de PI/Resistividad para una primera aproximación.

Cuando se trabaja en ambientes de baja resistividad, el factor metálico es irrelevante y no es recomendable darle importancia en la interpretación debido a que los resultados generalmente no son muy confiables a menos que el modelo geológico sea un verdadero pórfido de cobre o un yacimiento tipo skarn, en donde existen sulfuros diseminados polarizables. Las zonas con presencia de materiales arcillosos se comportan como un conductor, generalmente entranpan la corriente y se obtienen valores con resistividades bajas y valores en cargabilidad de media a alta, esto es, que el factor metálico es engañoso porque está afectado directamente por la relación PI/Res, es decir, resistividades bajas con cargabilidades altas implicarían un factor metálico alto y resaltarían anomalías falsas en los modelos de los resultados finales pensándose en la presencia de sulfuros metálicos.

El factor metálico tiene algún mérito en el realce de anomalías de PI debido a la concentración de cuerpos metálicos, pero no debería ser tratado como indicador primario de las condiciones anormales de PI.

Hablando con propiedad, el factor metálico no es una dimensión física de PI, sino una dimensión de PI en función de la resistividad aparente. Esta corrección en ciertos casos puede mejorar la presentación de los resultados obtenidos puesto que existe una corrección "nosiva" entre resistividad y PI.

2.3 Configuraciones de medición

Se llama configuración de electrodos al patrón según el cual los electrodos de corriente y de potencial son dispuestos sobre el terreno para efectuar de manera conjunta los

estudios de resistividad y del efecto de PI en corriente continua. Algunos arreglos típicos son el dipolo-dipolo, polo-dipolo, polo-polo, gradiente, Schlumberger y Wenner.

Cualquier configuración puede ser usada en cualquier situación tomando en cuenta las consideraciones instrumentales y operativas de cada caso, sin embargo, seleccionando una de ellas de acuerdo a la geología regional y local se pueden conseguir resultados más eficientes y con menos probabilidades de encontrar efectos espurios, esto es, tomando ventaja de la situación del subsuelo, condiciones de estudio y el tipo de equipo a ser usado (tabla 1).

Cabe señalar que los datos observados al efectuar investigaciones de PI durante los periodos de carga, tanto en tiempo como en frecuencia, se utilizan para el cálculo de resistividad aparente, esto es, que un estudio de PI lleva implícito uno análogo de resistividades.

2.3.1 Wenner

La configuración Wenner (figura 2.20) es relativamente sensitiva a los cambios verticales en la resistividad del subsuelo bajo el centro del arreglo. Sin embargo es menos sensitiva a cambios horizontales a la resistividad del subsuelo.

En general, el arreglo es bueno para resolver cambios verticales (estructuras horizontales), pero relativamente pobre en la detección de cambios horizontales (limitado a estructuras verticales). Para esta configuración, la profundidad media de investigación es de aproximadamente 0.5 veces el espacio "a".

Comparada con otras configuraciones, la configuración Wenner tiene una moderada profundidad de investigación. La intensidad de su señal es inversamente proporcional al factor geométrico utilizado para calcular el valor de resistividad aparente.

Para la configuración Wenner el factor geométrico es $2\pi a$ es muy pequeño comparado con las otras configuraciones, no obstante, la intensidad de la señal es demasiado fuerte, algo de mucha importancia para estudios en áreas con alto ruido ambiental.

En estudios en 2-D existe una gran desventaja en esta configuración debido a que la cobertura horizontal es relativamente pobre a medida que el espaciamiento entre electrodos es incrementado, lo que podría ser un problema si se utiliza un sistema con un número pequeño de electrodos.

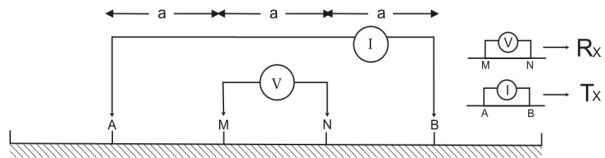


Figura 2.20. Arreglo Wenner.

$$\rho_a = 2 \cdot \pi \cdot a \frac{\Delta U}{I}$$

2.3.2 Schlumberger

En esta configuración, la disposición de los electrodos es igual que como la modalidad Wenner. Los electrodos de potencial M y N con una distancia fija "a", permanecen fijos mientras que los electrodos fuente A y B se van moviendo paulatinamente, incrementando la distancia entre ellos \overline{AB} . En esta configuración se debe cumplir la relación que $\overline{AB} \geq 5\overline{MN}$.

$$\rho_a = \frac{\Delta U}{I} \pi \frac{b(b+a)}{a} \approx \frac{\Delta U}{I} \pi \frac{b^2}{a}, \text{ si } a \ll b, b = na$$

La profundidad media de investigación es aproximadamente 10% más grande que la modalidad Wenner para la misma distancia entre electrodos fuente. La intensidad de la señal para esta modalidad es mucho más pequeña que la intensidad de la señal de la modalidad Wenner, pero más alta que en la modalidad dipolo-dipolo.

En cada incremento en los niveles para aumentar la profundidad de investigación de la modalidad Wenner, tiene 3 puntos de atribución menos que el nivel anterior, mientras que para la modalidad Schlumberger existe una pérdida de 2 puntos de atribución al aumentar el nivel. La cobertura horizontal es ligeramente más extensa que en la modalidad Wenner, pero mucho más reducida que la que se obtiene con la modalidad dipolo-dipolo.

2.3.3 Dipolo-Dipolo

Entre los diferentes arreglos de electrodo que se utilizan en los estudios de PI/Resistividad el dipolo-dipolo ha sido y todavía es uno de los más comúnmente usados ya que puede proporcionar en muchas instancias ventajas importantes sobre las configuraciones más convencionales como Schlumberger y Wenner.

La principal razón de utilizar dipolo-dipolo (fig. 2.21) es el de minimizar el acoplamiento inductivo entre los electrodos de transmisión y recepción cuando se realiza un levantamiento en el dominio de la frecuencia en estudios de PI (Marshall y Madden, 1959). Este acoplamiento inductivo se produce por la presencia del subsuelo, provocando voltajes spurious dependientes de la frecuencia en las mediciones. Tales voltajes

spurious son pequeños y sólo de importancia cuando se desea calcular el cambio de porcentaje en la resistividad entre dos frecuencias.

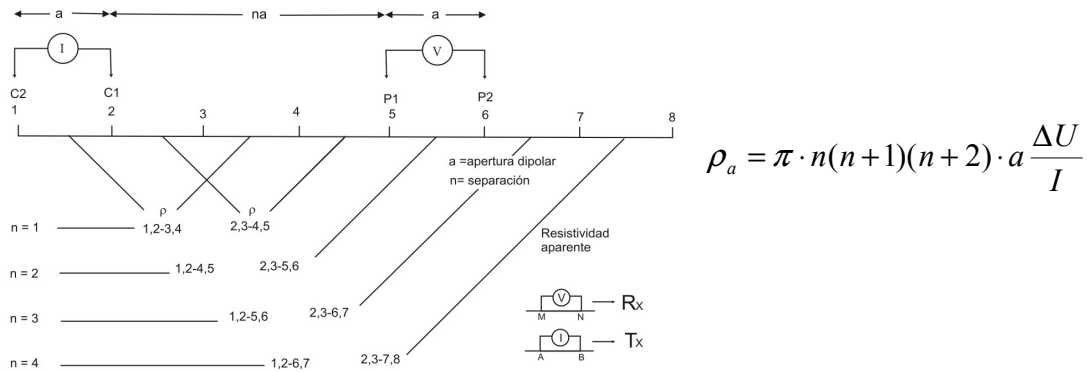


Figura 2.21. Arreglo Dipolo-Dipolo (Bodmer, 1968).

Los pares de electrodos de corriente son referidos a una secuencia de dipolos de transmisión o fuentes dipolares de longitud “a”, mientras que los pares de electrodos de potencial son referidos a una secuencia de dipolos de recepción de la misma longitud “a”, son colocados en la superficie del subsuelo; se aprecia que la separación entre ellos es un entero múltiplo “n” de la apertura dipolar “a”. Las dos aperturas dipolares “a” siempre permanecen constantes mientras que al ir variando los espaciamentos de “n” entre los dipolos y moviendo el arreglo lateralmente a lo largo de la superficie, la separación toma los valores “na”, donde n=1, 2, 3, etcétera.

La profundidad de exploración se regula por “n”, y a esta posición dada se asocian los parámetros de PI/Resistividad. La profundidad de exploración no depende de la geometría del arreglo electródico, sino del contraste de resistividades, cantidad del material polarizable y medida del objetivo en estudio, por ello no deben de tomarse en cuenta las secciones de los datos observados como profundidades verdaderas sino que deben llamarse pseudosecciones.

Para realizar la primera medición, el par de los electrodos de corriente (dipolo de transmisión) se posicionan en las posiciones 1-2 del esquema, mientras que el par de los electrodos de potencial (recepción) ocupan las posiciones 3-4. Las dos aperturas dipolares “a” permanecen constantes mientras su separación toma los valores “na”, donde n=1, 2, 3, etc., de manera que el factor de separación de los dipolos del dispositivo será n=1. Se realiza la medición de la intensidad I y el potencial ΔU , y se introduce en la expresión que se muestra en la fig. 2.21.

De este modo se obtiene el valor de ρ_a correspondiente a la pareja de posiciones 1-2 y 3-4. Desde el centro de estas posiciones se trazan sendas líneas a 45º, de manera que

en el punto en el que se corten, se asigna el valor de la resistividad aparente medida. A continuación se realiza la medición para la pareja de posiciones 1-2 y 4-5, trazando el punto correspondiente. Cuando se registre el valor de la pareja de posiciones 1-2 y 6-7, se pasará a medir la pareja 2-3 (corriente) y a la 4-5 (potencial). Siguiendo este proceso se traza una pseudosección de PI/Resistividad de todo el subsuelo, cuya representación tiene generalmente la forma de un trapecio.

Una posible desventaja de dipolo-dipolo es que la intensidad de la señal no es muy fuerte para valores grandes del factor "n". El voltaje es inversamente proporcional al cuadrado del factor "n". Esto nos indica que para la misma corriente, el voltaje medido por el receptor decae aproximadamente 200 veces cuando se incrementa el factor "n" de 1 a 6.

Existen muchas variantes en dipolo-dipolo como puede ser en distribución axial (colineal), perpendicular, radial, azimutal o paralelo. No existe ninguna configuración ideal, cada una tiene sus ventajas y desventajas.

Por el hecho de que este arreglo es simétrico, las anomalías de PI tienen un eje de simetría cuando los cuerpos polarizables son verticalmente simétricos y si existe una reciprocidad entre el dipolo emisor y el dipolo receptor, los valores de PI podrían ser idénticos cuando por las mismas posiciones de los dipolos, las funciones son intercambiadas.

La figura 2.22 muestra un ejemplo de una anomalía causada por un cuerpo polarizable en forma de un paralelepípedo. Se puede notar en este caso, una doble anomalía con una amplitud mínima sobre el objetivo.

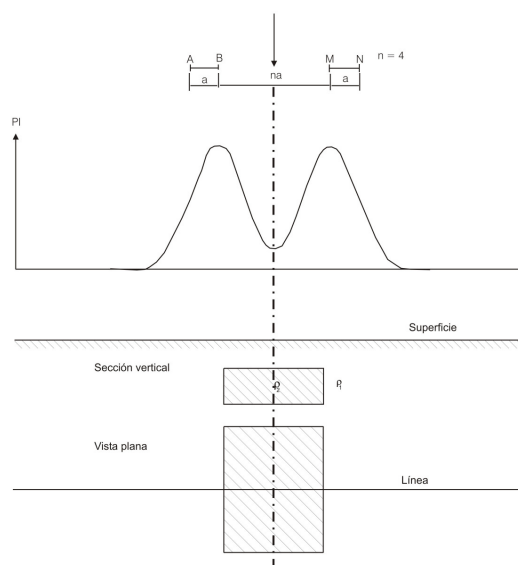


Figura 2.22. Efectos de electrodo. Arreglo Dipolo-Dipolo (Geopublication Associates, IP, v. I, 1976).

2.3.4 Polo-Dipolo

Esta configuración tiene una cobertura horizontal relativamente buena y una intensidad de la señal significativamente alta comparada con la del dipolo-dipolo y no es tan sensitiva al ruido telúrico como la modalidad polo-polo. A diferencia de otras configuraciones, polo-dipolo es una configuración asimétrica, esto es, que sobre estructuras simétricas las anomalías de resistividad y de PI aparente en la pseudosección son asimétricas. En algunas situaciones, la asimetría en los valores medios de resistividad y PI aparentes podría influenciar en el modelo obtenido después de aplicar la inversión.

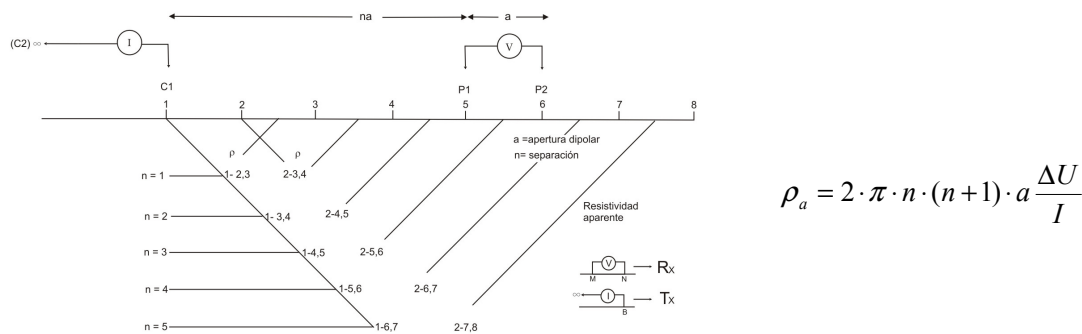


Figura 2.23. Configuración polo-dipolo (basado en: D-D, Bodmer, 1968).

La configuración polo-dipolo (fig. 2.23) requiere de un electrodo remoto, es decir, uno de los electrodos de corriente al infinito (C2), el cual debe estar localizado lo suficientemente lejos de la línea de medición. El efecto de este electrodo es aproximadamente proporcional al cuadrado del radio de la distancia del electrodo C1-P1 en la posición 1 y 5, respectivamente, a la distancia C2-P1. De esta manera, la configuración polo-dipolo es menos afectada por el electrodo de infinito comparada con la modalidad polo-polo (que veremos más adelante). Si la distancia del electrodo al infinito es cinco veces más grande que la distancia usada de C1-C2, el error causado por descuidar el efecto del electrodo de infinito es menor al 5% (el error exacto también depende en la localización del electrodo de potencial P2 para una medición en particular y en la distribución de la resistividad del subsuelo).

La intensidad de la señal de la configuración polo-dipolo es baja comparada con la configuración Wenner y Schlumberger, pero alta con respecto a la configuración dipolo-dipolo. La intensidad de la señal de la configuración polo-dipolo decrece con el cuadrado del factor "n"; efecto que no es tan severo como en el arreglo dipolo-dipolo, por ello, no es recomendable usar valores del factor "n" más grandes de 8 a 10. Cabe señalar que la apertura dipolar "a" en el dipolo de recepción se incrementa para obtener una intensidad la señal aún más fuerte.

Este arreglo no es simétrico, por lo que un cuerpo polarizable aún con simetría vertical, no da una anomalía de PI con un eje de simetría, el punto máximo de la anomalía compleja de PI es usualmente movido con respecto al cuerpo polarizable, hacia el dipolo receptor. Si se utilizan perfiles combinados (2 posiciones simétricas de un electrodo de corriente alrededor del dipolo receptor), uno obtiene dos anomalías con intersección de la línea vertical al cuerpo polarizable cuando este posee simetría vertical; y en este caso, las dos anomalías son sobrepuestas por plegamiento alrededor de esta línea vertical. La figura 2.24 muestra la forma de dos de las anomalías de la figura 2.22 para una lámina delgada de forma cuadrada, pero en sentido vertical y con cierta conductividad.

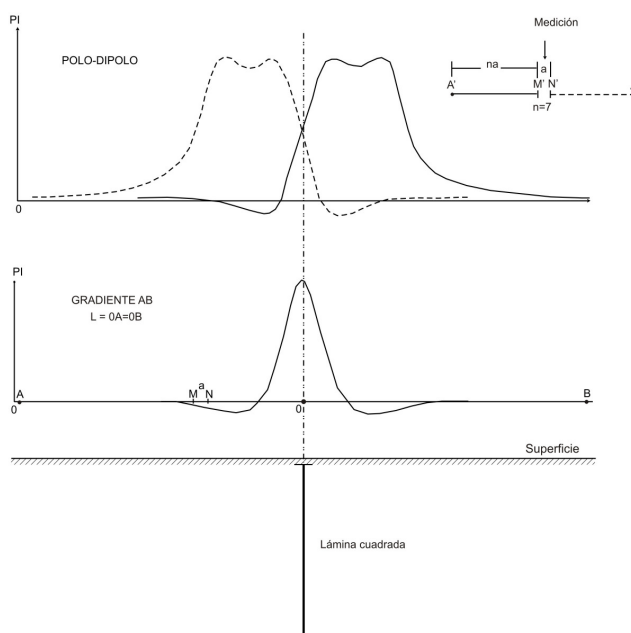


Figura 2.24. Efectos de electrodo (Geopublication Associates, IP, v. I, 1976).

2.3.5 Gradiente

Es un eficiente sistema que puede ser usado para reconocimiento o detalle del trabajo superficial y es una generalización del arreglo Schlumberger. Utiliza un dipolo transmisor fijo de longitud $AB=2L$. Las lecturas son hechas entre los electrodos de potencial M y N y son movidos a lo largo de líneas paralelas al segmento AB. El desplazamiento es igual a $MN = l$, el espacio entre las líneas y la distancia l o de los dipolos receptores depende del tipo de las dimensiones del cuerpo polarizable o del tipo de mineralización: esferoidal o de una masa alargada o bien de la resolución lateral deseada (figura 2.25).

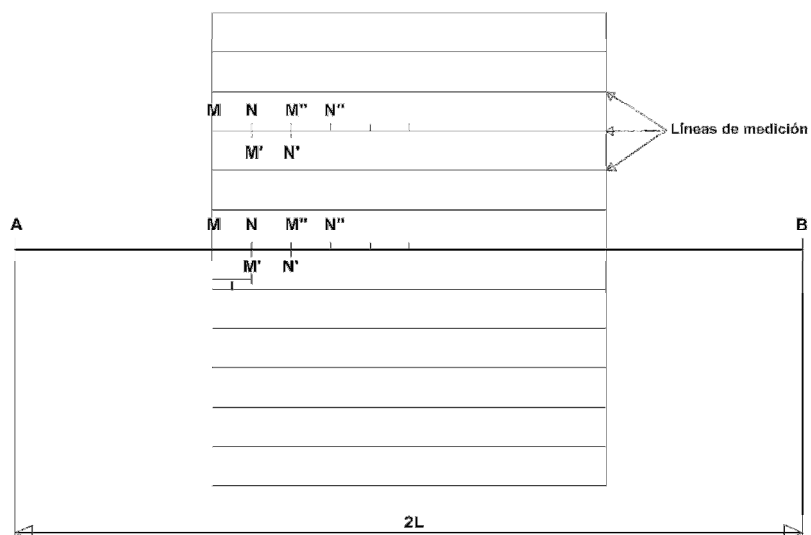


Figura 2.25. Arreglo Gradiente (Geopublication Associates, IP, v. I, 1976).

Las lecturas son siempre asignadas en el punto medio de MN, la profundidad de investigación se incrementa con el espaciado $L=(AB)/2$, si se requiere una profundidad de investigación aproximadamente constante, es necesario que las estaciones de medición se realicen dentro de un rectángulo centrado en el punto medio del segmento AB, teniendo los lados con las siguientes dimensiones:

- lado corto paralelo a AB: $(2L)/3$
- lado largo perpendicular a AB: L

El gradiente proporciona datos con buena penetración y que son fáciles de interpretar debido a que existe menos enmascaramiento por la capa superficial conductora (“overburden”), tiene buena resolución lateral e incluso se pueden utilizar al mismo tiempo dos o más receptores en la línea para rapidez en el estudio. Su principal inconveniente es que la profundidad para los cuerpos anómalos no puede ser determinada.

La figura 2.26 muestra las curvas de una anomalía de PI (de un arreglo Polo-Dipolo y un Gradiente), obtenidas con la misma lámina de la figura 2.24, sólo que inclinada 60° de la vertical.

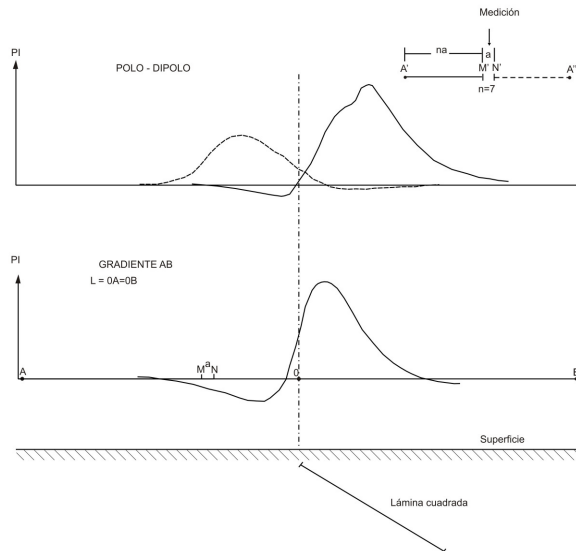


Figura 2.26. Efectos de electrodo. Arreglo Polo-Dipolo y Gradiente (Comparación de un perfil AB). (Geopublication Associates, IP, v. I, 1976).

En las figuras 2.27 y 2.28 se muestran varias anomalías de PI teóricas para un dique vertical cercano a la superficie o prácticamente aflorando. Se ve una comparación entre los arreglos Polo-Dipolo y Dipolo-Dipolo para dos diferentes valores de a y n (1 y 5). Se nota que los efectos de electrodo son muy notorios debido al afloramiento del dique y porque están situados de acuerdo con el espaciamiento de la configuración. Como se aprecia en la figura 2.27, las anomalías están bastante diferenciadas donde no hay contraste de resistividad entre el dique y el medio, pero en la figura 2.28 la anomalía de PI tiende a extenderse aún más debido a que el contraste de resistividad es igual a 1/100.

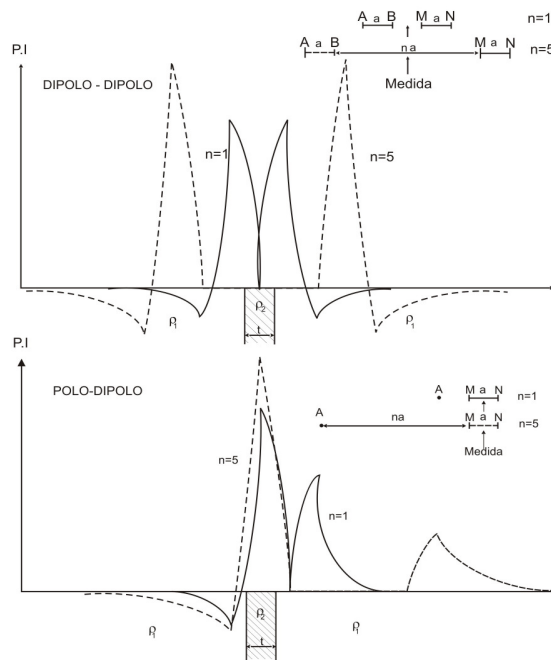


Figura 2.27. Efectos de electrodo. Comparación de arreglo Dipolo-Dipolo y Polo-Dipolo (Geopublication Associates, IP, v. I, 1976).

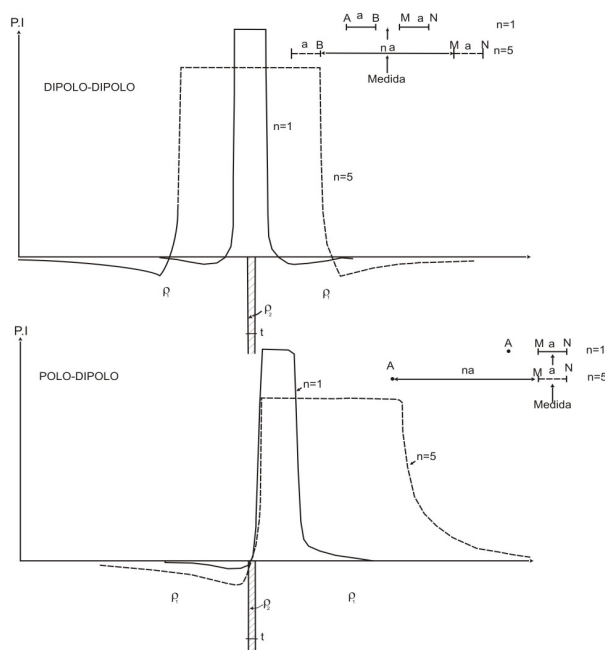


Figura 2.28. Efectos de electrodo. Comparación de arreglos Dipolo-Dipolo y Polo-Dipolo (Geopublication Associates, IP, v. I, 1976).

2.4 Electrodo al infinito

Llamamos electrodo al infinito a todo electrodo que es colocado lo suficientemente lejos con respecto a los electrodos móviles (configuración activa) para que su efecto sea despreciable en la medición. Las configuraciones de electrodos empleadas en PI/Resistividad que utilizan electrodos al infinito, son polo- dipolo y polo-polo. En polo- dipolo por ejemplo, el electrodo al infinito se ubica a una distancia de alrededor 10 veces la mayor separación entre el polo y el dipolo es decir $10 * n * a$ ó 2000 metros para un levantamiento de polo- dipolo con $n = 1$ a 4 y $a = 50m$. La instalación del cable al infinito es una tarea ardua no requerida en la configuración dipolo- dipolo. Entre algunas ventajas del electrodo al infinito tenemos:

- Mientras menor es el número de electrodos activos, más fuerte es el voltaje medido con las configuraciones utilizadas (Polo-Polo, Polo-Dipolo y Dipolo-Dipolo), obteniéndose una mayor precisión en las lecturas registradas.
- Los electrodos al infinito están fijos para una gran superficie de investigación, el tiempo invertido para la preparación de un excelente contacto se recupera rápidamente. Por ejemplo, si se atraviesa una morrena, hay solo dos contactos difíciles de establecer con una configuración polo- polo, mientras que habrían cuatro con dipolo-dipolo. Además la resistencia de contacto de los electrodos móviles será mucho menos crítica con polo-polo que con dipolo-dipolo, debido a

que la resistencia de contacto de los electrodos al infinito será normalmente despreciable;

- Una mayor profundidad de investigación para una misma longitud del dispositivo activo.
- Un número reducido de ayudantes manipulando los electrodos.
- Todas estas ventajas son evidentes cuando comparamos las configuraciones dipolo-dipolo y polo-dipolo. La implantación de un electrodo de corriente al infinito nos asegura una mejor inyección de corriente, una relación señal/ruido superior y una mayor profundidad de investigación, todo esto a un menor costo. La única desventaja es la asimetría de las anomalías polo-dipolo; pero los procedimientos modernos de interpretación superan esta desventaja. De la misma manera, se aprecia un incremento del rendimiento al aumentar aun mas el número de electrodos al infinito, esto es pasando de la configuración polo-dipolo a polo-polo. La utilización de electrodos al infinito sin embargo requerirá ciertas precauciones como:
 - Cuidado con los grandes conductores (bandas grafitosas, lentes de arcilla) en la implantación de los electrodos al infinito. Un electrodo al infinito no debe ser instalado a lo largo de una banda grafitosa, pero se puede ubicar perpendicularmente a esta, y en el caso de lentes de arcilla se debe alejar el electrodo al infinito de 15 a 20 veces la dimensión del dispositivo activo.
 - Las líneas de cable deben estar alejadas del suelo con el fin de evitar fugas. Pueden realizarse pruebas de rutina con el fin de identificar este tipo de problema.
 - Los electrodos de potencial deben estar lo suficientemente lejos para ser considerados al infinito, pero no demasiado como para que el nivel de ruido telúrico captado por el circuito de recepción se vuelva inaceptable. Por esta razón, la configuración polo-polo no es recomendado para espaciamientos demasiados grandes de "a".
 - Los geofísicos deben conocer muy bien los factores capaces de alterar la calidad de los resultados y aprovechar mucho las ventajas de los electrodos al infinito.

Tabla 1. Comparación de diferentes arreglos de electrodos (Sumner, 1972).

Configuración	Ventajas	Desventajas	Velocidad de estudio	Relación Señal/ruido	Eliminación del acoplamiento EM
Gradiente	Fácil interpretación. Menor efecto por topografía. Puede usar dos o más receptores. Buena penetración.	Resolución pobre con la profundidad. Pobre en áreas con baja resistividad, excepto en la superficie. El factor geométrico varía complejamente.	Buena	Regular	Pobre
Dipolo-Dipolo	Simétrico. Especial uso para interpretación debido a que minimiza el acoplamiento EM.	Resolución vertical pobre. Sensibilidad al ruido geológico.	Regular	Pobre	Buena
Polo-Dipolo	Muy buena resolución. Buena cobertura.	Asimétrico. Necesita bastante cable.	Regular	Buena	Buena
Polo-Dipolo (colineal)	Buena resolución y cobertura.	Asimétrico.	Regular	Regular	Regular
Polo-Dipolo (perpendicular)	Teóricamente elimina el efecto por acoplamiento EM.	Asimétrico. Necesita bastante cable.	Regular a pobre	Regular	Excelente
Polo-Polo	Menor necesidad de cable que otros arreglos.	Algunas veces necesita más cable.	Buena	Regular	Pobre
Schlumberger	Arreglo simétrico. Requiere poco personal. Trabaja bien en medios estratificados.	Posible acoplamiento capacitivo. Menos resolución horizontal. El espaciamiento de los electrodos de potencial es pequeño comparado con el espaciamiento de los electrodos de corriente, por ello, es muy sensible en las mediciones.	Regular	Regular	Regular
Wenner	Anomalías simétricas. Muchos casos históricos disponibles. Los espaciamientos de los electrodos de potencial se incrementan cada vez que se incrementan los espaciamientos de los electrodos de corriente, por lo que no es muy sensible en las mediciones.	Requiere más cable y más personal. Resolución pobre. Desfavorable en situaciones de acoplamiento capacitivo.	Regular	Buena	Regular

2.5 Profundidad de investigación

Para estudios de corriente directa y PI, el concepto de “profundidad de investigación” ha sido generalmente asociado con una profundidad en la que los datos son particularmente sensibles.

El concepto de “profundidad de investigación” en los estudios de resistividad lo introdujeron Conrad y Marcel Schlumberger en 1932 y ha sido discutido posteriormente por muchos autores para diversos arreglos y estructuras (Barker, 1989). La profundidad media de investigación (Edwards, 1977), la profundidad de investigación es la profundidad del sector de suelo que contribuye mas a la medición (Roy & Apparao-1971). No es la profundidad máxima de detección (profundidad de penetración), la cual varía en función de numerosos parámetros donde la geometría y los contrastes de las propiedades físicas no pueden ser definidos de manera absoluta.

Se han definido distintos procedimientos matemáticos para determinar la “Profundidad de Investigación” de las diferentes configuraciones geoelectricas, basados generalmente en la Función de Sensibilidad de Frechet. Esta función valora el grado en el cual un cambio de resistividad del terreno del subsuelo provoca una variación en el potencial medido en los electrodos del dispositivo geoelectrico.

Para el caso de un medio continuo, de disposición horizontal, la Función de Sensibilidad de Frechet unidimensional (1-D) tiene la forma:

$$F_{1D}(z) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{x(x-a) + y^2 + z^2}{[x^2 + y^2 + z^2]^{1.5} [(x-a)^2 + y^2 + z^2]^{1.5}} dx dz \quad (2.52)$$

donde “a” es la distancia de separación entre los electrodos de corriente y de potencial, en un dispositivo polo-polo.

La ecuación 2.54 tiene una simple solución analítica (Roy y Apparao, 1971), la cual es dada por:

$$F_{1D}(z) = \frac{2}{\pi} \frac{z}{(a^2 + 4z^2)^{1.5}} \quad (2.53)$$

La ecuación 2.53 es conocida como la profundidad de investigación y ha sido usada por muchos autores para determinar las propiedades de varios arreglos en estudios de resistividad (tabla 2). En la figura 2.29 se representa gráficamente la función característica de investigación, para a=10. La gráfica recoge en ordenadas los valores de la función de sensibilidad, y en abscisas la relación Z/a entre la profundidad “Z” y la

separación “a” entre el electrodo de corriente y el de potencial. La sensibilidad empieza de cero, hasta alcanzar un máximo a una profundidad $Z=0.35a$. A partir de dicho punto, su valor desciende asintóticamente hasta hacerse nulo.

Algunos autores han considerado dicho máximo como la profundidad de investigación del dispositivo. Sin embargo Edwards (1977) ha demostrado que es más útil considerar el valor de la profundidad media de investigación (Z_e), que es la profundidad en que la gráfica anterior divide el área bajo la curva en dos mitades iguales. El significado físico de esta profundidad Z_e es muy importante. Se trata del valor de la profundidad en el cual el tramo de subsuelo comprendido entre la superficie y dicha profundidad tiene la misma influencia en el potencial y resistividad medidos, que el tramo del subsuelo que está por debajo de ella. Este valor Z_e nos indica la profundidad aproximada hasta la cual que podemos observar el subsuelo con un determinado dispositivo geoelectrico. Esta profundidad no depende de la resistividad aparente medida (Loke, 2004). Cuando hablamos de profundidad de investigación es sinónimo a la profundidad de máxima contribución a la señal (Roy y Apparao, 1971).

Función de sensibilidad 1-D
$$F_{1D}(z) = \frac{2}{\pi} \frac{z}{(a^2 + 4z^2)^{1.5}}$$

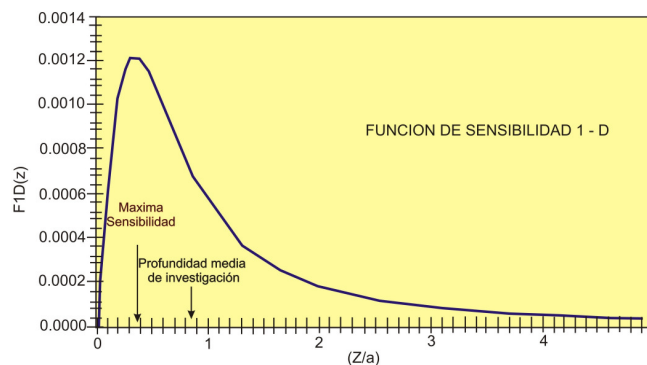


Figura 2.29. Función de sensibilidad (Rodríguez, 2005).

Diversos autores han empleado la función de sensibilidad para determinar las propiedades penetrativas de los distintos tipos de dispositivos geoelectricos en problemas bidimensionales. Edwards (1977) ha publicado unas tablas (tabla 2) en las que se estima la profundidad media de investigación Z_e en función de los parámetros geométricos del dispositivo.

Donde Z_e es la profundidad media de investigación, L la longitud del dispositivo geoelectrico, n es el factor de separación del dispositivo dipolo-dipolo o el Wenner. El valor de “a” corresponde al espaciado entre electrodos.

Lo expuesto es estrictamente válido sólo para subsuelos homogéneos pero constituye una buena aproximación en la planificación de campañas de reconocimiento geoelectrico, hay que hacer énfasis de que no cuantifica la profundidad a la cual las características en el modelo invertido pueden ser interpretadas.

En los métodos de PI/Resistividad la profundidad de investigación depende de la selección del arreglo, el espaciamiento entre electrodos, la resistividad del subsuelo y del espesor de las capas. Para cualquier arreglo, a mayor apertura dipolar mayor profundidad de investigación, es decir, que al incrementar el espaciamiento entre electrodos la corriente inyectada fluirá a profundidades más grandes.

Se debe tener cuidado con respecto a la resistividad de la zona. Entre más baja sea la resistividad la profundidad de penetración es menor, pero si el subsuelo tiene una resistividad constante, alrededor del 50% de la corriente fluye a través de las rocas a una profundidad más somera que el espaciamiento entre electrodos.

La experiencia nos dice que los electrodos tienen un 65-70 % de efectividad con respecto a la profundidad real. Por ejemplo, si la configuración de los electrodos nos dice que estamos a 500 m de profundidad teórica, en la realidad estaríamos en 350 m reales.

Aunque la longitud del dipolo tiene que ver con la profundidad de investigación, la resolución es independiente del tipo de blanco. Si se trata de un cuerpo pequeño, para resolverlo hay que utilizar dipolos cortos y si es muy profundo es probable que ya no se pueda resolver porque al utilizar aperturas dipolares muy grandes para alcanzar tales profundidades, la resolución podría perderse hasta el punto de ya no poder discriminar su presencia, es decir, que la respuesta siempre esta en función del volumen.

La suma de todas las partículas diseminadas en los yacimientos minerales que sean polarizables tiene relación directa y el volumen de este participa, es decir, que no es la misma cargabilidad en el mismo depósito mineral o blanco de exploración con dipolos de 50 m que con dipolos de 200 m, esto es, que los valores de PI varían con respecto a la profundidad y contenido por volumen. En general esta relación es compleja, particularmente para los estudios de PI/Resistividad en un medio estratificado.

Tabla 2. Profundidad media de investigación (Edwards 1977).

Configuración		Ze/a	Ze/L
Wenner		0.519	0.173
Dipolo-Dipolo	n=1	0.416	0.139
	n=2	0.697	0.174
	n=3	0.962	0.192
	n=4	1.220	0.203
	n=5	1.476	0.211
	n=6	1.730	0.216
	n=7	1.983	0.220
	n=8	2.236	0.224
	n=20	5.25	0.239
Dipolo-Dipolo Ecuatorial	n=1	0.451	0.319
	n=2	0.809	0.362
	n=3	1.180	0.373
	n=4	1.556	0.377
Schlumberger	∞ (arreglo ideal)	-	0.250
	Ideal $a \rightarrow 0$	-	0.912
	$L = 40a$	7.66	0.912
	$L = 20a$	3.82	0.191
	$L = 10a$	1.90	0.190
Polo-Dipolo	n=1	0.52	
	n=2	0.93	
	n=3	1.32	
	n=4	1.71	
	n=5	2.09	
	n=6	2.48	
Wenner-Schlumberger	n=1	0.52	0.173
	n=2	0.93	0.186
	n=3	1.32	0.189
	n=4	1.71	0.190
	n=5	2.09	0.190
	n=6	2.48	0.190

3 PROBLEMAS DE CAMPO

Entre los problemas de campo que se pueden mencionar, están los electrodos con resistencias de contacto muy elevadas, fugas de corriente en los cables, instrumentos en mal estado de operación o mal calibrados en el dominio de frecuencia, y deben considerarse para explicar resultados que a veces son dudosos. Pese a todo, es responsabilidad del geofísico asegurar que el trabajo se desarrolle de acuerdo a las normas establecidas.

3.1 Resistencia de contacto

Uno de los problemas más comunes en campo tiene que ver con la **resistencia de contacto** entre los electrodos tanto de transmisión como de recepción con el terreno durante las mediciones de PI/Resistividad. Si la resistencia de contacto es alta, disminuye la corriente que inyecta el transmisor a través de los electrodos fuente y si la resistencia de contacto fuera cero, en teoría debería de entrar completamente el amperaje que manda el transmisor. En los electrodos de potencial a medida que aumenta la resistencia de contacto, aumenta la perturbación en las mediciones que pueden falsear las lecturas. Los métodos de resistividad de fuente artificial se basan en su capacidad de inyectar corriente al subsuelo, por ello relación señal/ruido depende de la resistencia de contacto que puede variar entre varios cientos y varios miles de ohms.

La resistencia de contacto de un electrodo depende de sus dimensiones, de su forma y de la resistividad del terreno en el que se establece, así mismo varía frecuentemente de un punto a otro en el terreno y también con la profundidad de las zonas de estudio. En los electrodos de transmisión determina el flujo de la corriente y en los electrodos de recepción crea problemas en el momento en que se realizan las mediciones, esto es, cuando el ruido ambiental es mayor que la señal de recepción, lo que provoca que se generen voltajes espurios que pueden llegar a falsear las lecturas. Depende de la humedad del subsuelo y del área de contacto.

La resistencia de contacto entre los materiales conductores de los electrodos fuente con el terreno es un factor que limita el valor de la intensidad de corriente, si es demasiado grande, la corriente que se suministra a través de estos podría caer a cero y en tal caso la medición sería imposible de realizarse, por ello es muy importante un buen contacto galvánico del suelo con los materiales conductores que se utilizan como electrodos fuente. La resistencia del terreno no influye en la intensidad del circuito de emisión, salvo en la parte más próxima al electrodo, por esta causa se habla de resistencia de contacto.

La potencia neta de un emisor no es una garantía de la calidad de un levantamiento, dado que si los electrodos de corriente no están adecuadamente preparados, la mayor parte de la potencia será disipada como calor.

Las resistencias de contacto muy altas se asocian a la presencia de suelos arenosos secos, gravas, suelo congelado, hielo o capas de nitrato ("caliche") u óxido (capa de lateritas). Para reducir el problema existen dos alternativas que suelen ser útiles en los electrodos fuente. Una de ellas consiste en humedecer las áreas en donde se colocan los electrodos cuando las condiciones del terreno o superficiales no son muy favorables, tal como en áreas de suelo muy seco, si se trata de un suelo húmedo, dunas de arena o incluso si hay roca aflorando.

Agregar agua simple resulta muy favorable, pero hay quienes le agregan sal a la misma. En la literatura muchos autores lo mencionan, aunque por experiencia no existe una diferencia significativa en agregar agua salada o agua simple en los electrodos fuente para que aumente la corriente o simplemente para que disminuya la resistencia de contacto y de hecho nunca especifican si el humedecer con agua salada alrededor del electrodo es para que aumente la corriente o para retener la humedad en los mismos para que no aumente la resistencia de contacto por efecto de temperatura o de las características del terreno, como es el caso de cuando hay materiales porosos y en donde la humedad se fuge rápidamente, sin embargo, algunos hablan de hacer una pequeña excavación, humedecer la cavidad y de ponerle bentonita húmeda antes de colocar el electrodo. Esto puede tomar bastante tiempo para obtener un buen contacto sobre todo en donde las condiciones del terreno o superficiales no son favorables tal como en áreas de roca seca o dunas de arena.

3.2 Electrodo de corriente

Los estudios de PI/Resistividad pueden ser bien dirigidos utilizando electrodos fuente hechos de acero común o de cierto tipo de material capaz de conducir la electricidad y que tenga un buen contacto galvánico con el suelo, dado que el subsuelo normalmente no es un buen conductor de la electricidad. La dispersión de la corriente tiene una conducción aceptable cuando el medio es de naturaleza electrolítica y/o electroquímica y depende principalmente de la porosidad del material que contiene la humedad y las sales solubles, y que acompaña en menor o mayor grado a otras características como la granulometría, compactación y temperatura que controlan su conductividad.

Cuando se requieren aperturas dipolares muy grandes (para profundidades de exploración > 100 m), es necesario hacer hoyos grandes y profundos (por la resistencia

de contacto) en la preparación de electrodos fuente ya que se requiere inyectar corriente en el subsuelo con el mínimo de pérdidas, siendo necesario utilizar materiales que sean inalterables a la humedad y a la acción química del terreno que además de ser buenos conductores, sean razonablemente económicos (no como la plata y el oro). Los primeros candidatos son el cobre y el aluminio. Comparativamente, aunque el primero es superior en características eléctricas y mecánicas (la conductividad del aluminio es aproximadamente un 60% la del cobre y su resistencia a la tracción es de un 40%).

La otra alternativa es usar electrodos múltiples conectados en paralelo. Se clavan dos o tres electrodos adicionales en el suelo, alineados en forma perpendicular a la línea de medición para reducir los errores en el valor del factor geométrico, y se conectan con un solo cable eléctrico aislado. De esta manera, la resistencia total (equivalente a resistencias en paralelo) es menor que la resistencia de un solo electrodo. Si la separación entre los electrodos a conectarse se aproxima a una distancia de mínimo 3-4 veces la profundidad de enterramiento entre cada electrodo o bien la longitud de la parte del electrodo clavada en el terreno para los electrodos de varilla, entonces la resistencia de contacto será reducida casi a la mitad.

En un medio seco (morrenas, zonas semi-desérticas), varias varillas o láminas metálicas deben ser instaladas en cada sitio de los electrodos debiendo además ser regadas con agua (salada). En presencia de una capa superficial de nitrato ("caliche") u óxido (capa de lateritas), es más productivo e incluso necesario efectuar perforaciones para introducir las varillas o láminas bajo las capas aislantes, aunque depende también de las características del levantamiento.

Podrían ser hechos a mano cuando se requieren por ejemplo de un metro por un m y con 40 cm de profundidad (tal vez con 1 a 4 por contacto) o en áreas malas con un retroexcavadora de tal vez de 1 a 2 m de profundidad; pero aunque resulte muy favorable enterrar los electrodos unos 40–50 cm, la ventaja de incrementar la profundidad a digamos 60 cm es muy limitada.

La profundidad en un hoyo elimina la alteración del suelo y con ello se tiene un mejor contacto, si es un pozo somero con una gran superficie, tal vez se podría encontrar el mismo resultado, lo recomendable es un pozo profundo (1 m) con un ancho y largo también de 1 m para dipolos de 100 m, de esta manera cuando se tienen dipolos de 200 m deben ser cuando menos 2 pozos de la misma característica, aunque todo depende, si las resistencias de contacto son muy altas se tendrían que hacer pozos más grandes (o múltiples hoyos) y hacerlos más profundos. A veces se pueden encontrar zonas con muy

baja resistividad, entonces se podría reducir el diámetro y con la misma profundidad se podría inyectar más corriente, el fin es tener un potencial en el Tx lo mayor posible ya que el Rx mide potencial o voltaje.

Para pequeñas separaciones entre electrodos (unos pocos metros) o cuando se pretende investigar a profundidades someras, puede ser suficiente colocar electrodos de acero (estacas) a unos pocos centímetros de profundidad en el terreno, esto es, cuando la profundidad de investigación que se busca, es relativamente somera, pero cuando se necesitan separaciones mayores entre electrodos para alcanzar mayor profundidad de penetración, es muy importante una buena penetración en el suelo de los electrodos de corriente, para esto es necesario excavar hoyos y el tamaño y profundidad de estos dependen de las condiciones donde se hace el estudio.

En el caso de usar estacas, el número de ellas usado depende de la resistencia de contacto del suelo y de la cantidad de corriente que se pueda o requiera inyectar dentro del subsuelo. En suelos ideales, si se utiliza como electrodo una estaca de 18", conducirá alrededor de 2 amperes dentro del subsuelo. Un solo tendido de cable es bueno para un máximo de 5 amperes. Entonces para un electrodo de 20 amperes, podrían ser al menos 10 estacas conectadas sólo con 4 tendidos de cable. Como una regla de dedo, si se quiere reducir la resistencia de contacto por un factor de dos, se necesita al menos dos veces el número de estacas. Si 10 estacas darán 5 amperes dentro del subsuelo, entonces este necesitará al menos 20 estacas (ampliamente separadas) para obtener 10 amperes dentro del subsuelo. En los pantanos, una o dos varillas o láminas metálicas son suficientes para minimizar estas pérdidas.

3.3 Electrodo de potencial

Sabemos que el objeto de un electrodo de potencial es establecer contacto eléctrico entre un conductor electrónico (el cable) y un conductor iónico (la tierra). Los electrodos de potencial de todos los tipos generan "ruido". Este tipo de ruido se define como la tensión fluctuante que aparece entre un par de electrodos situado tan estrechamente que no aparece ningún otro voltaje "natural".

La instalación de los electrodos de potencial podría no ser de gran importancia ya que en el terreno cada uno de los electrodos se instala en un simple y pequeño hoyo previamente excavado y regado con agua para mejorar la resistencia de contacto y sólo se toma en cuenta la base del electrodo en el fondo del hoyo por presión y rotación simultáneas para un buen contacto con el terreno en cada estación de medición.

Usualmente es mejor utilizar electrodos no polarizables como electrodos de recepción (potencial), debido a que pueden minimizar problemas de toma de datos, en lugar de utilizar electrodos de acero. Los electrodos de acero inoxidable crean menos ruido que los electrodos hechos con acero común.

En la técnica del dominio de la frecuencia se pueden usar electrodos consistiendo de simples estacas de metal, porque las corrientes directas que llegan del SP o polarización de electrodos no interfieren en la transmisión de corriente. En la técnica del dominio del tiempo, electrodos no polarizables deben ser usados para evitar la deriva del potencial, la cual a veces ocurre entre dos estacas de metal enterradas con ellos se puede minimizar el fenómeno.

La resistencia de contacto en los potenciales se mide antes de inyectar corriente con el fin de corroborar que estén funcionando correctamente y que estén bien colocados (enterrados). Una buena resistencia de contacto puede estar por debajo de 100Ω . Existen áreas de estudio muy complicadas para medir en donde se presentan resistencias de contacto de hasta $25 K\Omega$ o incluso de hasta $500 K\Omega$ o más altas como en el escudo canadiense y en los desiertos altos de Sudamérica.

3.3.1 Polarización de electrodos

Este fenómeno constituye una de las causas de error más importantes en la medición de ΔV . Su origen es que si los electrodos de potencial (recepción) son metálicos, al estar en contacto con los electrolitos del suelo, se comportan como semi-elementos de una pila eléctrica. Si la concentración y la naturaleza de los electrolitos fuesen iguales alrededor de ambos electrodos, las f.e.m respectivas también serían iguales y se anularían, pero por causa de la heterogeneidad del terreno esto casi nunca sucede.

La polarización de los electrodos de cobre es menor que la observada en electrodos de acero, por lo que los primeros son recomendados por algunos autores, pero es mucho mejor el empleo de electrodos no polarizables. Estos, en su modelo más sencillo y usual, constan de un vaso poroso lleno parcialmente por una solución acuosa de sulfato de cobre y sumergido en éste una varilla de cobre electrolítico conectada exteriormente a la línea de medición. De este modo se consigue que las f.e.m. de ambos electrodos sean iguales y se anulen, al menos teóricamente.

3.3.2 Electrodo no polarizables

Los electrodos no polarizables suelen ser vasos porosos conteniendo una solución saturada de *sulfato de cobre* en contacto con el terreno a través de los poros del vaso. Una varilla de cobre sumergida en esta solución es conectada a los cables de medición. Tienen un voltaje o diferencia de potencial por la reacción del sulfato de cobre con el electrodo de cobre, difieren de su potencial natural que se produce en el poro saturado por arcilla y la composición del sulfato con la terminal de cobre. Ciertos modelos transparentes (cristal o paredes de plástico) permiten al operador controlar el nivel de la solución y asegurar que la varilla de cobre está bien sumergida en esta.

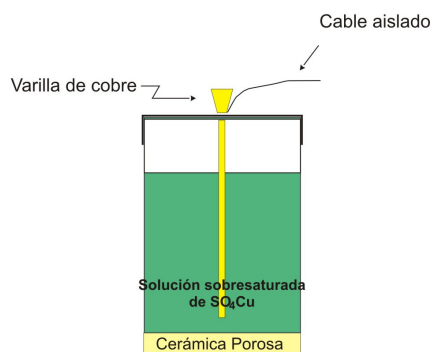


Figura 3.1. Electrodo de potencial con base de porcelana porosa.

No es preciso que la solución disuelta y la varilla sean de cobre, basta que ambos sean del mismo metal, sólo que debe de ser de un acero inoxidable o bien metal, aunque en la práctica universal es el empleo de cobre con el sulfato. Por ejemplo, se puede reemplazar el sulfato de cobre por cloruro de cadmio con una varilla de cadmio, sólo que los electrodos son ligeramente más caros, y el cloruro de cadmio no se encuentra disponible en cualquier lugar; de hecho los más nuevos suelen ser de pvc, sellados y con una solución de cloruro de plomo. La disolución de sulfato debe ser sobresaturada con algunos cristales sin disolver de SO_4Cu . Es recomendable evitar que un electrodo esté al sol y el otro a la sombra.

Los electrodos no polarizables son hechos de tal manera que no sean tan frágiles y puedan ser movidos fácilmente, deben ser tratados con cuidado, en especial en lo que respecta a la limpieza. Durante las campañas de exploración deben de lavarse cada noche y llenarse de agua limpia y dejarlos en un recipiente de plástico (charola) con poca agua para que circule el agua y se limpien los poros de los mismos, al igual por el consumo del sulfato, pero este último se puede dejar en un recipiente por separado; la idea es que el electrodo quede limpio para que posteriormente sea recargado con solución y tenga buen contacto con el terreno durante las mediciones.

En el dominio de la frecuencia sabemos que la diferencia de fase da como resultado el efecto de cargabilidad del medio o depósito y que entre más grande sea la diferencia de fase, el efecto de cargabilidad será también más grande pero los electrodos no polarizables no cuentan mucho en ello, sino que sólo eliminan el ruido. Si se incrementa la superficie más el volumen de la taza porosa se reduce sustancialmente la resistencia de contacto en los potenciales, así se incrementa el potencial natural del electrodo y con ello habría menos problemas para leer, debido a que se incrementa el potencial en la recepción y con ello se evitaría que el ruido EM y el acoplamiento EM participen en las lecturas de diferencia de fase o cargabilidad.

3.3.3 Potencial Espontáneo

Para medir la cargabilidad, es necesario eliminar cualquier tipo de efecto natural o artificial, sea estacionario o variable que pudiera alterar o causar disturbios durante la toma de datos. Uno de estos efectos es el potencial espontáneo "SP" (*spontaneous potential*), un tipo de campo natural y estacionario.

El SP está asociado a continuas corrientes eléctricas directas (de manera natural) debidas a ciertos procesos o fenómenos electroquímicos o de electrofiltración e incluso mecánicos en las rocas superficiales o en cuerpos encajonados en ellas y que fluyen a través del terreno, que crean potenciales espontáneos eléctricos constantes y unidireccionales (Bogoslovsky y Ogilvy, 1977; Telford et al., 1990).

El agua subterránea es siempre el factor que controla estos procesos. El SP está relacionado, por ejemplo, a la meteorización de sulfuros (pirita, pirrotita, calcosita, etcétera.), por ciertos óxidos (magnetita, pirolusita), minerales o rocas carbonosos (grafito, antracita), en la variación en las propiedades de las rocas, por la presencia de algunas vetillas de materiales metálicos, de algunos contactos geológicos, la corrosión, etcétera., que en determinadas condiciones, ciertas heterogeneidades del subsuelo se polarizan, convirtiéndose en verdaderas pilas eléctricas que originan tales corrientes eléctricas.

Estas corrientes naturales producen, entre los electrodos de recepción, una diferencia de potencial o voltaje que puede estar en mV o aún en cientos de mV. Cuando las corrientes permanecen estables, en principio no deben perturbar las mediciones; lo que permitiría mantener la amplitud de la señal de PI dentro de los límites de la escala de medición o grabación. Sin embargo, como el SP puede variar en cualquier momento y a lo largo del día por los factores antes mencionados, podría entrar en competencia con la señal de PI

generando ruido en las lecturas (además del ruido cultural y por acoplamiento EM) combinándose con el valor residual y estable o con la información de interés.

Si la señal de PI es débil, el alto grado de amplificación necesaria para medir podría aumentar una ligera inestabilidad en el SP que resultaría en *variaciones espurias* en la curva de descarga. Cabe mencionar que el potencial espontáneo no es propiamente un obstáculo para realizar estudios de PI, ya que aún así es posible realizar mediciones encaminadas a obtener al menos una cantidad física suplementaria, siendo de gran utilidad en exploración minera, pero una incorrecta compensación del mismo no garantiza obtener resultados confiables.

No se puede hacer SP sin medir el voltaje que produce cada uno de los electrodos y lo ideal para medir el SP, es hacerlo en un ambiente tranquilo, donde no se inyecte corriente y no existan líneas de alta tensión, es decir, en un ambiente tranquilo hablando de voltaje y que todos los electrodos de potencial se coloquen previamente antes de comenzar a realizar las mediciones en todas y cada una de las posiciones que funcionaran como dipolos de recepción. Una vez que se tienen los voltajes normalizados en dos electrodos, entonces, se usan para medir el efecto electroquímico del óxido-reducción de un yacimiento con sulfuros con cubierta de agua por el nivel freático. Por lo tanto, siempre es necesario medir primero el SP para después eliminarlo porque el efecto de cargabilidad está en función del voltaje remanente o el que almacena el material afectado por el transmisor, o sea que siempre para la siguiente medida o nivel el medio estará cargado de voltaje generado por el mismo.

3.4 Fuentes de ruido

A través de los electrodos de transmisión no llega solamente el potencial debido al campo del circuito de emisión, que es la “señal” que se desea medir, sino también algunas tensiones indeseadas o “ruidos” de los que hemos visto un ejemplo en la polarización de electrodos. En el terreno suelen existir tensiones perturbadoras ya sea de origen natural (potencial espontáneo, corrientes telúricas) o artificial (ferrocarriles eléctricos, instalaciones industriales o mineras (ruido ambiental), acoplamiento EM, etcétera). De estas perturbaciones o parásitos, algunas tienen carácter local que se presenta en ciertas zonas, mientras que otras se encuentran presentes en toda la tierra.

3.4.1 Corrientes telúricas

Son fluctuaciones de corrientes eléctricas de la tierra o telúricas que se producen en todas las frecuencias. En PI están primariamente debido a las fuentes extraterrestres,

convirtiéndose en un problema muy serio a muy baja frecuencia. La figura 3.2 muestra una ráfaga de ruido electromagnético debido a la actividad solar, incidiendo y penetrando en la tierra. Estos voltajes pueden ser rechazados hasta cierto punto por los modernos receptores de PI, pero ellos son algo preocupantes en muchas circunstancias.

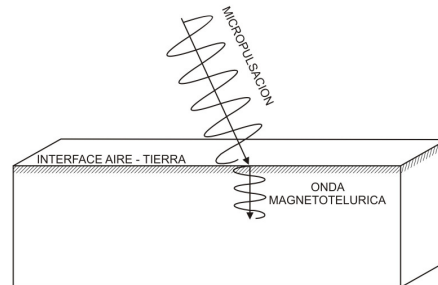


Figura 3.2. Ruido telúrico, mostrando una ráfaga de micropulsaciones penetrando la tierra (Sumner 1972).

Para eliminar este tipo de ruido en las mediciones, es necesario utilizar un receptor extremadamente bueno. La mayoría de los equipos recientes cuentan con la técnica de “apilamiento de la señal” (*stacking*), y a su vez poseen un muy buen control entre la fase de la señal de transmisión y recepción por los sofisticados osciladores con los que cuentan, de este modo, este tipo de ruido es parcialmente filtrado. En el dominio del tiempo por ejemplo, este ruido es reconocido por una lenta variación en nivel cero (el nivel del potencial natural del suelo), si su periodo ($T=1/f$) es superior a ≈ 24 segundos con un tiempo de inyección de 2 segundos. A este ruido no filtrado se suman los “sferics” de frecuencia 1 a 10^5 Hz proveniente de tormentas tropicales.

El espectro del ruido EM puede ser generalizado hasta cierto punto, sólo que estos voltajes son aleatorios en tiempo y localización. La banda de interés en PI es influenciada por micro pulsaciones electromagnéticas que probablemente se originan en el campo magnético de la tierra y por la incidencia del viento solar. Tormentas y otros tipos de ruidos eléctricos provocados por el hombre pueden también ser molestos (figura 3.3).

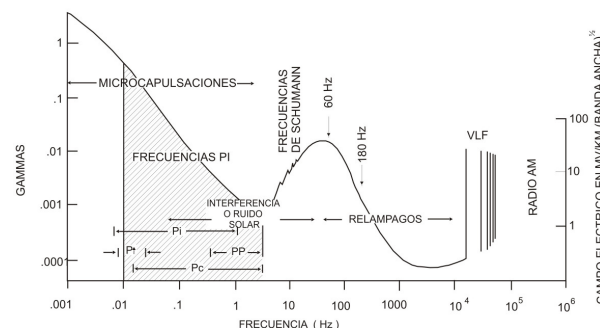


Figura 3.3. Espectro del ruido electromagnético (Sumner 1972).

Un ejemplo de señal telúrica fue registrada en 1982 en las Montañas Marie-Victorin en Québec se presenta en la figura 3.4. Se nota una superposición de señales donde las

frecuencias dominantes están situadas entre 0,07 Hz. (15 segundos) y 0,005 Hz (\approx 3 minutos). La amplitud de las variaciones observadas es superior a la que se buscaba medir. En efecto una anomalía de 10 mV/V en IP significa señales secundarias del Vs (t) del orden de 0,5 mV si el voltaje primario es por lo general de 100 mV en el receptor. La amplitud del voltaje secundario (cargabilidad) puede ser mucho menor que el nivel de ruido telúrico, dañando así la medición.

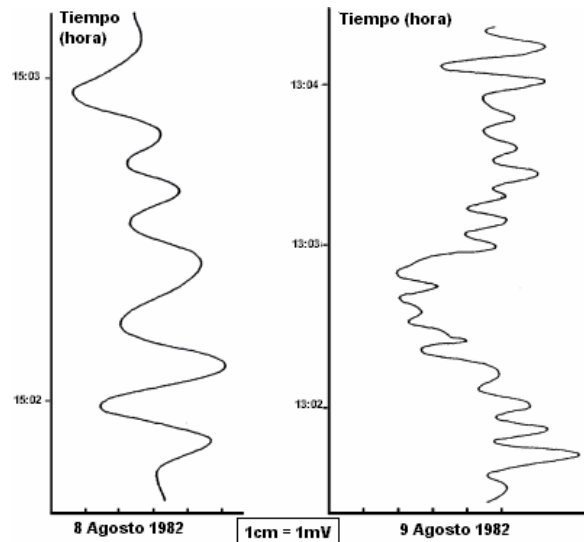


Figura 3.4. Señal extraída de un registro de ruido telúrico realizado en 1992 en el norte de Québec con un dipolo NS de 100 m.

En el dominio de tiempo, los ruidos a una frecuencia relativamente alta tienen más tendencia a eliminarse con el procedimiento de apilamiento de la señal. En el dominio de frecuencia, con la utilización de filtros de banda corta permiten rechazar todos los ruidos que estén fuera de la ventana de medición centrada en la frecuencia de emisión (y sus armónicas si esto se aplica). La componente del ruido atrapada en la ventana de medición no podrá ser filtrada, ni en el dominio de tiempo ni en el de frecuencias.

Se puede reconocer fácilmente la presencia de ruido telúrico en el dominio de tiempo inspeccionando las últimas ventanas normalizadas. En presencia de ruido telúrico, el valor de estas irá aumentando normalmente. Una vez reconocida su presencia, el geofísico de campo podrá tomar en cuenta y adoptar las siguientes medidas para intentar minimizar este ruido:

- Inyección de una corriente más alta de manera que se midan las señales más fuertes
- Utilización de un ciclo más corto
- Modificación del horario de trabajo (los periodos de actividad telúrica varían en función de la localización del levantamiento, del origen del ruido dominante y del periodo del día)

- Modificación de la orientación del levantamiento o de la geometría del dispositivo de medición (las corrientes telúricas tendrán localmente una dirección preferencial de propagación)

Si todas estas medidas no son suficientes, el ruido telúrico remanente podría ser filtrado si se trabaja en el dominio de tiempo.

3.4.2 Acoplamiento electromagnético

Puede ser definido como la respuesta inductiva de la tierra que se manifiesta como una respuesta sobre una señal de PI (radiación electromagnética transmitida). Podemos considerar que el circuito transmisor y receptor de PI se comportan como las bobinas primarias y secundarias de un transformador eléctrico ordinario. La corriente primaria que circula en el circuito de inyección puede inducir, por acoplamiento EM, una corriente secundaria en el circuito de medición que suma un componente indeseable en el efecto IP medido. Crea las corrientes de Eddy en el subsuelo para oponerse a los cambios en el campo magnético producido por la corriente en función del tiempo. Tales corrientes de Eddy varían con la frecuencia y sus efectos son similares a aquellos de un cuerpo polarizable. Esta inducción EM causa efectos espurios en las mediciones de PI debidos a causas de polarización natural. Por ello, el efecto EM es un problema muy grande tanto en el momento de inyección hasta cuando la corriente es muerta a cero, ya que bota el efecto.

Los factores de distancia y bajas resistividades llegan a ser importantes cuando la distancia interelectródica es una apreciable fracción de la longitud de onda de la radiación electromagnética transmitida. En valor absoluto, este efecto es proporcional al cuadrado de la distancia entre los electrodos, a la frecuencia de emisión, a la conductividad del suelo y a la corriente de inyección:

$$\text{Acoplamiento electromagnético} \propto \frac{a^2 \cdot f \cdot I}{\rho} \quad (3.2)$$

Donde:

a	es la distancia entre los electrodos
f	es la frecuencia de señal IP
I	es la intensidad de corriente inyectada
ρ	es la resistividad del medio

El primer paso para evitar el acoplamiento EM es utilizar una configuración de electrodos apropiado. Si con la configuración utilizada, los electrodos de potencial son situados entre los electrodos de corriente, esta componente “parásita” actúa de forma inversa al efecto

IP (figura 3.5b) o sino contribuye a aumentar el valor medido de la polarización (figura 3.5a). El acoplamiento EM es también una función de la geometría del dispositivo de electrodos utilizados. Este es máximo si los dos circuitos son paralelos (figura 3.6a) y mínimo si son perpendiculares (figura 3.6b).

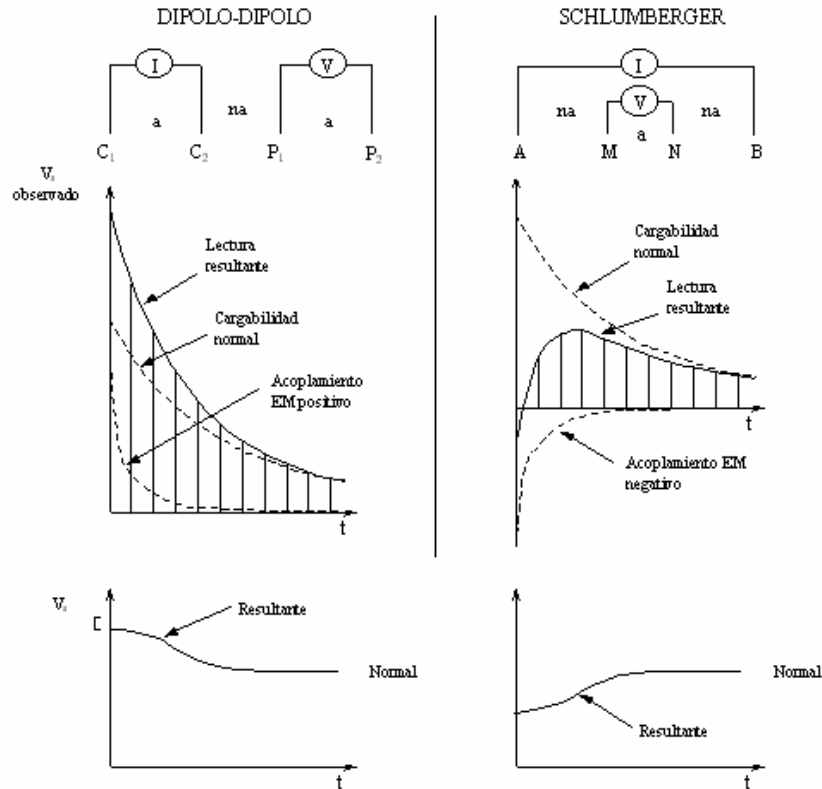


Figura 3.5. Configuraciones de electrodos produciendo acoplamiento EM a) positivo y b) negativo. Los valores de cargabilidad $V_s(t)$ normalizados (curvas debajo) permiten reconocer fácilmente y filtrar eventualmente este tipo de ruido.

Con la modalidad polo-dipolo se puede reducir el acoplamiento con el cable de infinito en forma perpendicular, debido a que los campos eléctricos generados son tangenciales y en teoría se anularían. Por cuestiones de logística a veces no es posible tirar el cable de infinito de manera perpendicular y se tiene que tirar de forma colineal a la línea de medición, por ello es necesario hacer las mediciones al lado contrario de donde se tira el cable de infinito para no quedar dentro de la radiación electromagnética transmitida, donde la respuesta inductiva de la tierra es más fuerte, es decir, dentro del circuito de transmisión (como el Wenner, Schlumbreger o Gradiente).

Si el medio es homogéneo, no existe efecto por acoplamiento electromagnético para un arreglo perpendicular, pero los cambios verticales o laterales pueden producir un fuerte acoplamiento electromagnético, inclusive negativo. La configuración comúnmente utilizada es el arreglo dipolo-dipolo, debido a que ofrece mayor medida un bajo efecto por acoplamiento EM, por que el dipolo de recepción no se encuentra dentro del dipolo de transmisión (donde se produce la radiación electromagnética), sino fuera de el.

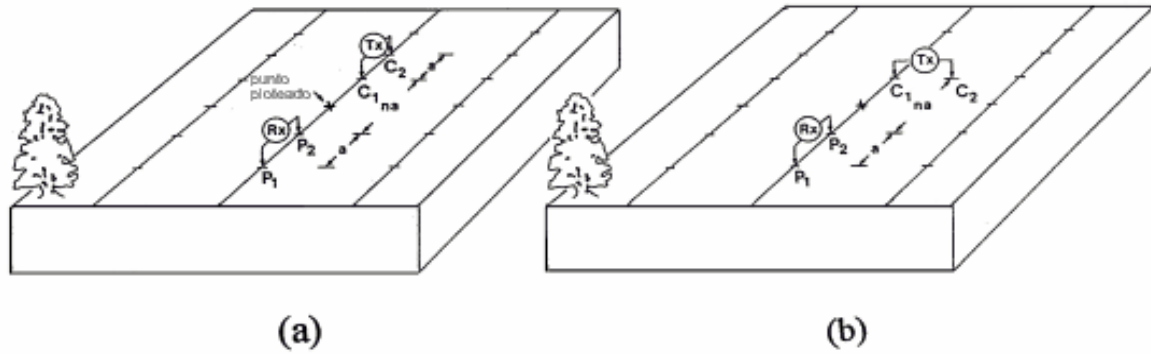


Figura 3.6. Configuración de electrodos a) maximizando y b) minimizando el acoplamiento EM.

Los efectos del acoplamiento EM no pueden ser eliminados de los datos de PI por un simple factor de corrección, excepto para efectos muy pequeños de acoplamiento.

En el dominio del tiempo se puede lograr al muestrear el tiempo de retraso de los canales o utilizando información a tiempos más tardíos e ignorar los intervalos de tiempo más cortos de la curva de descarga, donde se espera que el acoplamiento EM ya ha sido reducido a cero y porque se desvanece mucho más rápidamente que el efecto IP.

En el dominio de la frecuencia al usar bajas frecuencias o a través de una extrapolación de fase a cero frecuencia en donde ya no podrían existir efectos de acoplamiento EM. Idealmente, nuestros objetivos son los de medir el efecto IP con el mayor espectro posible para analizar la señal espectral de la mineralización y de utilizar los dispositivos en las dimensiones adecuadas con respecto a la profundidad de investigación buscada. Pero aún adoptando cuidados de este nivel siempre quedará un factor sobre el cual no tenemos control y es la resistividad de las formaciones.

Debido a que la resistividad del basamento rocoso es muy elevada, el acoplamiento EM es despreciable y puede ser fácilmente excluido de las mediciones de PI. En presencia de un recubrimiento conductor y utilizando espaciamientos del orden kilométrico, siempre debemos introducir un retraso de alrededor de los 250 mseg antes del inicio de la primera ventana de integración del $V_s(t)$ lo que equivale a trabajar en una frecuencia inferior a 4 Hz con la técnica de frecuencias (Fase IP). En el caso de un terreno muy conductor ($\rho_a < 20 \Omega \cdot m$), el acoplamiento EM puede ser mayor que el efecto de polarización inducida. En este caso, la repetición de una lectura de PI no es sinónimo de fiabilidad dado que la componente parásita estará siempre presente.

Si trabajamos en el dominio de tiempo con curvas de descarga normalizadas con respecto a un efecto de polarización de electrodos puro, la presencia del acoplamiento EM se traducirá en valores decrecientes (acoplamiento positivo, figura 3.5a) o creciente

(acoplamiento negativo, figura 3.5b) en las primeras ventanas. Aun las más débiles componentes electromagnéticas pueden entonces ser identificadas. En el dominio de frecuencia (Fase IP), la mayoría de levantamientos son efectuados a una sola frecuencia (1 Hz por ejemplo) y la identificación de una componente electromagnética es más laboriosa. Si esta componente es fuertemente negativa, será complicado identificar el problema. Si la componente es positiva, la estrategia para eliminarla consiste en efectuar una prueba con dipolos paralelos. Si la respuesta se vuelve negativa, el acoplamiento es el origen de la anomalía y por lo tanto se evitará una recomendación errónea.

Si se pudiera económicamente medir el desfase sobre un amplio rango de frecuencias, sería entonces posible sustraer la componente electromagnética de la curva para obtener el efecto IP puro; pero, esto aumentara al menos 20 veces el costo del levantamiento. En algunos receptores se ha instalado un procedimiento intermedio por el cual se mide el desfase en 3 frecuencias simultáneamente (la frecuencia de emisión y 2 armónicas). Con la ayuda de un algoritmo simplificado, se extrapola el efecto del acoplamiento EM en la frecuencia fundamental (la mas baja) para después sustraerla de la medida obtenida en esta frecuencia ("Three-point EM Decoupling"). Esta aproximación no siempre es válida en un terreno heterogéneo y es mucho menos precisa que el procedimiento descrito para el dominio de tiempo. En la mayoría de los casos bastara con tomar una frecuencia suficientemente baja para evitar todo acoplamiento.

La técnica en el dominio del tiempo reduce el problema a partir de un largo intervalo de tiempo entre la corriente cortada y el voltaje medido. Esta es una técnica exitosa en muchos casos porque el acoplamiento EM decae más rápidamente con el tiempo de la respuesta de PI. Sin embargo, las mediciones in situ de PI con pequeños espaciamentos de electrodos muestran que el fenómeno de PI persiste a frecuencias por debajo de 0.01 Hz y 10 Hz (Van Voorhis, 1973).

Basado en estos resultados, Van Voorhis (1969) ideó una técnica simple pero efectiva para eliminar el efecto por acoplamiento EM. La fase es la suma de dos componentes: (1) causada por PI, que es constante con la frecuencia y persiste a muy bajas frecuencias y (2) que es debida al acoplamiento EM, varía con la frecuencia y es insignificante a muy bajas frecuencias. Aproximando los datos de PI a un polinomio y extrapolando a la frecuencia cero (figura 3.7), el acoplamiento EM es eliminado. Generalmente un polinomio de tercer grado es necesario: la extrapolación lineal no es suficiente.

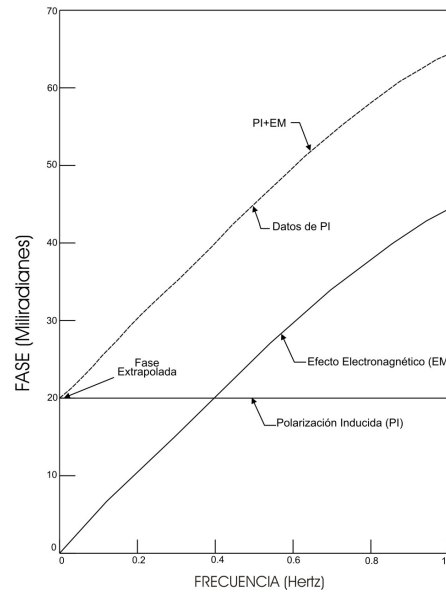


Figura 3.7. Método de extrapolación para eliminar el acoplamiento EM de los datos de PI, (Hohmann, 1990).

Para adecuar tres frecuencias a un polinomio de segundo grado podemos usar la formula de Lagrangian

$$\Phi(f) = l_1(f)\Phi(f_1) + l_2(f)\Phi(f_2) + l_3(f)\Phi(f_3) \quad (3.3)$$

donde Φ es la fase, f es la frecuencia, y l_1 , l_2 y l_3 son los coeficientes a ser determinados. Entonces la fase extrapolada en la frecuencia cero está dada por la formula

$$\Phi_e = l\Phi_1 + l_2 + l\Phi_3 \quad (3.4)$$

donde Φ_1 es la fase de la frecuencia baja, y Φ_3 es la fase de la frecuencia alta. Dejando $f_2 = r_2 f_1$ y $f_3 = r_3 f_1$, los coeficientes serían

$$l_1 = r_2 r_3 / (r_2 - 1)(r_3 - 1)$$

$$l_2 = -r_3 / (r_2 - 1)(r_3 - r_2)$$

y

$$l_3 = r_2 / (r_3 - 1)(r_3 - r_2)$$

Para las frecuencias 0.1, 0.5 y 1.0 Hz, $r_2=5$ y $r_3=10$ tal que la formula de la extrapolación es

$$\Phi_e = 1.39\Phi_1 - 0.50\Phi_2 + 0.111\Phi_3 \quad (3.5)$$

Basado en la expresión analítica para el campo eléctrico de un dipolo en un semiespacio uniforme, Coggon (1984) recomienda el uso de una formula de extrapolación de tres puntos que aproxima el acoplamiento electromagnético por la función

$$\Phi = af + bf^{1.5} + cf^{2.5} \quad (3.6)$$

donde a , b y c son coeficientes determinados de los datos. Su prueba resulta usando modelos estratificados y en pruebas para modelos 3-D, indica que el acoplamiento residual es menor para esta formula de extrapolación que para extrapolación cuadrática discutida.

3.4.3 Ruido cultural

El ruido cultural se refiere al ruido que puede provenir de estructuras artificiales o eléctricas conectadas a tierra (la frecuencia del área es normalmente filtrada en los receptores), tales como las líneas de alta tensión o telefónicas, gasoductos con protección catódica, cercas metálicas, rieles, puentes pequeños, tuberías de perforación o bombas de agua y otros tipos de fuentes de ruido que funcionan con frecuencias no usuales (12 Hz en algunas minas antiguas) y que pueden conducir o transmitir corriente dentro o bajo el terreno, pudiendo adversamente perturbar la adquisición de los datos de PI/Resistividad en cuanto a la calidad. Sin embargo, es difícil valorar como el ruido cultural influenciará en un estudio. *El punto principal a recordar es que el iniciar el levantamiento de una línea de estudio que se encuentre paralela a algún tipo de ruido cultural, implicaría un estado de máximo acoplamiento EM y por el contrario, al realizar un levantamiento de una línea de estudio perpendicular a una fuente de ruido cultural, implicaría un estado de mínimo acoplamiento EM.*

3.5 Relación Señal/Ruido

El “ruido” es un término que se aplica a los voltajes indeseados, mientras que la “señal” es el voltaje que contiene la información del subsuelo. La relación señal/ruido es el mejor camino para describir las características del sistema en una medición eléctrica.

- posible nivel de acoplamiento EM y rechazo del mismo
- velocidad de estudio y economía
- resolución de los cuerpos del subsuelo
- configuración de electrodos, arreglo simétrico
- intervalo entre electrodos, de acuerdo a la amplitud de la fuente esperada, tanto lateral como en profundidad
- asegurar la efectividad de que existan cuerpos polarizables. Si existen, entonces tratar de hacer el tendido perpendicular al rumbo de las estructuras polarizables
- otros asuntos, tales como la seguridad, efecto por topografía, comunicación y comodidad de interpretación

Los datos son mediciones de los fenómenos físicos tales como un campo o un flujo o corriente o fuerza, etcétera. Las posiciones de las mediciones son importantes componentes de todos los datos, un análisis o valoración del tamaño de la naturaleza de todas las fuentes de fuentes erróneas podrían ser incluidas. En un estudio de resistividad de corriente directa, los datos incluirían la fuerza de la corriente inyectada o la señal dentro del subsuelo, el voltaje medido en otros lugares, la posición, espaciamiento y geometría de los electrodos, así como el ruido.

Para el geofísico, la señal es el objeto de un trabajo de campo y el ruido es cualquier otra cosa que se mide pero que se considera que no contiene información útil. Algunas veces lo que se considera señal para unos puede ser el ruido para otros. Por ejemplo, el efecto magnético de una tubería enterrada se considera una fuente de ruido cuando se requiere interpretar un conjunto de datos magnéticos en términos geológicos, pero puede ser de un gran valor para un contratista constructor. Gran parte del trabajo de prácticas de campo se hace con la intención de mejorar la relación señal/ruido. En muchos casos, como en el caso de levantamientos magnéticos, las variaciones en el campo de fondo son fuente de ruido, por lo que el primero tiene que ser monitoreado constantemente.

En los métodos geoeléctricos la posición relativa de los electrodos de corriente y de potencial, influye en la amplitud de señal medida en el receptor IP para una misma corriente inyectada en el subsuelo. Las señales V_p y $V_s(t)$ deben ser de amplitud suficiente con respecto al ruido ambiental. Con un V_p mayor de 10 mV, normalmente no hay dificultad en la toma de lecturas confiables de cargabilidad. Entre 1 y 10 mV, favorecen las condiciones para la presencia de ruido telúrico. No es recomendable efectuar las lecturas de cargabilidad –*efecto de PI*– si el V_p es inferior a 1 mV.

Se pueden evaluar los resultados de diversas configuraciones de electrodos simulando las lecturas en un medio homogéneo y comparando el voltaje V_p resultante para una corriente de 1 amperio. Los resultados de la simulación para un medio de 94 Ω -m (medianamente conductor para un suelo) se muestran en la tabla 3. Esta evaluación no toma en cuenta la profundidad de investigación relativa de cada una de las configuraciones, ni de las fuentes de ruido que las afectan a unas más que a otras. Se debe aislar cada uno de los factores para evaluarlos lo más racionalmente posible.

Las señales V_p medidas con grandes espacios “n”, generan desventaja en polo-dipolo ($n=5$, el V_p es 20 veces más intenso en polo-polo). La configuración Wenner es superior a Schlumberger a nivel de la relación señal/ruido. Hay que tener en cuenta que la presente evaluación se refiere principalmente al efecto de PI, si nos restringimos a la

medición de la resistividad como un estudio eléctrico clásico, este factor no tiene importancia.

a (m)	n	Dipolo-dipolo Vp (mV/Amp)	Polo-dipolo Vp (mV/Amp)	Polo-polo Vp (mV/Amp)
50	1	100	150	300
50	2	25	50	150
50	3	10	25	100
50	4	5	15	75
50	5	2.9	10	60
50	6	1.8	7.1	50
50	7	1.2	5.4	43
50	8	0.8	4.2	37

a (m)	Wenner Vp(mV/Amp)	AB (m)	MN (m)	Schlumberger Vp(mV/Amp)	Gradiente Vp(mV/Amp)
50	300	1000	25	3.0	6.6-10
100	150	1000	50	6.0	13-20
150	100	2000	50	1.5	3.3-5.2
200	75	2000	100	3.0	6.6-10

Tabla 3. Señal Vp en mV/A medido en el receptor en un espacio-medio homogéneo de 94Ω-m en función de diversos dispositivos de electrodos.

Para expresar el nivel de ruido y la calidad de las lecturas durante las mediciones, los equipos utilizan por cada dato tomado la “desviación estándar”, ya que es una medida del grado de dispersión de los datos del valor promedio y representa la incertidumbre o error en los mismos. Es muy útil para indicar la precisión o estabilidad de las mediciones y define parámetros confiables en la fase de interpretación.

La desviación estándar suele manejarse en dos etapas:

1. Enfoca todo lo referente a la recolección de la información en campo, incluyendo lo relativo a la adquisición de datos geoelectricos a través de alguna configuración.
2. Involucra el procesamiento y la optimización de la información, se proporcionan para cada nivel de comparación y en orden para determinar el grado al cual el modelo se adecuará a los datos.

Algunos equipos manejan el “error estándar de la media” (SEM), es la desviación estándar dividida por la raíz cuadrada del número de ciclos utilizado en la obtención de los datos:

$$SEM = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{j=1}^N x_j^2}{N} - \left(\frac{\sum_{j=1}^N x_j}{N}\right)^2}}{\sqrt{N}} \quad (3.1)$$

donde: $x_j = \text{ang tan} \left[\frac{\text{imaginario}_j}{\text{real}_j} \right]$ para dominio de la frecuencia

$$x_j = \frac{\text{ventana_de_integración}_j}{Vp_j} \quad \text{para dominio del tiempo}$$

N = número de ciclos

$$SEM(CR) = SEM \times 1000 \quad [\text{miliradianes}]$$

$$SEM(TDIP) = SEM \times 1000 \times \frac{0.116875}{\text{frecuencia}} \quad [\text{milisegundos}]$$

En otras palabras, el SEM o la desviación estándar indican qué tan limpia o que tan afectada es la señal de voltaje por el ruido ambiental, como se muestra en la figura 3.8.

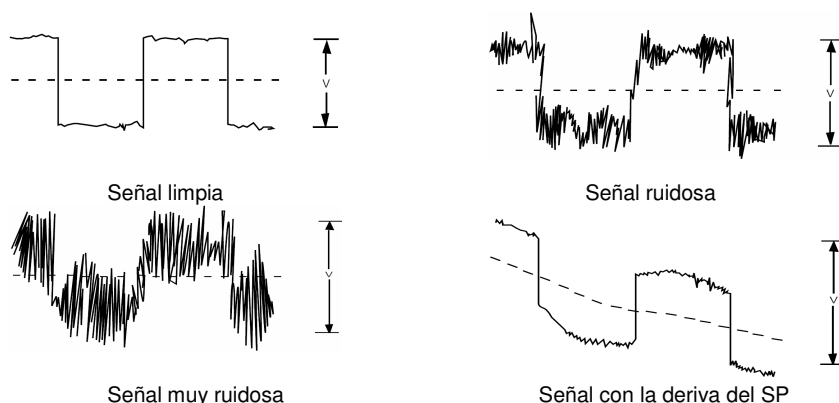


Figura 3.8. Características de la señal de voltaje.

Para mejorar la relación señal/ruido, las mediciones en el dominio de la frecuencia deben hacerse a frecuencias bastante bajas con el objeto de evitar los efectos puramente EM o bien a través de una extrapolación de fase a cero frecuencia donde ya no podrían existir efectos de acoplamiento. Sin embargo, ciertas consideraciones instrumentales impiden el uso de frecuencias bastante bajas. En el dominio del tiempo también se presenta otro factor que restringe la sensibilidad y utilidad de los datos de campo, este factor es el ruido telúrico que se presenta dependiendo de la localización geográfica y de la latitud en que se realizan las operaciones de campo, las mediciones se hacen utilizando información a tiempos mas tardíos donde se espera que acoplamiento EM ya ha reducida a cero. Para disminuir un poco este efecto otra de las formas es aumentando la corriente inyectada al terreno, entre más voltaje se inyecte más voltaje se recibe.

3.6 Localización y resolución horizontal

Las configuraciones Wenner y Schlumberger son reconocidas para aplicación de SEV's; pero despliegan la menor *performance* a nivel de resolución horizontal (tabla 3). *Todos los estudios en modelos a escala (Coggon, 1973) y matemáticos concluyen sobre la*

superioridad del gradiente en este nivel, frente a dipolo-dipolo. El polo-dipolo sería ligeramente superior al polo-polo si no fuera por la asimetría de anomalías generadas.

3.7 Localización y resolución vertical

En este aspecto, las configuraciones de Schlumberger y Wenner son netamente superiores a las otras configuraciones. De hecho, si al alejar los electrodos de corriente, uno de ellos se acerca a una falla o una formación geológica diferente, las medidas no representarán las variaciones verticales de PI/Resistividad bajo el punto central de medición y puede haber una gran variación en la interpretación. Del mismo modo, un estudio hecho paralelo a una falla o un contacto no puede interpretarse adecuadamente.

La resolución de las configuraciones multi-espacios puede ser ligeramente mejorada si se duplica la densidad de lecturas. No se justifica económicamente en la búsqueda de estructuras subverticales, pero si, en espaciamientos muy grandes de "a" e incluso en estudios de pozo.

En gradiente, la profundidad de la fuente puede estimarse por el tope de la anomalía (de manera análoga a los métodos de potencial) pero puede conseguirse poca información sobre la extensión del cuerpo, incluso manejando diferentes separaciones de electrodos fuente. Cabe mencionar que la distancia entre los electrodos de potencial en Gradiente sólo cambia la resolución horizontal de la técnica y más no la profundidad de investigación.

3.8 Sensibilidad al ruido geológico

Describimos bajo esta denominación los efectos de heterogeneidad superficial así como sobre las anomalías generadas por contactos geológicos o variaciones de espesor en zonas de cobertura. Cuanto menos sea el número de electrodos activos, la configuración será menos sensible a estos efectos, los cuales pueden enmascarar la señal de una anomalía débil. Debe asignarse una ponderación más importante a este factor en la prospección de estructuras auríferas débilmente polarizables, que en la investigación de yacimientos de metales base.

El polo-polo y gradiente son muy eficaces en este nivel, mientras que el dipolo-dipolo y Wenner no ayudan mucho. El gradiente es sin embargo más sensible que polo-polo a la presencia de estructuras conductivas que puede canalizar la corriente.

3.9 Penetración de una cobertura conductiva

La profundidad de investigación en PI no se determina por el grado de penetración de la corriente en el subsuelo; también depende de la posición de los electrodos de transmisión y recepción. El análisis de la penetración de corriente es muy útil para anticipar los resultados de una configuración. Particularmente en el caso de una capa conductiva que recubre un terreno resistivo, la corriente toma el camino más fácil y tiende a canalizarse por la cobertura conductiva. La cuantificación del fraccionamiento de la corriente entre dos capas es una práctica de mucho interés durante la evaluación y elección de una configuración. En efecto, si el 99% de la corriente circula en la cobertura, se puede afirmar que la investigación de la roca madre es deficiente.

Con un dispositivo de inyección de corriente de 25 m, es sorprendente notar que el 98% de la corriente circula en la cobertura si esta tiene unos 25 m de espesor (96% en el caso de una capa de 12,5 m de espesor). Esto explica las lecturas muy débiles de resistividad y cargabilidad medidas con la configuración dipolo-dipolo, por consiguiente los valores de resistividad son débiles. La presencia de valores de resistividad aparente del orden de 100 Ω -m y cargabilidades aparentes cercanas a cero testifica la presencia de una cobertura conductiva. En tal caso, sólo las fuentes polarizables de grandes dimensiones, fuertemente contrastantes y conductivas (grafito, formaciones de hierro) son perceptibles.

Las configuraciones polo-dipolo y polo-polo permiten que la corriente penetre más a fondo cuando se tiene una gran separación entre los dos electrodos de corriente. El electrodo al infinito está ubicado generalmente a una distancia de 10 "a" del electrodo activo. El 11% de la corriente penetra un roca con polo-polo o polo-dipolo en comparación a 2% con una separación "a" con dipolo-dipolo (5 veces más de corriente).

Se deben considerar otros factores para evaluar la profundidad efectiva con diferentes configuraciones, pero, *si la corriente no penetra la roca, las fuentes pequeñas o moderadamente polarizables y no conductivas (hasta 10% de sulfuros diseminados) no serán detectadas.*

Una cobertura muy conductiva reduce considerablemente la eficiencia de todos los métodos eléctricos y electromagnéticos de prospección geofísica. El polo-polo, polo-dipolo y el gradiente son menos afectados debido al espaciado entre los electrodos de corriente. Con dipolo-dipolo, si la dimensión de los dipolos es del mismo orden que el espesor de la cobertura o inferior a este, toda la corriente se canaliza por esta última. Por consiguiente la investigación se limita al recubrimiento conductor, no importando el espaciado "n" entre los dipolos. Recordemos que la penetración de la corriente es una

condición necesaria pero no suficiente para asegurar una buena investigación, otros factores como la relación señal/ruido también intervienen.

3.10 Sensibilidad a la topografía

Muchos de los trabajos hechos en el área de la minería están hechos en terrenos montañosos, donde los efectos topográficos pueden producir anomalías engañosas, por ello tienen que ser considerados para garantizar modelos interpretativos válidos en resultados de estudios de resistividad y PI.

La dispersión y la concentración de la corriente son debidas por el efecto topográfico en PI/Resistividad. La figura 3.9 ilustra los efectos que la topografía causa en las superficies equipotenciales y las líneas de corriente en una tierra homogénea así como para una fuente distante. Las líneas de corriente divergen bajo una cima y convergen bajo un valle y al asociar las superficies equipotenciales, que son líneas de corriente normales, divergen bajo una colina, esto produce diferencias de potencial bajas, relativos a una tierra plana y desde luego resistividades aparentes bajas. En un valle las superficies equipotenciales convergen, lo que resulta en resistividades aparentes altas.

Las hondonadas o valles producen una resistividad aparente central baja en una pseudosección flanqueada por zonas de resistividad aparente más altas. Una loma produce solo el patrón de anomalía opuesto, esto es, resistividad central alta flanqueada por zonas de resistividad bajas. Una ladera genera una resistividad baja en su base y alta en su cima. La respuesta de PI en una tierra homogénea no es afectada por la topografía, sin embargo, un terreno irregular si afecta la respuesta de PI de un cuerpo polarizable debido a las variaciones en las distancias entre los electrodos y el cuerpo (Fox, Hohmann, Killpack y Rijo).

Los efectos topográficos no pueden ser despreciados si la pendiente es superior a 10° en una distancia mayor a la que hay entre los electrodos activos. La respuesta de PI en una tierra homogénea no es afectada por la topografía debido a que la *cargabilidad aparente* se normaliza respecto al voltaje primario, sin embargo en terrenos irregulares si es afectada la respuesta de cuerpos polarizables –*efecto de PI*– debido a las variaciones en las distancias entre los electrodos y el cuerpo, por lo tanto, este factor debe tomarse en consideración en el momento de interpretar la profundidad de las fuentes.

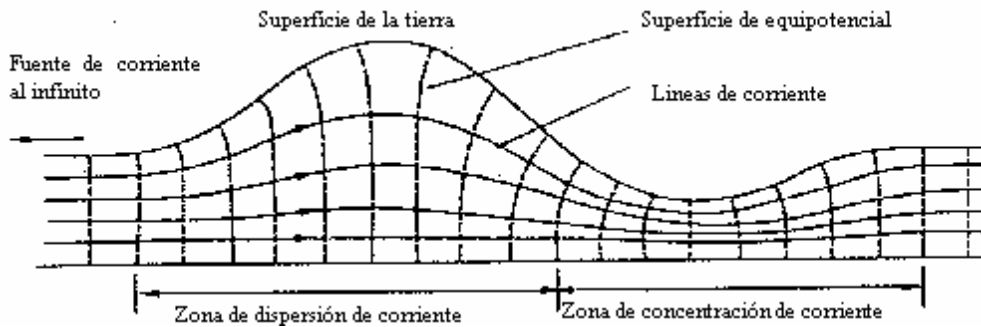


Figura 3.9. Efecto de la topografía sobre las líneas de corriente y potencial (Ward, 1990).

Los efectos topográficos en estudios de resistividad son causados por el uso de factores geométricos para tierras planas en el cálculo de resistividad aparente cuando las mediciones son hechas sobre terrenos irregulares.

Este efecto es teóricamente menor con la configuración gradiente, pero en la práctica la corriente circula preferentemente en los valles más húmedos, mientras abandona las colinas menos conductivas, creando zonas de sombra.

A menudo en la interpretación, una anomalía de PI se asocia con una anomalía de resistividad. Por ejemplo una anomalía de PI debido a una mineralización de sulfuros puede tener una correspondiente resistividad baja asociada con una alteración hidrotermal de rocas. La resistividad alta causada por una colina puede disfrazar una zona de resistividad baja que podría estar o no asociada a una anomalía de PI. Cuando hay una colina entre los polos de recepción y transmisión la convergencia de la corriente causa una resistividad aparente alta. Cuando es un valle entre los dipolos de transmisión y recepción la dispersión de corriente produce una resistividad baja.

Así como para el ruido geológico, las configuraciones que utilizan menos electrodos móviles son las menos sensibles a la topografía.

3.11 Lecturas negativas

Existen casos tanto en la práctica como en la teoría en los que se han revelado lecturas negativas de PI. Este fenómeno de PI sólo puede ser observado bajo ciertas condiciones especiales. En el caso de una capa polarizable que aflora (figura 3.10a), las corrientes de depolarización en la superficie donde se colocan los electrodos de potencial (M y N) están en dirección opuesta a la corriente primaria que va de A^+ a B^- , de esta manera medimos una diferencia de potencial primaria ΔV de signo opuesto a ΔV_{IP} (PI negativo). De otra forma, si esta capa polarizable no aflora (fig. 3.10b) las corrientes de depolarización pueden tener la misma dirección de la corriente primaria (PI positivo).

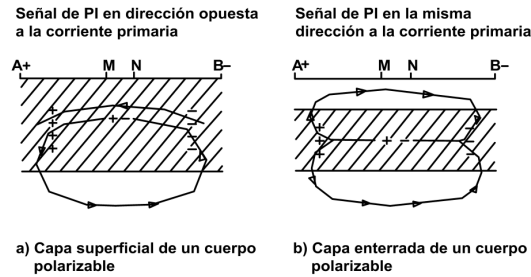


Figura 3.10. PI negativo por efectos geométricos superficiales (Geopublication Associates, IP, v. I, 1976).

En el caso de un cuerpo polarizable de forma esférica o alargada (fig. 3.11a y b) muestra como las corrientes de depolarización pueden girarse a zonas en la superficie pero en dirección opuesta a la corriente primaria que siempre va de A^+ a B^- . Las anomalías de PI obtenidas al mover los electrodos de potencial (M y N) dentro de los electrodos de corriente (A y B) pueden trazar entonces un pico positivo limitado por uno o dos flancos negativos de acuerdo a la posición y forma de los cuerpos polarizables.

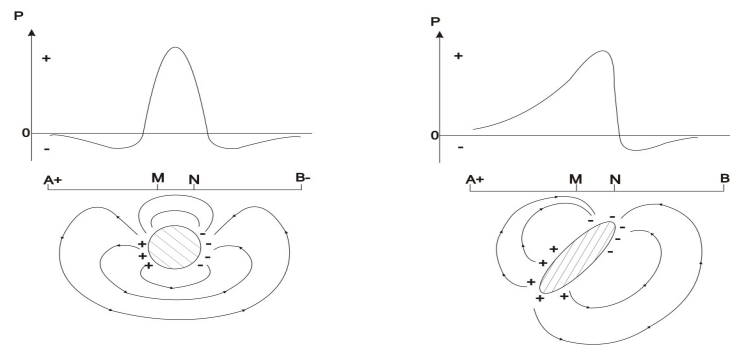


Figura 3.11. PI negativo debido a factores geométricos (Geopublication Associates, IP, v. I, 1976).

Nabighian y Elliot (1976) encontraron que los efectos negativos de PI pueden ocurrir en terrenos estratificados o resultar por ciertas variaciones geoeléctricas, es decir, cuando una de las capas del subsuelo es más conductora en relación a las capas superiores, como en una secuencia resistiva de tipo $K(\rho_1 < \rho_2 > \rho_3)$ y $Q(\rho_1 > \rho_2 > \rho_3)$, pero para secuencias resistivas de tipo $H(\rho_1 > \rho_2 < \rho_3)$ y $A(\rho_1 < \rho_2 < \rho_3)$ no encontraron respuestas negativas.

Así entre dos electrodos de la misma naturaleza, la contribución es positiva, es decir, que un cuerpo conductor y polarizable genera una disminución de la resistividad y un incremento de la cargabilidad aparente. Entre un electrodo de corriente y otro de potencial las contribuciones cerca de la superficie son de signos opuestos debido a una inversión en el sentido de la circulación de la corriente con respecto a los electrodos de potencial y el mismo cuerpo causa un incremento de resistividad y una disminución de la cargabilidad aparente. La figura 3.12 expone este fenómeno para el efecto de IP.

A veces, tampoco es posible obtener valores positivos debido a que el ruido geológico es mayor que la señal o en su caso es el efecto de membrana que no puede polarizar con la carga del potencial o voltaje inyectado (no la corriente). Sobre todo en los últimos niveles en donde el voltaje primario es más débil. En algunos contactos geológicos pueden aparecer valores negativos o cuando se tiene un valor muy bajo resistividad.

Los valores negativos también podrían relacionarse a efectos provenientes de inmediatamente alrededor de un electrodo (al mover los electrodos del receptor), efectos capacitivos (se debe asegurar que los cables de corriente y potencial están bien separados y sin partes "peladas" especialmente en zonas húmedas) u otros efectos de canalización de corriente, etc.

En conclusión, los valores negativos de PI pueden ser ocasionados por:

- la posición de cuerpos polarizables
- la geometría de cuerpos polarizables
- capas con respecto a la superficie donde se realizan las mediciones
- elevado nivel de ruido (telúrico, por acoplamiento electromagnético, cultural y geológico).

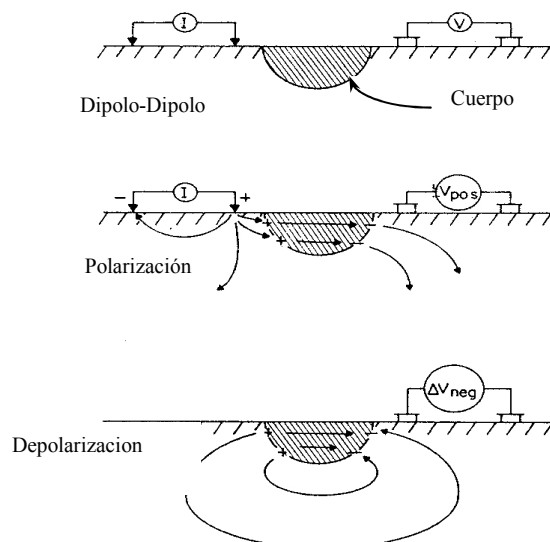


Figura 3.12. Efecto negativo IP de un cuerpo subflorante situado entre dos dipolos (Sumner, 1985).

4 LEVANTAMIENTO DE PI/RESISTIVIDAD

4.1 Prospecto Mapimí

4.1.1 Geología regional del área de Mapimí

En la región afloran rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas. Las rocas sedimentarias son las más abundantes y las más antiguas, se encuentran representadas por las formaciones Aurora, Indidura y Caracol, constituidas por calizas arrecifales de estructura masiva, caliza en estratos delgados, lutitas calcáreas y calcarenitas, respectivamente. Las rocas ígneas son de tipo ácido y se encuentran intrusionando a las calizas de la formación Aurora, originando una aureola de metamorfismo. Las formaciones Indidura y Caracol, no fueron afectadas por la intrusión. Las rocas metamórficas están confinadas a la zona de contacto de rocas sedimentarias con intrusivos.

4.1.2 Geología del área de Mapimí

La sierra de Mapimí, orientada NE-SW, está constituida por remanentes de caliza marmorizada y tácticas, productos metamórficos de rocas calcáreas, originados por un tronco intrusivo de composición granodiorítica, sobre el cual descansan.

Al finalizar este emplazamiento, se efectuaron una serie de movimientos post-tectónicos que provocaron un sistema de fallas con rumbo general NW-SE, motivando zonas de debilidad que favorecieron el emplazamiento de un segundo cuerpo intrusivo, clasificado como pórfido cuarzodiorítico, el cual intrusionó tanto a la granodiorita como a la caliza de la sierra de Mapimí. Afloran además una serie de diques láticos y aplíticos, los cuales se han situado en una posición cronológica intermedia a los dos cuerpos intrusivos principales.

El valle de la zona de estudio se encuentra casi totalmente cubierto por aluvión, pero a través de tiros y pozos, se logró definir que el tronco intrusivo granodiorítico se extiende hasta el extremo sureste del valle, haciendo contacto con calizas masivas de la formación Aurora y que la estructura del pórfido cuarzodiorítico es de forma alargada, teniendo una longitud mayor a 1 km y un ancho mínimo de 150 m y máximo de 300 m.

En el área se aprecian dos zonas de fracturamiento, una con rumbo general N 40° E que fue la que sirvió de control para la mineralización del cuerpo conocido y otra orientación general N 80° W afectando tanto a las calizas como a los cuerpos intrusivos. En el

extremo suroeste del valle, estas dos estructuras se interceptan, prestando una zona de intensa alteración y piritización en el pórfido cuarzodiorítico.

4.1.2.1 Descripciones de las unidades de roca

Rocas sedimentarias

La caliza Aurora que aflora en el área está compuesta casi totalmente por caliza arrecifal masiva de color gris claro oscuro, con textura variable de calcarenita a calcidurita, y contiene fragmentos de rudistas, braquiópodos y foraminíferos (Miliolidos).

Rocas intrusivas

a) Granodiorita de hornblenda

Los mejores afloramientos de esta roca se encuentran en el Valle localizado entre las Sierras de Panales, Siderita y Mapimí. Es de textura fanerítica de grano medio, y se observan como minerales esenciales, cuarzo, plagioclasa sódica, feldespato potásico y hornblenda como mineral accesorio, en la zona cercana al contacto la textura se vuelve porfídica a afanítica, presentando una fuerte silicificación.

b) Pórfido de latita de cuarzo

Esta roca aflora en el extremo noroeste de la Sierra de Mapimí y es de textura porfídica con matriz fanerítica de grano fino, y se observan fenocristales de plagioclasa sódica, feldespato y cuarzo, presentando como mineral accesorio apatita. En general contiene diseminación de pirita en ocasiones ligeramente oxidada, con manchas limoníticas de tipo jarosítico. Este cuerpo tiene forma de dique con un promedio de 20 a 25 m de espesor.

c) Pórfido cuarzodiorítico de biotita

Los afloramientos de esta roca se localizan en el Valle de Mapimí y es la que presenta probabilidades de mineralización económica de cobre diseminado. Es de textura porfídica con matriz fanerítica de grano fino en donde se observan cristales de cuarzo y plagioclasa sódica, los fenocristales son de biotita y plagioclasa, los minerales secundarios son: clorita, epídota, caolín y sericita. Como minerales introducidos, cuarzo, yeso, pirita, calcopirita y molibdenita.

Rocas metamórficas

En las zonas de contacto de la caliza Aurora, con los cuerpos intrusivos se presenta un halo de metamorfismo, consistente en tactitas y mármol.

En la Sierra de Descubridora, la caliza Aurora es un casquete o remanente de caliza recristalizada y marmorizada, de color gris claro a blanco, con textura sacaroide característica. Los rasgos estructurales de la estratificación original son difícilmente reconocibles.

Las tactitas son de color pardo rojizo a verde oscuro, con textura granoblástica y fenocristales de epidota, granate y wollastonita con diseminación de sulfuros de Fe, Cu y Pb, no siendo de rendimiento económico.

4.1.2.2 Alteración-mineralización

1) Alteración

A. En rocas calcáreas

La alteración que presentan las calizas consiste en una intensa introducción de silicatos cálcicos en la zona de contacto con los intrusivos, observándose vetillas de granate, epidota y wollastonita a través de fracturas y planos de estratificación.

B. En rocas intrusivas

La granodiorita por lo general se presenta fresca, a excepción de las zonas cercanas al contacto con la caliza, en donde se aprecia con una leve a moderada cloritización de los máficos y una fuerte silicificación, encontrándose afectada por aisladas zonas de fracturamiento irregular en donde presenta intensa cloritización, epidotización, e introducción de hilillos y vetillas de cuarzo.

El pórfido de latita de cuarzo no tiene evidencias de alteración de interés, presentando aisladas zonas de turmalinización y una débil a moderada caolinización por la lixiviación de pirita que contiene la roca.

El pórfido cuarzodiorítico se encuentra afectado por una leve a moderada cloritización de los máficos (biotita), epidotización y una leve caolinización de los feldespatos, correspondiendo a una alteración de tipo propilítico. En la zona cercana al contacto con el cuerpo mineral explotado tiene una fuerte caolinización a leve sericitización, con vetillas de cuarzo, calcita y yeso, siendo producto de alteración tanto hipogénico como supergénico.

En el extremo suroeste del valle de Mapimí se observa un área de aproximadamente 200 x 200 metros en donde el pórfido presenta intensa alteración cuarzo-sericítica con

abundantes hilillos y vetas de cuarzo, con abundante disseminación de sulfuros oxidados; esta zona corresponde a la intersección de dos sistemas de fracturamiento.

En el interior de la mina, el pórfido presenta leve a moderada cloritización de los máficos y una moderada a intensa caolinización de los feldespatos, principalmente de origen supergénico.

2) Mineralización

La mineralización se manifiesta superficialmente por una zona de oxidación de forma tabular de 15 a 20 m de espesor por unos 600 m de longitud, consistiendo en óxidos y carbonatos de cobre, cobre nativo y óxidos de manganeso, en una ganga de calcita y yeso.

El pórfido cuarzodiorítico de biotita presenta mineralización disseminada en su mesostancia y en pequeños hilillos y vetillas de cuarzo con sulfuros de Fe y Cu. Se observa un intenso fracturamiento en esta roca, lo cual obviamente representó un control importante para la introducción de las zonas mineralizantes que dieron origen a la disseminación de sulfuros, estimándose un contenido total promedio de 2 a 3%.

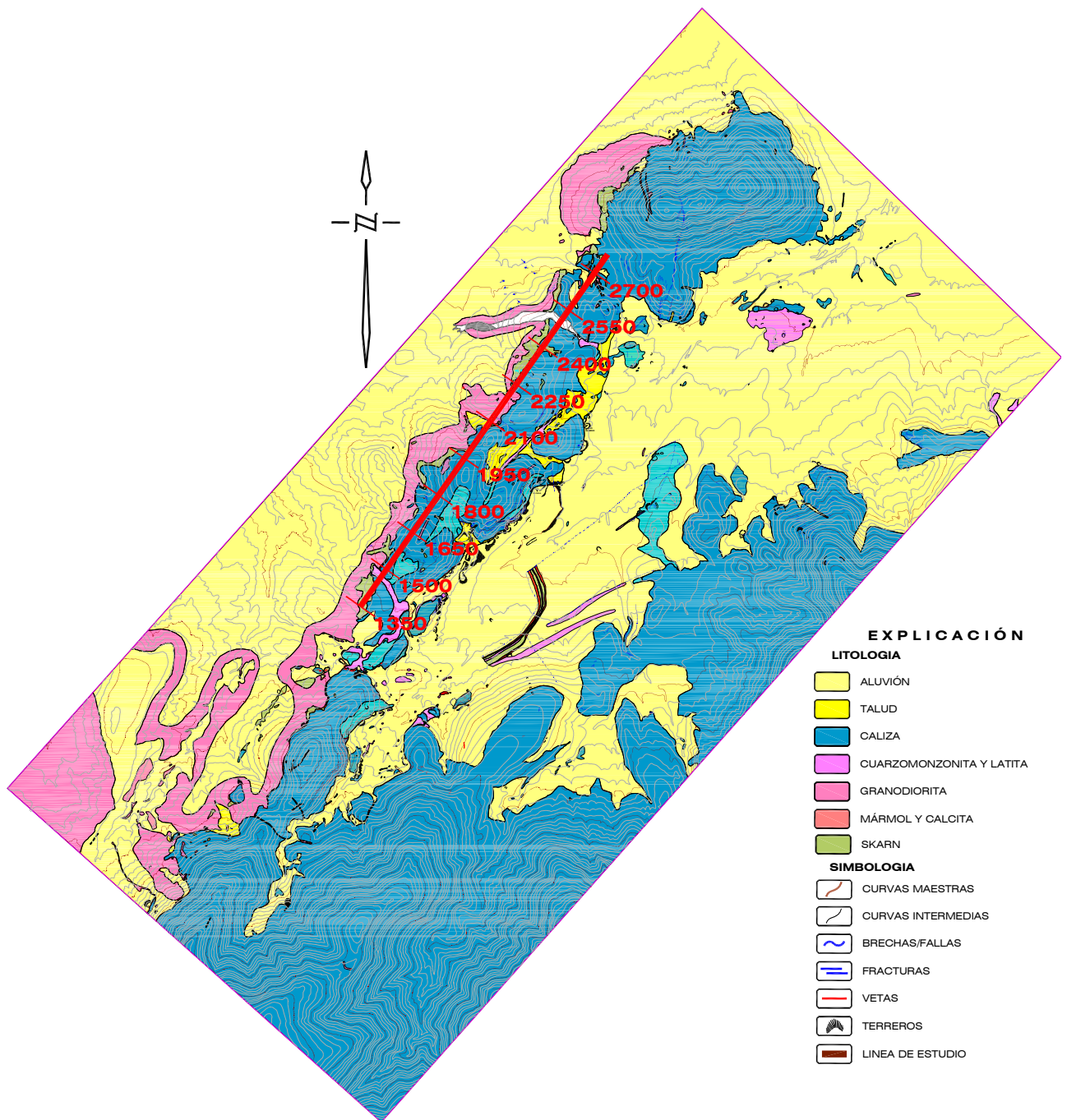


Figura 4.1. La estación 00 es la localizada al inicio del extremo SW de la línea medida del prospecto Mapimí con dipolos de 150m. El segmento medido para la realización de las pruebas es de 1200 m.

4.1.3 Geofísica

4.1.3.1 Trabajo de medición e instrumentación

Se consideró un segmento de línea (figura 4.1) que se nombró como “línea 1000” en la zona céntrica con dirección de N55E para las pruebas de dos levantamientos:

- uno utilizando electrodos fuente de aluminio
- y otro utilizando electrodos fuente de cobre.

En ese segmento se encuentra uno de los principales contactos de rocas sedimentarias con intrusivos del yacimiento, adecuado para encontrar anomalías de PI/Resistividad (para comparar con los dos tipos de levantamientos) que se puedan asociar a sulfuros metálicos -de Pb, Zn y Cu principalmente- en vetas, mantos y/o zonas de skarn.

Se utilizó la variante dipolo-dipolo (aunque es muy sensible al ruido en datos de resistividad, en los datos de cargabilidad no es tan sensible a los problemas de inducción electromagnética, tiene muy buena relación señal/ruido, las anomalías son simétricas y porque se trabajó en el dominio de la frecuencia) con seis niveles de medición ($n=6$), con una apertura dipolar de 150 m con un total de 7 dipolos, es decir, con un total de 8 electrodos de corriente para cubrir un total de 1200 m de información lineal.

El equipo empleado para la adquisición de los datos fue:

- Receptor Zonge para PI/Resistividad modelo GDP-32II
- una unidad de control o transmisor de corriente Zonge modelo GGT-30 KW
- 4 electrodos de porcelana no polarizables marca TINKER AND RASOR, modelo “3A COPPER-COPPER SULFATE HALF CELL ELECTRODE”, tipo fat boy, 7.5 cm de diámetro
- 8 placas de cobre de 60 x 60 cm x 1.6 mm
- 8 pliegos de aluminio de 60 x 60 cm x 1 mm
- hoyos de 60 cm x 60 cm x 60 cm
- 30 bidones de 20 litros, 60 litros en cada pozo
- 4 carretes de aluminio con sus respectivas bobinas de cable para PI
- transmisores-receptores de radio, portátiles
- cable aislado de cobre, calibre 14
- cable aislado de cobre, calibre 12
- GPS Garmin
- camioneta 4 X 4

Para llevar un control en las aperturas de los dipolos tanto de transmisión (Tx) como de recepción (Rx) sobre la línea, ésta misma se enumero en estaciones a partir de la estación cero ubicada en el extremo SW hasta la estación 3450, con la ayuda de GPS y estaqueando de acuerdo a la longitud bipolar ($a=150$ m) del arreglo seleccionado. Se ubicaron las estaciones de transmisión y recepción.

Como electrodos fuente se excavaron 8 hoyos en la superficie, cada uno de 60 X 60 cm de ancho y largo con 60 cm de profundidad. En el primer levantamiento se agregó en el fondo de cada hoyo un cúmulo de tierra con 20 litros de agua para hacer una plancha de lodo de 15 a 20 cm, sobre la cual se colocó papel aluminio (como material conductor) con las mismas dimensiones de ancho y largo del hoyo. Después se tiró un cable sin aislar en forma circular sobre la plancha de aluminio para hacer un buen contacto y extendiéndolo hasta el exterior del hoyo con el fin de asomar la punta del cable a la superficie. Por último se arrojó tierra al hoyo cubriéndolo totalmente hasta la superficie con 40 litros de agua para hacer otra plancha de lodo con el fin de mantenerlo húmedo para disminuir la resistencia de contacto e inyectar la mayor corriente posible al subsuelo.

Para la transmisión de corriente, el transmisor y el motor-generador fueron transportados en camioneta desde el campamento hasta una zona lo más cercana posible a la línea de estudio por los accesos de una antigua mina. Lo más cercano posible que se pudo llegar fue cerca de la estación 2250 de donde se tiro el cable que iría a cada uno de los electrodos de corriente para conectarlo al cable proveniente del interior del hoyo que hace contacto con el material conductor. De dicha estación, cada cable es conectado a la unidad de control o transmisor de corriente Zonge modelo GGT-30 Kw y mandar corriente a cada pozo para inyectarla al subsuelo.

El cable utilizado para los electrodos de corriente consistió de cable aislado de cobre calibre 12. Para transportar, tirar y recoger el tendido de cable de corriente de un punto específico a otro sobre la línea de estudio, se enrolló en carretes (con manivela) diseñados para este propósito y así evitar problemas tales como enredarse, pelarse e incluso romperse y para asegurar que tanto los cables de corriente con los de potencial estuvieran separados.

En la recepción de la señal transmitida se utilizaron pares de dipolos de recepción (Rx) adyacentes (figura 4.2). Como electrodos de potencial se utilizaron vasos porosos impolarizables llenados con una solución de sulfato de cobre. El cable utilizado para

estos electrodos consistieron de cobre aislado número 14 por cuestiones de movilidad ya que es más liviano.

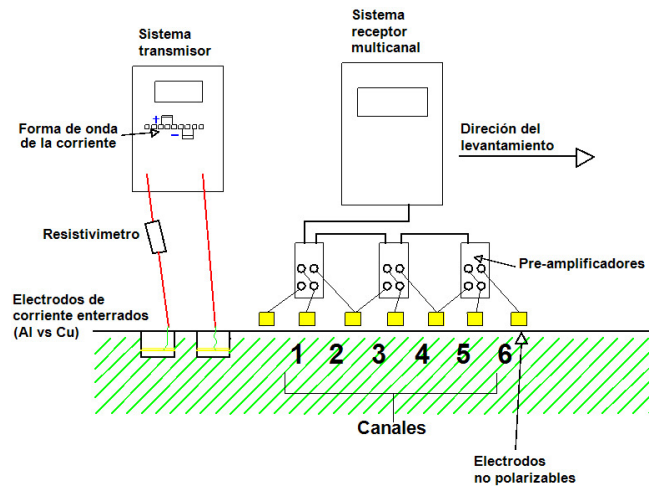


Figura 4.2. Principales componentes de un estudio de PI/Resistividad.

Todo el arreglo se cubrió con una secuencia de 7 puntos móviles de recepción (Rx), desconectando ambos finales del par de dipolos de recepción para moverlos a la posición correspondiente para cubrir de forma uniforme el arreglo medido desde los niveles someros hasta los niveles profundos (figura 4.3).

Cuatro de los puntos centrales del arreglo fueron repetidos para verificar que el procedimiento del levantamiento es correcto y de buena calidad por el principio de reciprocidad.

Por tratarse de un estudio de PI en dominio de frecuencia, el receptor se sincronizó con el transmisor a la frecuencia de 0.125 Hz. Las lecturas se midieron utilizando dos canales de recepción, es decir, colectando datos con dos dipolos al mismo tiempo. El receptor GDP-32II registró promedios de formas de onda múltiple y calculó los valores de amplitud y fase para el primero, tercero, quinto, séptimo y noveno armónico de cada onda cuadrada fundamental para obtener una cobertura de PI espectral.

Las resistividades aparentes son calculadas de la magnitud de los datos; la polarización inducida es medida por la fase, usando cualquier reloj receptor interno o la referencia medida directamente del transmisor. La fase en 0.125 Hz, es la fase cruda medida en el campo; las tres frecuencias desacopladas o generalmente fase corregida, usa el primero, tercero y quinto armónico de los datos para corregir por acoplamiento electromagnético.

El equipo receptor de PI/Resistividad utilizado (GDP 32II, Zonge), obtiene una buena aproximación de libre acoplamiento electromagnético a través de una extrapolación de fase a cero frecuencia, donde ya no podrían existir tales efectos, utiliza un algoritmo de desacoplamiento conocido como “Tres Puntos”, el cual es muy útil para una primera observación de los datos crudos.

Dicho de otra forma, usa los armónicos generados de una onda cuadrada de la corriente transmitida. Esto es, si la frecuencia fundamental es 0.125 Hz, se obtienen datos en 0.125 Hz más los primeros cuatro armónicos impares: 0.325, 0.625, 0.875 y 1.125 Hz.

La formula usada para el desacoplamiento por tres puntos es la siguiente:

$$\phi_{3pts} = 1.875\phi_1 - 1.25\phi_3 + 0.375\phi_5 \quad (4.1)$$

Donde: ϕ_1 = fase en la frecuencia fundamental

ϕ_3 = fase en el tercer armónico

ϕ_5 = fase en el quinto armónico

Durante la adquisición de los datos, la persona responsable del proyecto o jefe de brigada fue el encargado de monitorear de cerca la calidad de los datos. Para confirmar cada lectura registrada y como control de calidad, se realizaron más de dos mediciones, de acuerdo al nivel de ruido, similitud en el valor de PI/Resistividad o repetibilidad en la lectura tomada.

Para expresar el nivel de ruido y la calidad de las lecturas durante las mediciones, los equipos utilizan la “desviación estándar”, ya que es una medida del grado de dispersión de los datos del valor promedio y representa la incertidumbre o error en los mismos, útil para indicar la precisión o estabilidad de las mediciones y definir parámetros confiables en la fase de interpretación.

El equipo utilizado para este estudio maneja el SEM (standar error of mean) y es la desviación estándar dividida por la raíz cuadrada del número de ciclos utilizado en la obtención de los datos. En otras palabras, el SEM o la desviación estándar indican que tan limpia o que tan afectada es la señal de voltaje, por cualquier fuente de ruido.

Dentro de los controles que generalmente se realizó el jefe de brigada estuvo en poner cuidado en detectar cualquier malfuncionamiento del equipo, interferencia telúrica, tormentas eléctricas, efectos culturales (cables de alta tensión).

En el segundo levantamiento se realizó el mismo procedimiento que en el primero para manejar las mismas características de competencia, sólo se sustituyó el aluminio por láminas de cobre en los hoyos para hacer los electrodos de emisión de corriente.

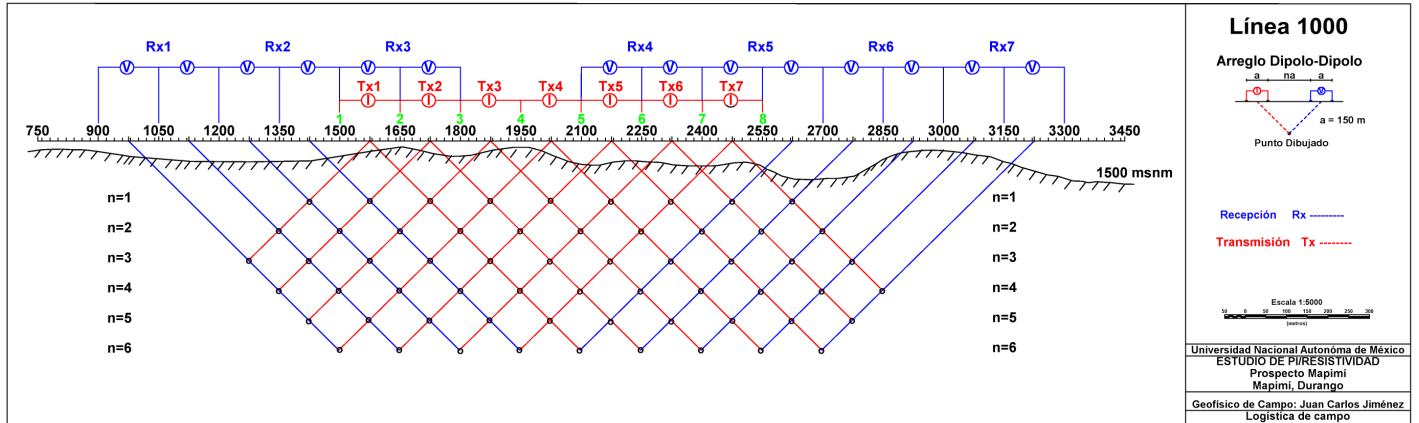


Figura 4.3. Logística del levantamiento en campo, prospecto Mapimí, línea 1000.

4.2 Prospecto Geomara

4.2.1 Geología general de la zona de estudio

Geomara es un prospecto de exploración por oro localizado en un ambiente epitermal de sulfuración alta a intermedia con una zona de alteración argílica avanzada, que contiene estructuras mineralizadas con oro en forma de brechas hidrotermales y vetas de cuarzo, que a su vez ocurre dentro de un centro volcánico andesítico de edad Plioceno-Pleistoceno, compuesto de cuatro unidades: 1) una toba de cristales y fragmentos líticos, 2) tobas piroclásticas con material retrabajado, 3) brechas volcánicas andesíticas y conglomerados y 4) una andesita porfirítica en forma de derrames y cuellos. Adicionalmente, se han observado pequeños afloramientos con dacitas y riocitas con ojos de cuarzo en la parte central del sistema. En general, estas unidades tienen buzamientos hacia fuera del centro volcánico. La mayor parte de los cuerpos mineralizados corresponden a vetas y brechas tabulares, la mayoría con orientación N60-70W, asociadas a una zona de alteración argílica avanzada.

Arriba del nivel 4300 sólo ocurren cuerpos de brechas hidrotermales tabulares, con hasta 10 metros de ancho (en partes hasta 70 metros), con fragmentos de vetas de cuarzo y roca lixiviada en una matriz de sílice y óxidos de hierro. Hacia abajo de la cota 4300, ocurren principalmente vetas de cuarzo bandeadas con espesores entre 0.5 y 1 metro, con zonas de brechamiento y vetilleo en los bordes. Se sugiere que las zonas de brecha sobre el nivel 4300 corresponden a las partes altas de las vetas y que, por lo tanto, bajo los cuerpos de brecha del crestón principal de Geomara, podríamos encontrar vetas de cuarzo más definidas. Por otra parte, los afloramientos de sílice residual y vuggy silica son pequeños y representan poco potencial por sí mismos.

En resumen, el prospecto Geomara corresponde a un depósito epitermal en vetas de cuarzo y brechas tectónicas e hidrotermales tabulares, asociadas a una zona de alteración argílica avanzada de al menos 5 x 3.5 km, ubicada dentro de un centro volcánico de edad Plioceno-Pleistoceno. Las vetas y estructuras brechadas tienen longitudes de entre 200 a 1500 metros y espesores entre 0.7 y 7 metros, siendo las brechas las que presentan los espesores mayores, y pudiendo representar las porciones superiores de sistemas de vetas.

4.2.2 Geofísica

4.2.2.1 Trabajo de medición e instrumentación

Se consideró el segmento este de la línea 400 en dirección NE para la realización de un estudio similar:

- un levantamiento utilizando electrodos fuente de aluminio
- y otro levantamiento utilizando electrodos fuente de cobre.

Con la finalidad de encontrar anomalías de PI/Resistividad a comparar con los dos tipos de levantamiento que pudieran indicar brechas silicificadas y zonas de alteración argílica avanzada, asociadas a procesos tipo “steam heated”, donde el horizonte de calcedonia marcaría el paleonivel freático y para apoyar a determinar la extensión de la mineralización según su dirección y profundidad, apoyar a la cartografía geológica, estructural y tectónica del yacimiento.

Se utilizó la variante dipolo-dipolo con seis niveles de medición ($n=6$), para una apertura dipolar de 100 m, con un total de 5 dipolos de emisión, es decir, con un total de 6 electrodos de corriente para cubrir un total de 900 m de información lineal (figura 4.4).

El trabajo de campo se realizó con el mismo equipo de recepción y transmisión y con las mismas características del levantamiento de la línea 1000 del prospecto Mapimí. La única diferencia fue en la logística de los dipolos de recepción y transmisión: se utilizaron 6 cables de potencial en lugar de 2 (con 8 electrodos no polarizables) con 3 movimientos del receptor (Rx), 6 electrodos de corriente en lugar de 8, hoyos con dimensiones de 50 X 50 y con una profundidad de 50 cm de acuerdo a las dimensiones de las placas de cobre y aluminio (50 x 50 cm x 1.6 mm). No se hicieron amarres (principio de reciprocidad).

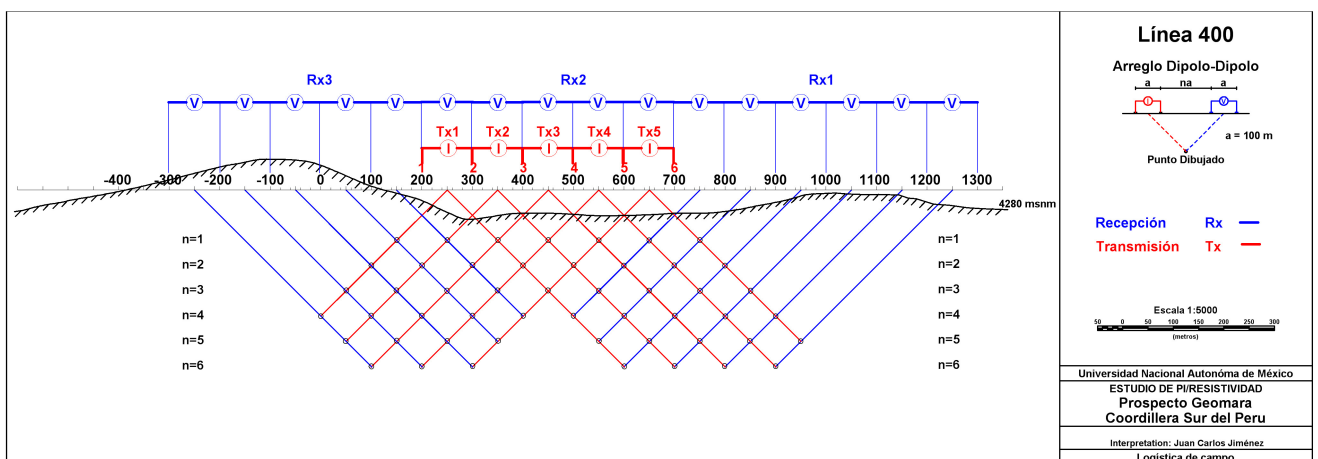


Figura 4.4. Logística del levantamiento de campo, prospecto Geomara, línea 400.

5 ANÁLISIS DE LOS PROSPECTOS MAPIMÍ Y GEOMARA

Resultados

Para distinguir las semejanzas y diferencias entre los datos de los dos tipos de levantamiento, los resultados de las mediciones de PI/Resistividad han sido plasmados en gráficas para analizar el conjunto de datos nivel por nivel de asignación y pseudosecciones correspondientes a las líneas de estudio para analizar la distribución espacial de los valores aparentes de PI/Resistividad.

El procedimiento de trazado de pseudosecciones es tan sólo una convención gráfica, es totalmente arbitrario y en ningún caso implica que la profundidad de investigación del dispositivo sea la asignada por la intersección de las dos líneas a 45°, es decir, que no depende de la geometría del arreglo electródico sino de la distribución de área y en profundidad del contraste de PI/Resistividad aparente y de la magnitud del nivel de ruido en el subsuelo. La imagen que proporcionan siempre está distorsionada por cualquier tipo de efecto 2D-3D o por contactos laterales y he aquí uno de los errores que de modo más común se cometen en la interpretación, que es considerar directamente la pseudosección como una imagen real del subsuelo.

El método de interpolación utilizado tanto en las pseudosecciones como en los modelos de inversión 2D fue el kriging en su forma simple, el cual es un método de interpolación exacto y local que pondera el peso de cada punto muestral X_i en el valor interpolado en un punto no muestral X_0 según una función de la distancia entre dichos puntos. Su fundamento conceptual deriva de la teoría de las variables regionalizadas, tratándose en esencia de un método geoestadístico consistente en la búsqueda de unos interpoladores óptimos que producen unos residuos insesgados y con mínima varianza.

El modelo de inversión aplicado a los datos de PI/Resistividad fue desarrollado por Zonge Engineering and Research, Tucson AZ e implementado para trabajar en interface con Geosoft. El programa invierte los datos de resistividad conjuntamente con los datos de cargabilidad. El perfil topográfico es incorporado y al mismo tiempo es utilizado para hacer las correcciones topográficas en el ajuste de las anomalías. El programa incluye controles que permiten seleccionar los mejores parámetros de procesamiento de acuerdo al contexto geológico conocido. Entre estos parámetros tenemos: tamaño de retícula horizontal y vertical, número de iteraciones, error cuadrático medio (RMS), un factor de

inversión que contrapesa el tiempo de procesamiento tanto de resistividad o cargabilidad y condiciones de límite o bordes libremente definidos. Las condiciones de borde o forma de estructura son simples, estratigrafía vertical u horizontal, con gradaciones entre ambas.

Como resultado del proceso de inversión, se obtuvieron modelos de *resistividad*, *diferencia de fase* y *fase desacoplada* (3 puntos) tanto de los datos con cobre como con los datos de aluminio utilizando un programa de inversión 2-D que manejó bien la reconstrucción y localización correcta de las anomalías tanto en forma lateral como en profundidad; diferenciando la posibilidad de errores en la determinación espacial de aquellas anomalías geofísicas producidas por efectos causados por estructuras externas o fuentes anómalas, así como los efectos producidos por los cuerpos de interés, con ayuda de la sección geológica de la línea de estudio.

Los resultados de la inversión se plasmaron en una sección final (correspondiente a los datos de cada levantamiento) con intervalos de acuerdo a la apertura dipolar (a cada 150 m en la línea 1000 del prospecto Mapimí y a cada 100 m en la línea 400 del prospecto Geomara) tanto en superficie como en profundidad.

Manejando una escala de colores estándar en cada una de las pseudosecciones y en los modelos de inversión de acuerdo a sus respectivas unidades, el color rojo representa valores anómalos de alta magnitud hasta los colores azulados, estos últimos representan valores anómalos de baja magnitud.

5.1 Prospecto Mapimí

La profundidad estimada en cada uno de los seis niveles de medición con la variante dipolo-dipolo para una apertura dipolar de 150 metros (Edwards, 1977) es la siguiente:

n	Ze/a	Ze [m]
1	0.416	62.40
2	0.697	104.55
3	0.962	144.30
4	1.220	183.00
5	1.476	221.40
6	1.730	259.50

Tabla 4. Profundidad teórica por cada nivel de acuerdo a Edwards (1977).

Las graficas manejan individual y comparativamente cada uno de los niveles medidos de acuerdo a su respectiva posición en el segmento medido con los dos tipos de levantamiento, es decir, que los datos de la parte izquierda de las graficas corresponden a la zona SW del segmento y los datos de la parte derecha corresponden a la zona NE también del segmento. El número de lecturas del segmento medido (por cada nivel de asignación) aparecen en la tabla 5, tomando en cuenta los niveles de amarre medidos o repetidos (por el principio de reciprocidad). Las barras en color azul corresponden a los datos obtenidos con electrodos fuente de aluminio y las barras en color amarillo corresponden a los datos obtenidos con los electrodos fuente de cobre (figura 5.1).

Nivel	Número de lecturas tomadas, línea 1000	Nivel repetido (principio de reciprocidad)
1	9	
2	11	1 amarre (Stn. 1950)
3	13	2 amarres (Stns. 1800-1950 y 1950-2100)
4	12	1 amarre (Stn. 1950)
5	10	
6	9	

Tabla 5. Número de lecturas tomadas por nivel en la línea 1000 del prospecto Mapimí.

5.1.1 Corrientes de transmisión

Los dipolos con electrodos fuente de aluminio tuvieron valores de entre 1.11 y 4.12 amperes y los dipolos con electrodos fuente de cobre tuvieron valores de entre 1.74 y 7.58 amperes. Los electrodos fuente con cobre superaron por mucho al aluminio.

La corriente que lograron inyectar los dipolos de emisión con los dos tipos de electrodos no alcanzó una magnitud muy grande pero tampoco fue una magnitud muy pequeña. Por el hecho de que la resistividad en la zona de estudio tampoco era muy alta, por las rocas sedimentarias que eran las más abundantes, tales como la caliza Aurora de estructura

masiva y porque en algunas partes la misma roca aunque afloraba, estaba un poco alterada por la vegetación y por intemperismo, lo que permitió la excavación de los hoyos.

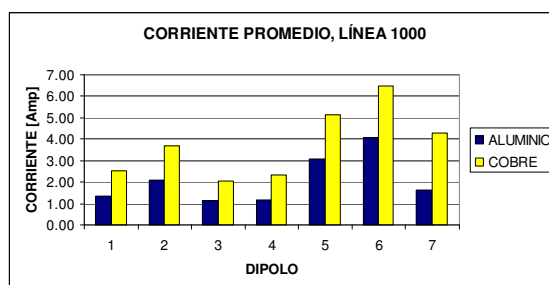


Figura 5.1. Intensidad de corriente inyectada promedio de cada dipolo de transmisión.

La corriente inyectada en cada dipolo de emisión con electrodos fuente de cobre superó a la corriente inyectada con los electrodos fuente de aluminio (tabla 6), utilizando láminas de cobre fue de 1.74 a 7.58 amperes. La corriente inyectada con electrodos de corriente utilizando láminas de aluminio fue de 1.11 a 4.12 amperes.

Corriente [Amp]	Aluminio	Cobre
Máximo	4.12	7.58
Mínimo	1.11	1.74
Media	2.09	3.75
Desviación estándar	1.06	1.72

Tabla 6. Estadísticas de comparación de la corriente inyectada con aluminio y cobre.

Aunque la corriente era relativamente baja, los contrastes de resistividad en la zona de estudio no eran muy fuertes, esto ayudó a que las mediciones se realizaran sin mayores complicaciones, tanto con los electrodos fuente de aluminio como con los electrodos fuente de cobre el contraste de PI/Resistividad del segmento de línea.

5.1.2 Principio de reciprocidad

En el inciso 2.1.3, el principio de reciprocidad indica que la diferencia de potencial es la misma si pudiera ser medida con dos electrodos de potencial y si la misma corriente fuera inyectada con las mismas posiciones de estos electrodos de potencial, es decir, que si los electrodos de corriente intercambian sus posiciones con los de potencial, todo permanece igual y el coeficiente del dispositivo permanece invariable, por ello podemos invertir el rol de los electrodos de corriente y de potencial sin afectar las mediciones resultantes debido a que el principio es para cualquier medio y no depende de la intensidad de corriente en el circuito de transmisión y del dispositivo de medición. En las tablas 7 y 8 se pueden ver los amarres hechos con electrodos fuente de aluminio y de cobre respectivamente.

Tabla 7. Lecturas de amarre utilizando electrodos fuente de aluminio.

Tx (Dipolo)	Rx (Dipolo)	Nivel	SEM [mrad]	Corriente [Amp]	IP Phase [mrad]	3-PT [mrad]	Resistividad [Ohm-m]	Vp [mV]
2100 (5-6)	1650 (2-3)	2	0.11	3.09	29.9	29.7	67.71	23.55
2100 (5-6)	1500 (1-2)	3	0.09	3.09	34	34.0	92.27	12.84
2250 (6-7)	1650 (2-3)	3	0.26	4.02	30.1	30.8	95.63	17.31
2250 (6-7)	1500 (1-2)	4	0.25	4.02	33.5	33.3	135.40	12.26
Rx (Dipolo)	Tx (Dipolo)	Nivel	SEM [mrad]	Corriente [Amp]	IP Phase [mrad]	3-PT [mrad]	Resistividad [Ohm-m]	Vp [mV]
2100 (5-6)	1650 (2-3)	2	0.3	2.12	33.2	29.2	65.37	15.60
2250 (6-7)	1650 (2-3)	3	0.05	2.12	30.4	33.2	92.57	8.84
2100 (5-6)	1500 (1-2)	3	0.91	1.35	35.4	25.8	80.79	4.91
2250 (6-7)	1500 (1-2)	4	0.42	1.35	34.7	38.4	124.60	3.79

Tabla 8. Lecturas de amarre utilizando electrodos fuente de cobre.

Tx (Dipolo)	Rx (Dipolo)	Nivel	SEM [mrad]	Corriente [Amp]	IP Phase [mrad]	3-PT [mrad]	Resistividad [Ohm-m]	Vp [mV]
2100 (5-6)	1650 (2-3)	2	0.09	4.62	29.5	30.3	92.67	48.20
2100 (5-6)	1500 (1-2)	3	0.18	4.62	34.7	33.7	94.46	19.65
2250 (6-7)	1650 (2-3)	3	0.05	5.75	31	31.4	118.90	30.78
2250 (6-7)	1500 (1-2)	4	0.09	5.75	32.9	32.5	142.20	18.41
Rx (Dipolo)	Tx (Dipolo)	Nivel	SEM [mrad]	Corriente [Amp]	IP Phase [mrad]	3-PT [mrad]	Resistividad [Ohm-m]	Vp [mV]
2100 (5-6)	1650 (2-3)	2	0.39	3.34	30.2	29.3	67.38	25.33
2250 (6-7)	1650 (2-3)	3	0.83	3.34	31.3	30.0	93.17	14.01
2100 (5-6)	1500 (1-2)	3	1.46	2.27	38.3	37.7	88.77	9.07
2250 (6-7)	1500 (1-2)	4	2.23	2.27	33.6	31.4	133.70	6.84

Las lecturas obtenidas en los amarres por el principio de reciprocidad en los dos tipos de levantamiento resultaron ser muy similares, tanto en los datos de *diferencia de fase* como en los datos de *fase desacoplada* tienen una variación mínima a excepción de los datos de resistividad que resultaron con una diferencia mayor en algunas lecturas, sobre todo en las lecturas con cobre, a pesar de que la corriente y el voltaje primario fueron más altos con cobre, es decir, que parecen estar ligeramente mejor las lecturas en los amarres con aluminio.

5.1.3 Pseudosecciones

5.1.3.1 Diferencia de fase

Aluminio

El rango de la *diferencia de fase* cruda muestra una variación entre -5.8 y 47 mrad, con un promedio de 28.06 mrad y una desviación estándar de 9.58 mrad (figura 5.2).

Aparecen tres horizontes de *efecto de PI* a partir del extremo SW del segmento, el primero de ellos y con los valores de magnitud más alta se encuentra entre las estaciones

1400-1900 en los niveles más profundos 4, 5 y 6, alcanzan hasta los 50 mrad. El segundo horizonte muestra valores de mediana magnitud de hasta 30-40 mrad en los niveles que circundan al primer horizonte. Los niveles restantes plasman el tercer horizonte con los valores de magnitud más baja, a excepción de la parte NE en donde aparecen valores de mediana magnitud, aproximadamente bajo la estación 2600 en los últimos niveles. Sólo en el primer nivel y bajo la estación 1500 aparece una lectura muy ruidosa que incluso tiene un valor negativo.

Cobre

El rango de la *diferencia de fase* muestra una variación entre 13.10 y 56.9 mrad, con un promedio de 29.02 mrad y una desviación estándar de 9.68 mrad (figura 5.2).

De forma similar en el levantamiento con aluminio, se aprecian tres horizontes de *diferencia de fase -efecto de PI-*, uno con valores desde magnitud alta hasta magnitud baja, comenzando por el extremo SW del segmento, esto es, entre las estaciones 1400-1900 en los niveles más profundos 4, 5 y 6, con valores de *diferencia de fase* que alcanzan hasta 50 mrad. En un segundo horizonte se presentan valores de PI de entre 30 y 40 mrad circundando al primero horizonte. El tercer horizonte es lo restante de los demás niveles que se encuentran en el extremo NE del segmento.

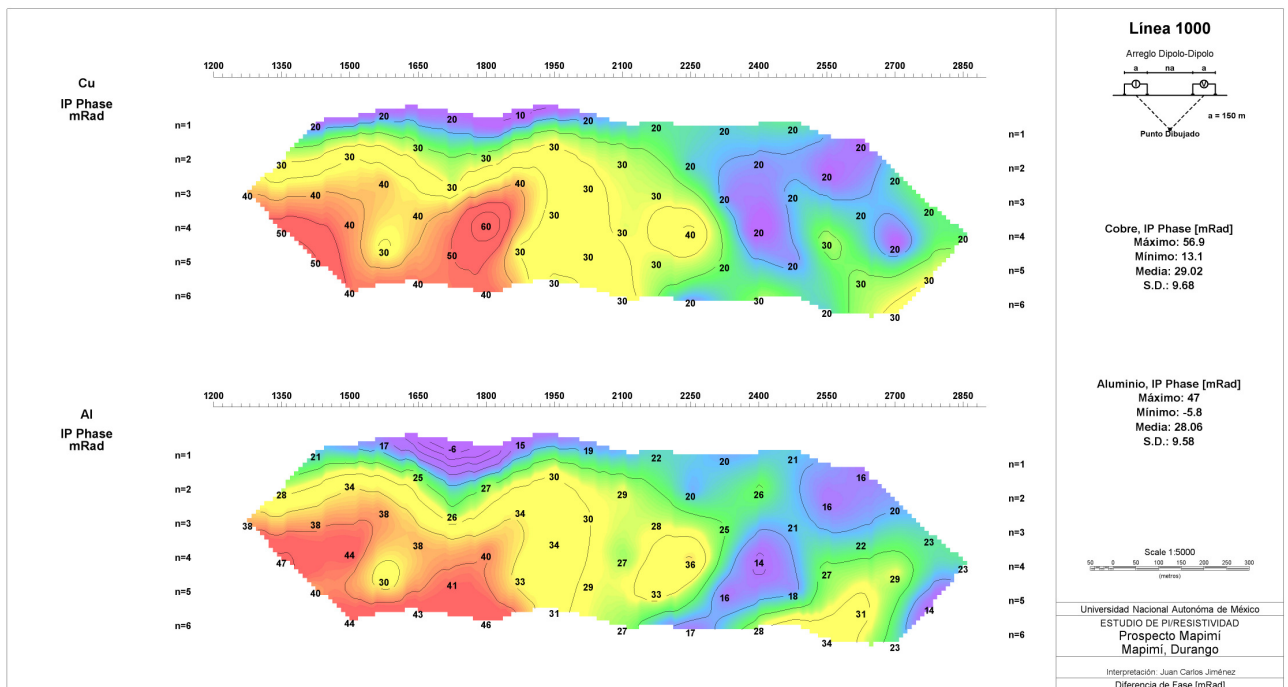


Figura 5.2. Pseudosecciones geofísicas de la diferencia de fase. En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio.

5.1.3.2 Fase desacoplada

Aluminio

El rango de los datos de *fase desacoplada* (3 puntos) muestra una variación entre 16.80 y 69.40 mrad, con un promedio de 26.20 mrad y una desviación estándar de 13.68 mrad.

Comparativamente la tendencia es muy similar con los datos de *diferencia de fase* también de aluminio (figura 5.3), se refleja la misma tendencia –*efecto de PI*–, de magnitud alta y aparece como un primer horizonte a partir del extremo SW del segmento entre las estaciones 1400-1900 en los últimos niveles 4, 5 y 6, sólo que aquí algunos valores de *diferencia de fase* sobrepasan los 50 mrad y otro de ellos es incluso negativo. Igualmente circunda un segundo con valores de mediana magnitud de entre 30 y 40 mrad. El tercer horizonte muestra igualmente valores de baja magnitud de *fase desacoplada* de entre 10 y 30 mrad, aunque con un valor aislado de 40 mrad, aproximadamente bajo la estación 2550, de esta forma la tendencia de este tercer horizonte varía comparativamente con los valores de *diferencia de fase*.

Cobre

El rango de los datos de *fase desacoplada* (figura 5.3) muestra una variación entre 11.10 y 63.80 mrad, con un promedio de 28.44 mrad y una desviación estándar de 10.75 mrad. En la pseudosección se aprecia que los valores de *fase desacoplada* con cobre no varían mucho a los de *diferencia de fase* también con cobre, esto es, que los valores muestran la misma tendencia del *efecto de PI* de baja, mediana y alta magnitud.

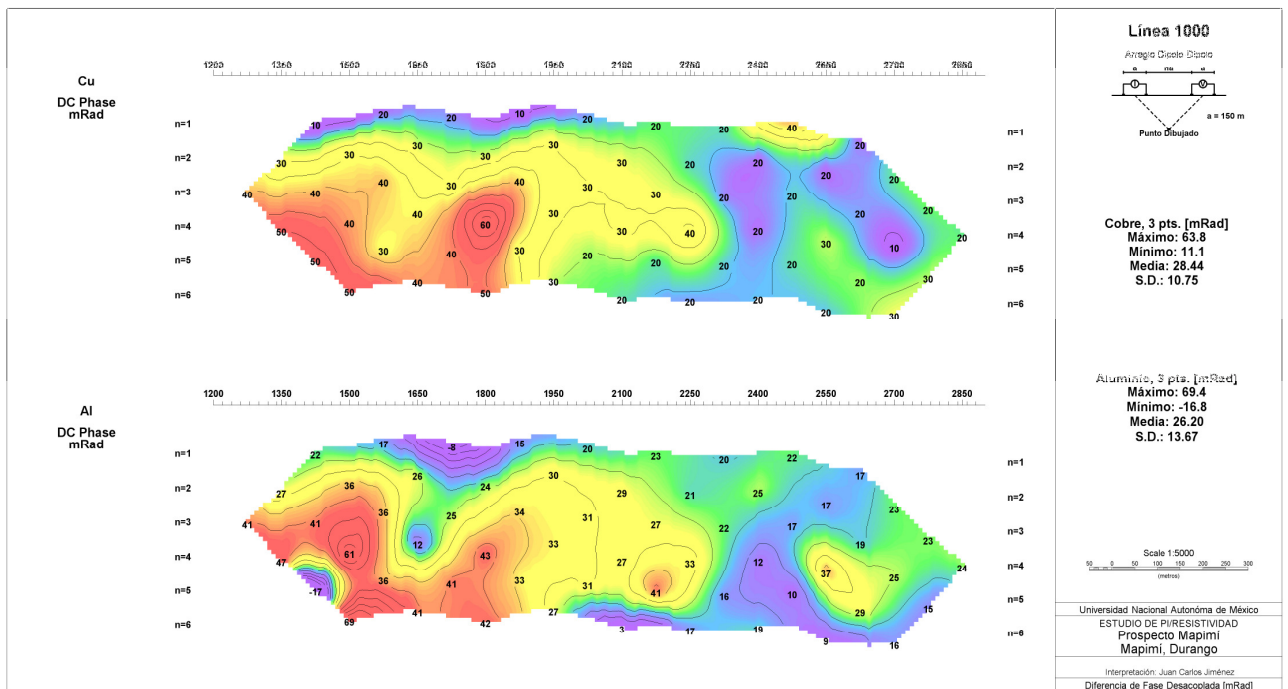


Figura 5.3. Pseudosecciones geofísicas de la fase desacoplada (3 puntos). En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio.

5.1.3.3 Resistividad aparente

Aluminio

El rango de *resistividad* (figura 5.4) muestra una variación entre 34.19 y 858.00 ohm-m, con un promedio de 137.53 ohm-m y una desviación estándar de 134.53 ohm-m.

En el extremo sur del segmento se encuentran los valores de menor magnitud quedando abiertos tanto en forma lateral como en profundidad y coinciden con valores de diferencia de fase de magnitud alta también del mismo levantamiento (con aluminio). Entre las estaciones 1400-2000 en la parte somera hasta el nivel 3 se ven algunos valores de mediana magnitud circundando a la superficie. En el parte norte del segmento existen valores también de mediana magnitud que permanecen abiertos lateralmente. Los siguientes niveles en general muestran valores de baja a mediana magnitud.

Cobre

El rango de *resistividad* (figura 5.4) muestra una variación entre 37.06 y 542.10 ohm-m, con un promedio de 152.52 ohm-m y una desviación estándar de 123.21 ohm-m.

Las lecturas muestran muy poca variación con los valores obtenidos en el levantamiento con aluminio, es decir, que son casi iguales ya que la tendencia es prácticamente la misma, a excepción del extremo norte en los últimos tres niveles que muestran una variación ligeramente mayor.

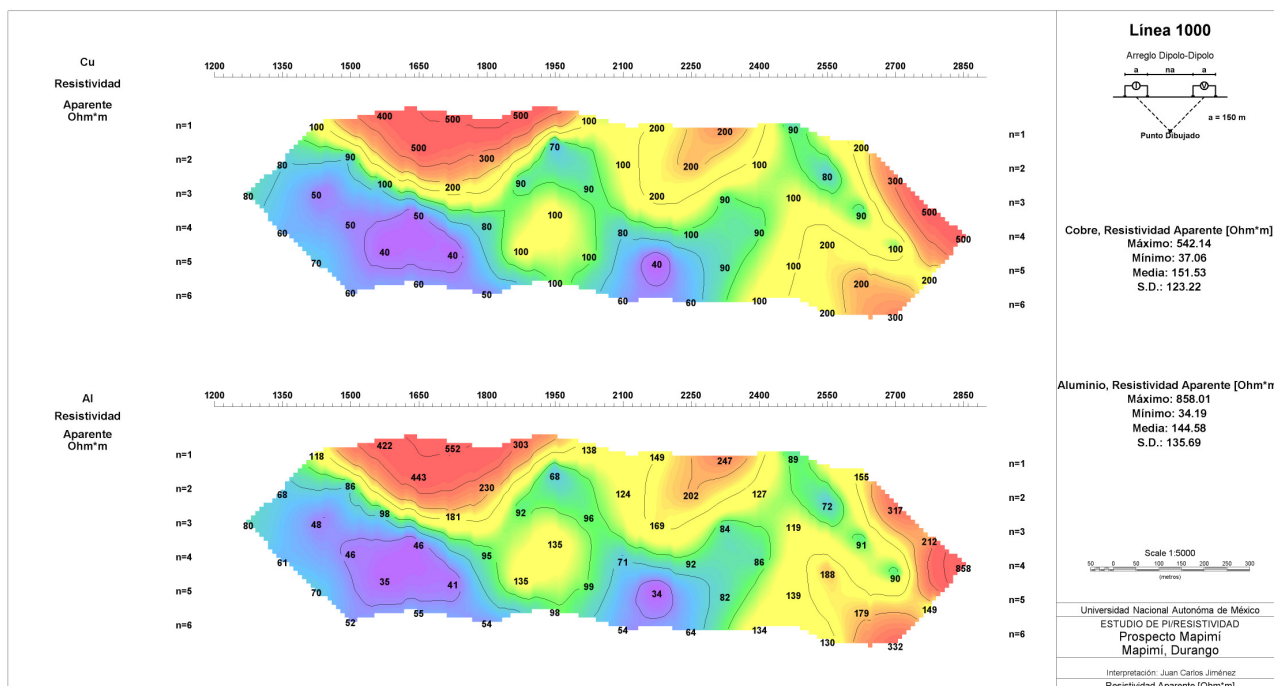


Figura 5.4. Pseudosecciones geofísicas de resistividad aparente. En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio.

5.1.3.4 Voltaje primario

Aluminio

El rango en el voltaje primario “Vp” (figura 5.6) muestra una variación entre 0.47 y 405.20 mV, con un promedio de 35.54 mV y una desviación estándar de 77.10 mV.

El voltaje primario disminuyó al aumentar la profundidad de investigación (figura 5.5), sólo que de una manera muy drástica ya que después de tener voltajes primarios cercanos a los 400 mV en algunas lecturas en los primeros niveles (entre las estaciones 1400-1800 y 2200-1500), fue disminuyendo incluso hasta en menos de 1 mV en los últimos niveles, esto es, sobre todo en el extremo sur del segmento (entre las estaciones 1400-1700) y en la parte norte (entre las estaciones 2100-2400) y como habíamos mencionado en capítulos anteriores, con un voltaje primario mayor de 10 mV, normalmente no hay dificultad en la toma de lecturas confiables del *efecto de PI*, sin embargo, no es recomendable tomar lecturas del *efecto de PI* si el voltaje primario es inferior a 1 mV.

Cobre

El rango en el voltaje primario “Vp” (figura 5.6) muestra una variación entre 0.88 y 631.60 mV, con un promedio de 66.78 mV y una desviación estándar de 132.63 mV.

La magnitud del voltaje primario disminuyó drásticamente conforme aumentó la profundidad de investigación (figura 5.5), mostrando una tendencia muy similar a los valores de voltaje primario con aluminio como se aprecia en la figura 5.6, en los primeros niveles, comenzó por arriba de los 400 mV logrando alcanzar hasta los 500 y 600 mV en algunas lecturas. En los últimos niveles todas las lecturas alcanzaron un voltaje primario por arriba de 2 mV a excepción de una que alcanzó menos de 1 mV en el extremo sur en el nivel 6.

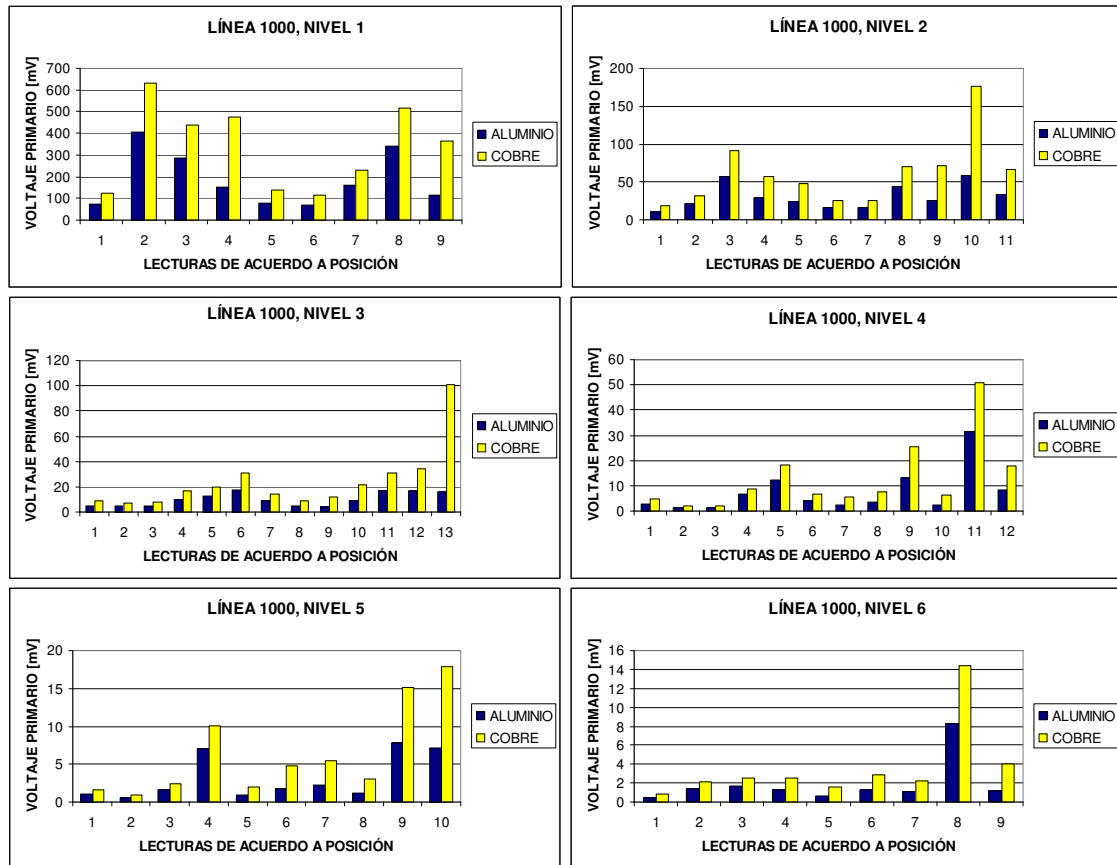


Figura 5.5. Voltaje primario comparado (Al vs Cu) en cada nivel.

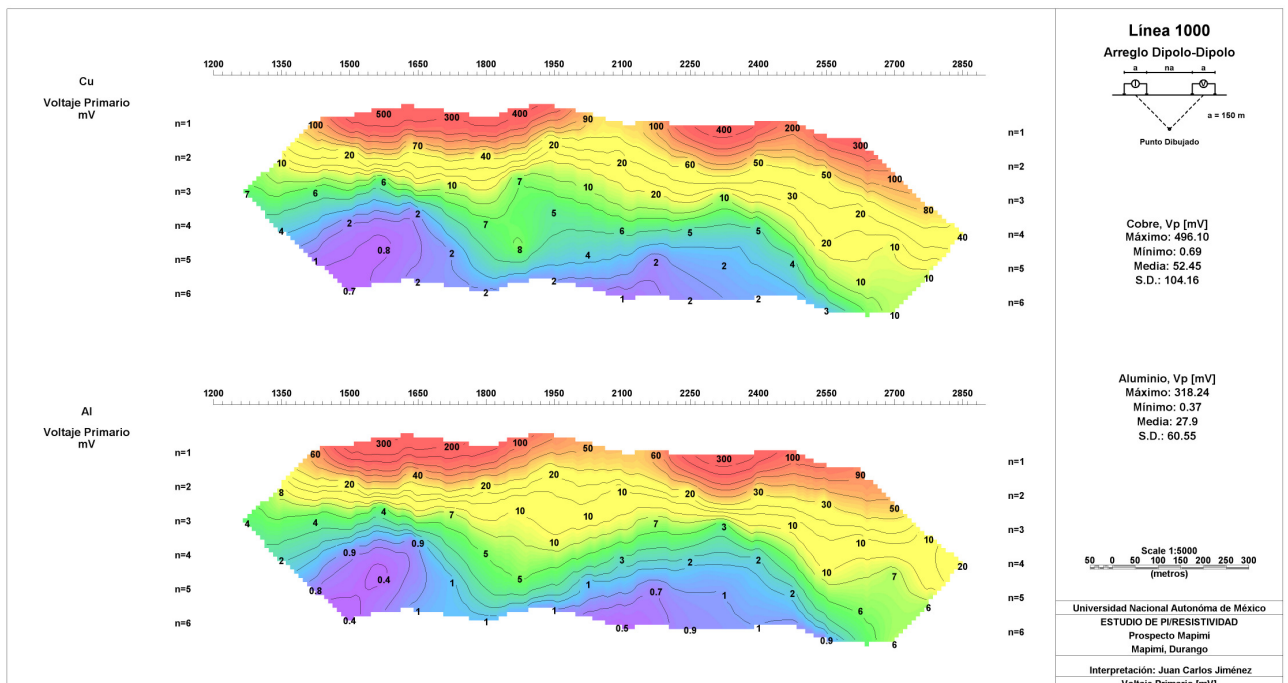


Figura 5.6. Pseudosecciones geofísicas del voltaje primario (Vp). En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio.

5.1.3.5 Error estándar de la media (SEM)

Aluminio

El nivel de ruido "SEM" aumentó conforme aumentó la profundidad de investigación (figuras 5.7 y 5.8). Hasta el nivel 3 las lecturas están casi limpias o poco contaminadas por cualquier fuente de ruido, la mayoría está por debajo de 1 mrad a excepción de una en el nivel 2 por la parte norte del segmento medido. A partir del nivel 4 y a profundidad el nivel de ruido aumentó siendo más fuerte en la zona sur del segmento, el SEM sobre pasa 1 mrad en el mismo nivel. En los niveles más profundos el nivel de ruido es aun más fuerte y algunas lecturas están entre 2-4 mrad; en la parte norte hay una lectura del nivel 6 que sobre pasa los 8 mrad.

Cobre

El nivel de ruido "SEM" con cobre y al igual que con aluminio, aumentó a medida que se incrementó la profundidad de investigación (figuras 5.7 y 5.8), sin embargo, en la parte somera de la zona norte del segmento levantado se encuentra un valor con el nivel de ruido más alto en todo el levantamiento, es decir, de alrededor de 3 mrad, de ahí en fuera, hasta el nivel 2, el nivel de ruido en las lecturas no alcanza ni la mitad de 1 mrad. A partir del nivel 3, el nivel de ruido aumenta un poco más que los dos primeros niveles, sólo que ya no sobre pasa 3 mrad, a excepción de una lectura en la zona sur (nivel 6) que alcanza hasta 4 mrad.

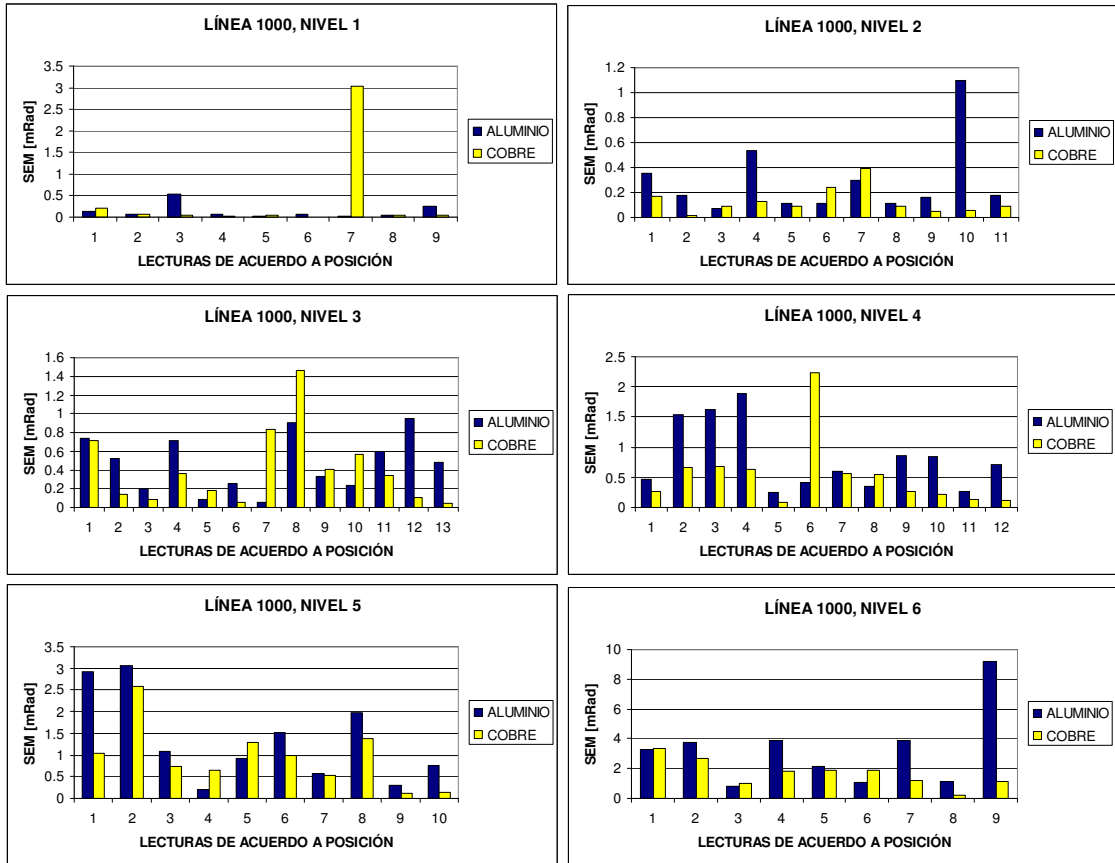


Figura 5.7. Nivel de ruido comparado (Al vs Cu) en cada nivel, (Error Estándar de la Media).

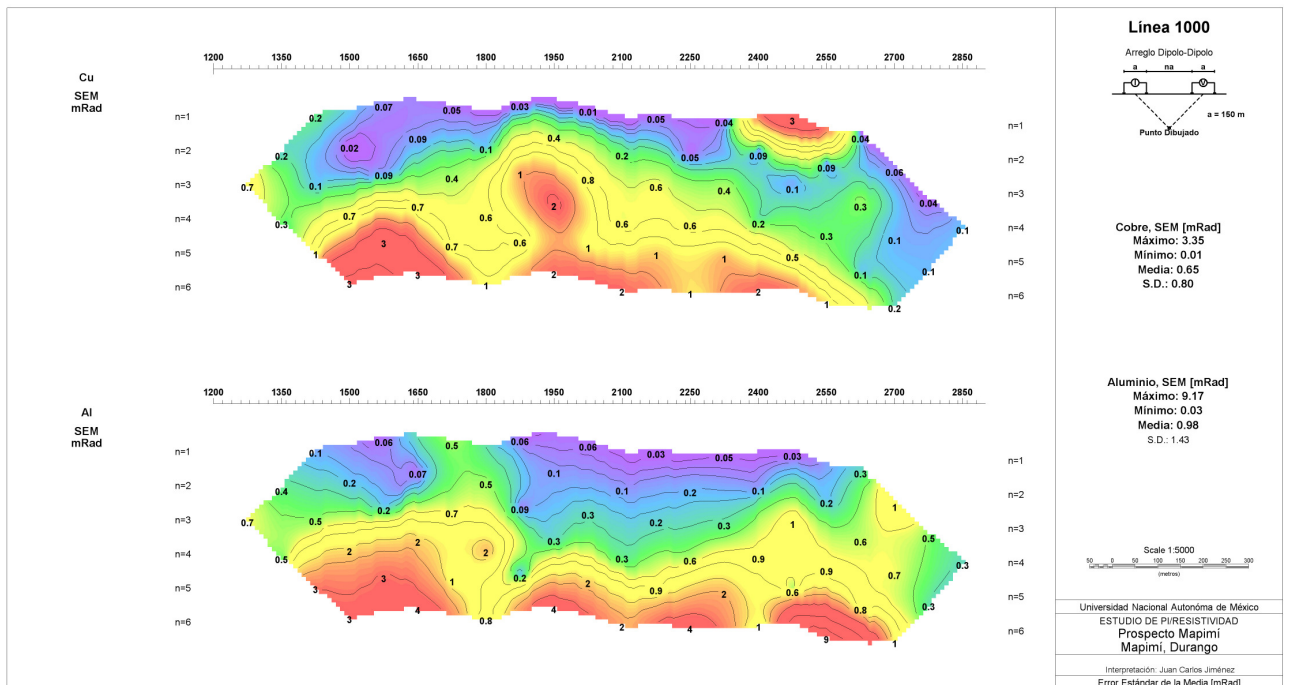


Figura 5.8. Pseudosecciones geofísicas del error estándar de la media (SEM). En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio.

5.1.3.6 Relación señal/ruido (I/SEM)

Aluminio

El rango en la relación señal/ruido "S/R" (I/SEM) (figuras 5.9 y 5.10) muestra una variación entre 0.12 y 133.33 amp/mrad, con un promedio de 10.98 amp/mrad y una desviación estándar de 19.76 amp/mrad.

Sabemos que la corriente inyectada debe tener una amplitud suficiente con respecto al ruido ambiental. Analizando los resultados de la relación S/R de la corriente y el SEM, esta es aceptable en los niveles someros (del nivel 1 hasta el nivel 3) y es más notable en el extremo norte entre las estaciones 2200-2600. En los niveles 4, 5 y 6 entre las estaciones 1500-1700 y en los niveles 5 y 6 entre las estaciones 2200-2600, la relación señal/ruido es muy pobre, excepto entre las estaciones 1800-2000, mostrando una tendencia similar a la pseudosección de voltaje primario.

Cobre

El rango en la relación señal/ruido "S/R" (I/SEM) (figuras 5.9 y 5.10) muestra una variación entre 0.6 y 174 amp/mrad, con un promedio de 31.4 amp/mrad y una desviación estándar de 41.17 amp/mrad.

En los niveles someros es aceptable e incluso mejor que la relación señal/ruido del levantamiento con aluminio, sólo que en los últimos niveles del extremo sur y parte del extremo norte, disminuyó bastante, pero manteniéndose en su mayoría por encima de la unidad y superando el levantamiento con aluminio, pero con excepción de la parte central del segmento, entre las estaciones 1800-2200 en dónde fue superado por el aluminio.

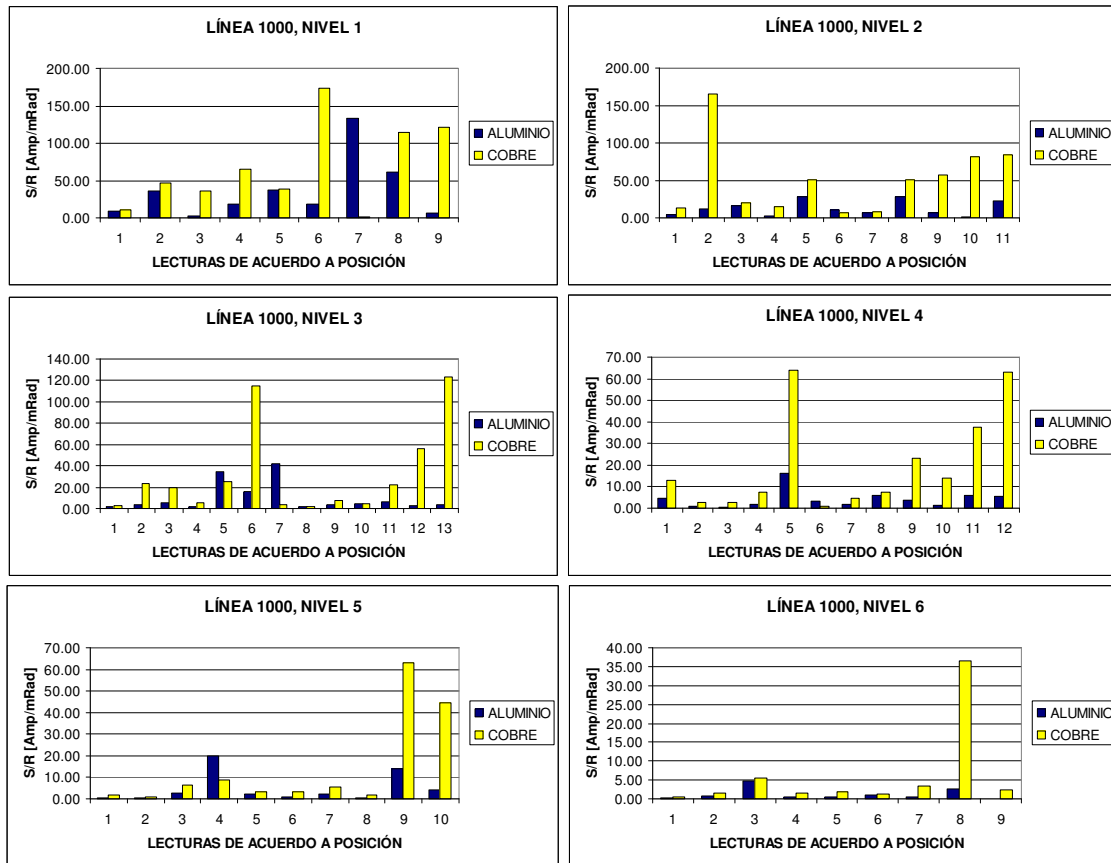


Figura 5.9. Relación señal/ruido comparado (Al vs Cu) en cada nivel, (I/SEM).

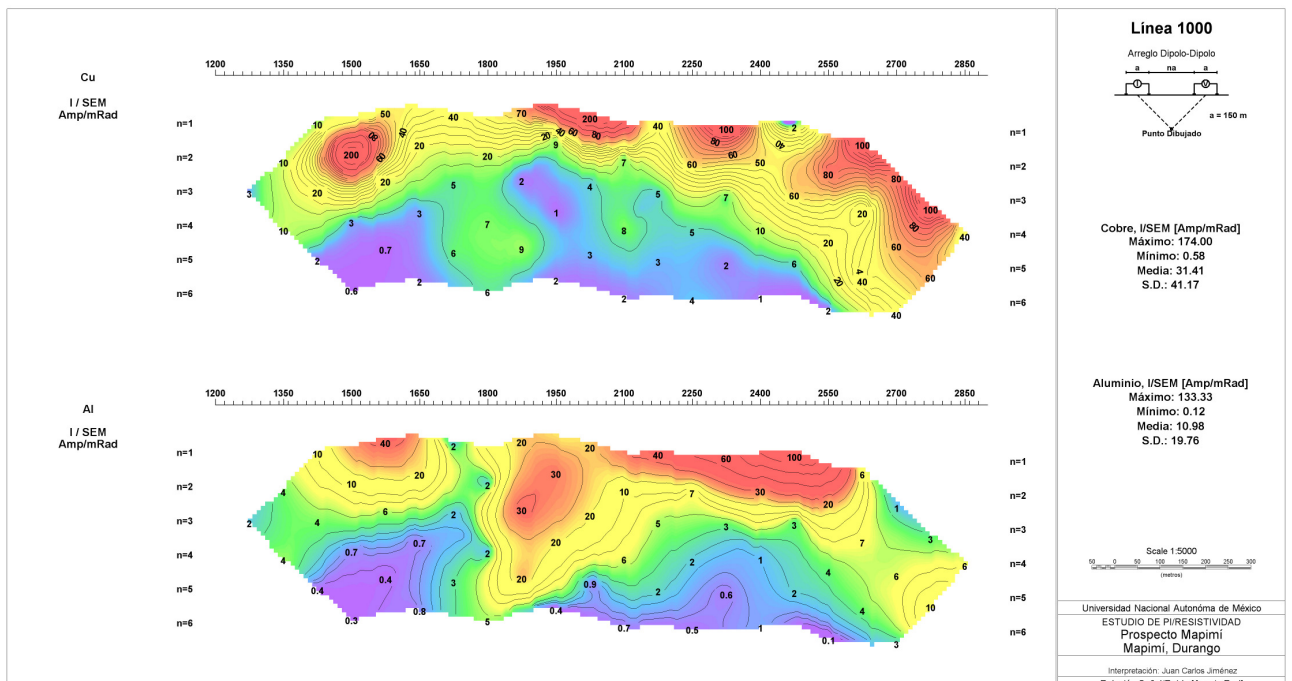


Figura 5.10. Pseudosecciones geofísicas de la relación señal/ruido (I/SEM). En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio.

5.1.3.7 Relación señal/ruido (Vp/SEM)

Aluminio

El rango en la relación señal/ruido "S/R" (Vp/SEM) (figuras 5.11) muestra una variación entre 0.10 y 5368.41 mV/mrad, con un promedio de 365.38 mV/mrad y una desviación estándar de 1097.82 mV/mrad.

Lo valores de la relación señal/ruido del levantamiento con aluminio muestran la misma tendencia que los valores del voltaje primario también del mismo levantamiento, como se aprecia en sus pseudosecciones correspondientes (figuras 5.12 y 5.10), solo que con un mayor contraste en la magnitud de los niveles someros, ya que se disparan mucho más en la relación señal/ruido que en el voltaje primario. En los niveles medios a profundos hay una proporcionalidad en los valores tanto de la relación señal/ruido como del voltaje primario, ya que son muy similares con ligeras variaciones.

Cobre

El rango en la relación señal/ruido "S/R" (Vp/SEM) (figura 5.11) muestra una variación entre 0.21 y 12406.47 mV/mrad, con un promedio de 1046.83 mV/mrad y una desviación estándar de 2624.61 mV/mrad.

Muestran la misma tendencia que los valores del voltaje primario también del mismo levantamiento, como se aprecia en sus pseudosecciones correspondientes (figuras 5.12 y 5.10) y con las mismas características que se mencionaron del aluminio, sólo que el cobre supera por mucho al aluminio en los niveles someros y ligeramente en los niveles profundos.

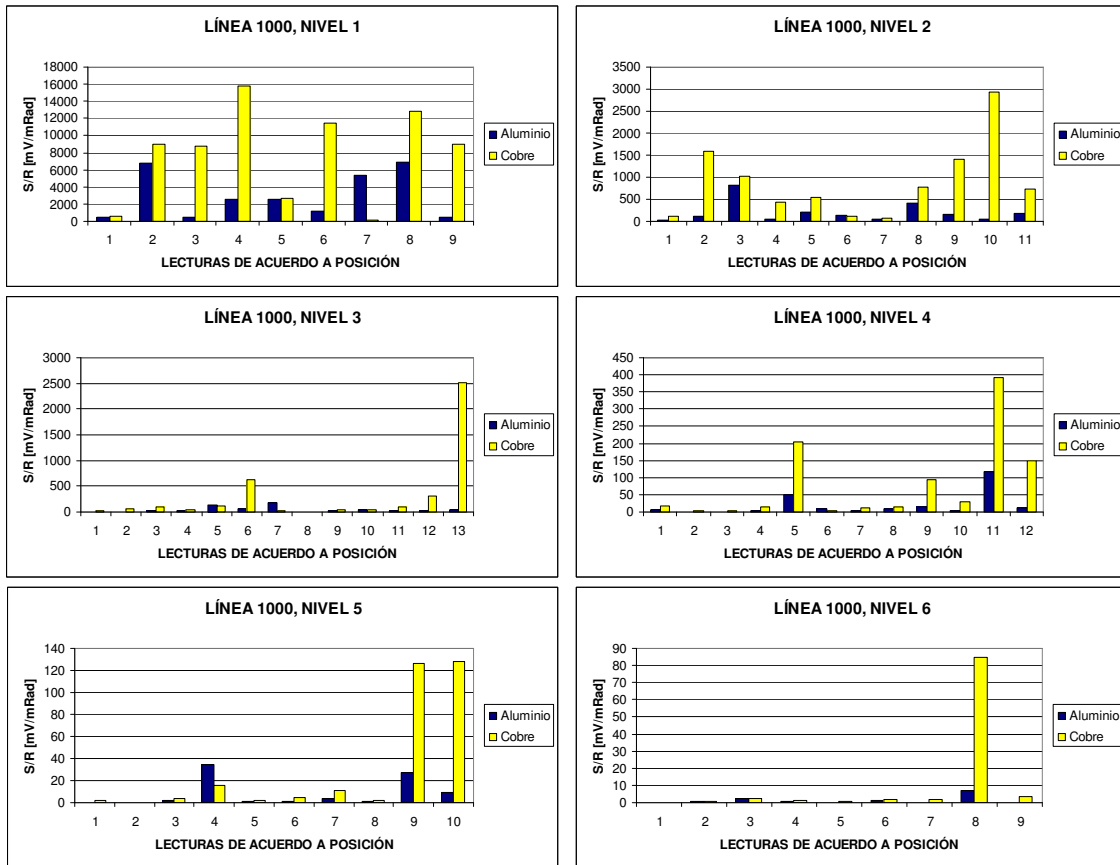


Figura 5.11. Relación señal/ruído comparado (Al vs Cu) en cada nivel, (Vp/SEM).

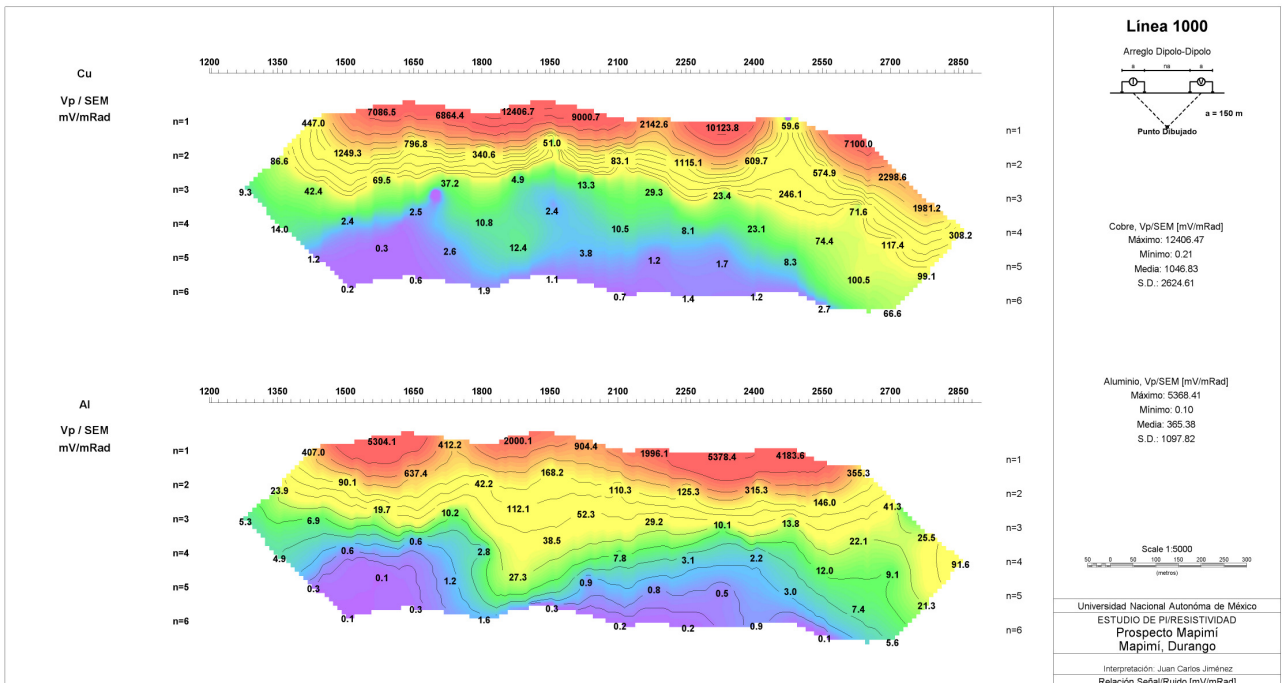


Figura 5.12. Pseudosecciones geofísicas de la relación señal/ruído (Vp/SEM). En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio.

5.1.4 Resumen de datos medidos

En realidad no se pueden comparar la media y la desviación estándar de aluminio contra cobre respecto a los datos de diferencia de fase, fase desacoplada y resistividad aparente porque realmente no significa nada. Son datos que nada nos dicen de qué levantamiento es mejor debido a que se habla de valores de toda una sección y no de varias lecturas en un solo punto, es decir, se trata de una sección completa, por ello, estos datos se omitieron en la tabla 9. Los datos que realmente nos ayudan a definir que levantamiento es mejor son: la corriente inyectada, el voltaje primario, la relación señal/ruido I/SEM y Vp/SEM y el SEM.

Tabla 9. Datos estadísticos del prospecto Mapimí.

	Aluminio				Cobre			
	Mínimo	Máximo	Media	S.D.	Mínimo	Máximo	Media	S.D.
Corriente inyectada [Amp]	1.11	4.12	2.09		1.74	7.58	3.75	
Diferencia de fase [mRad]	-5.80	47.00			13.10	56.90		
Fase desacoplada [mRad]	-16.80	69.40			11.10	63.80		
ρ_a [Ohm-m]	34.19	858.01			37.06	542.14		
Vp [mV]	0.37	318.24	27.90	60.55	0.69	496.10	54.45	104.16
SEM [mRad]	0.03	9.17	0.98	1.43	0.01	3.35	0.65	0.80
señal/ruido [Amp/mRad]	0.12	133.33	10.98	19.76	0.58	174.00	31.41	41.17
señal/ruido [mV/mRad]	0.10	5368.41	365.38	1097.82	0.21	12406.47	1046.83	2624.61

En las figuras 5.13 y 5.14 se plasman todas las pseudosecciones de los valores medidos considerando *el mayor de los mayores y el menor de los menores* y manejando una escala de colores para cada conjunto de valores. El color rojo representa valores anómalos de alta magnitud hasta los colores azulados que representan valores anómalos de baja magnitud tanto del levantamiento con aluminio como del levantamiento con cobre, del prospecto Mapimí.

Entre la *diferencia de fase y fase desacoplada* de los datos con aluminio se nota mayor dispersión ya que la tendencia varía significativamente que con los datos con cobre que muestran una tendencia muy similar, esto significa que existe menor dispersión en los datos con cobre. La *resistividad aparente* tanto con aluminio como con cobre muestra una tendencia similar.

Considerando el mayor de los mayores y el menor de los menores del voltaje primario, la relación señal/ruido I/SEM y Vp/SEM y el SEM de los datos comparados, ahora se refleja mejor la superioridad del cobre ante el aluminio.

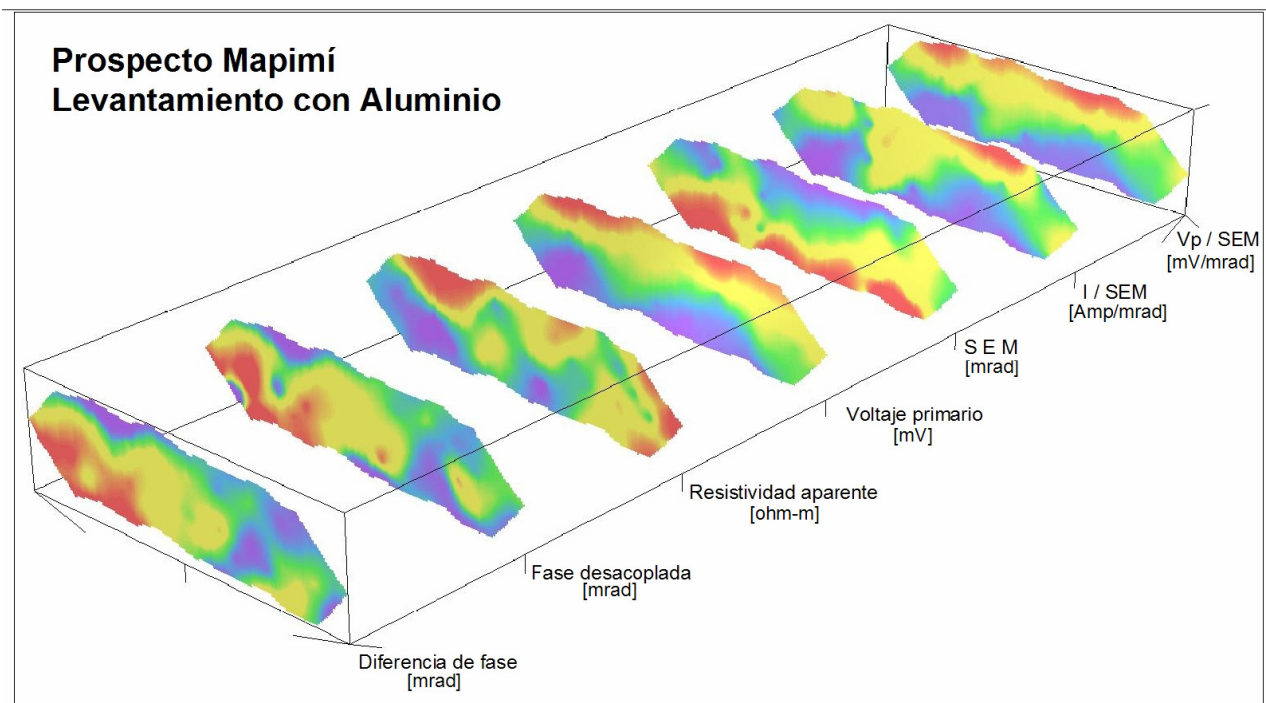


Figura 5.13. Pseudosecciones geofísicas con el mayor de los mayores y el menor de los menores del levantamiento con aluminio del prospecto Mapimí.

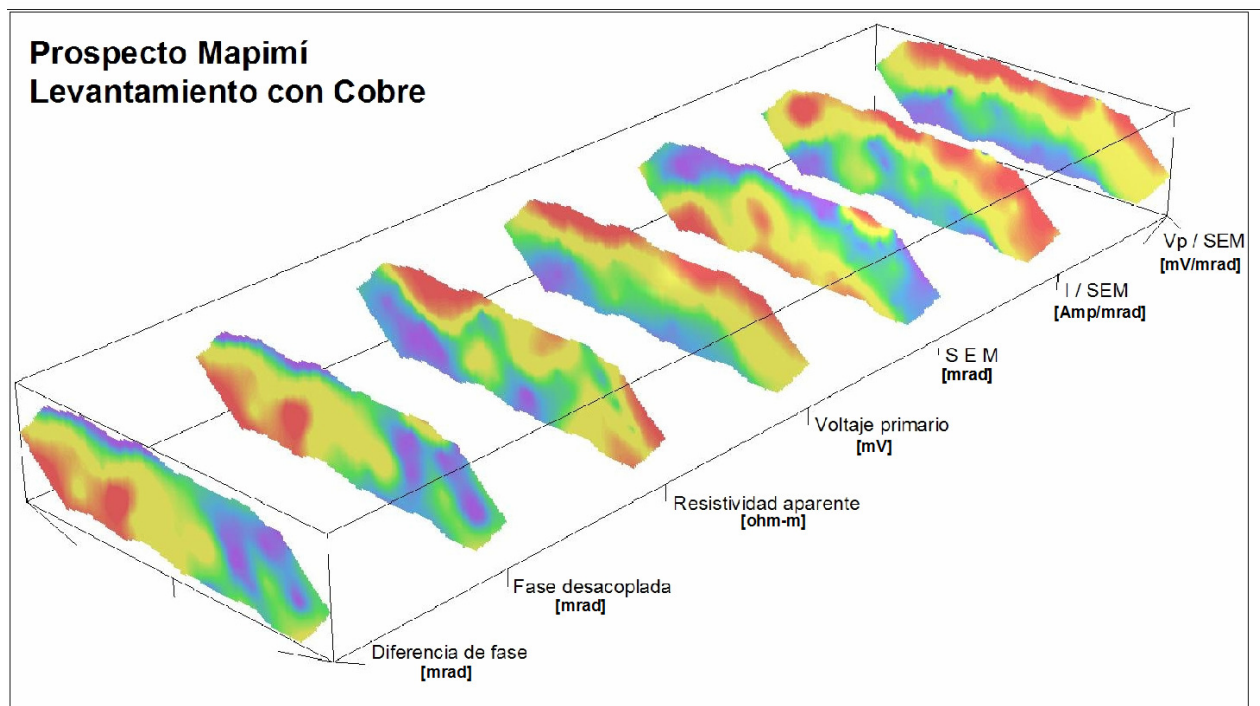


Figura 5.14. Pseudosecciones geofísicas con el mayor de los mayores y el menor de los menores del levantamiento con cobre del prospecto Mapimí.

5.1.5 Modelado 2-D

De acuerdo al *background* de valores obtenidos en la inversión, por la forma e intensidad de anomalías que aparecen en el modelado 2-D y de los valores medidos que se plasman en las pseudosecciones, se han determinado rangos de anomalías para el efecto de PI y resistividad:

Diferencia de fase y fase desacoplada

- <15 magnitud débil,
- 15-45 magnitud moderada (media),
- 45 > magnitud fuerte

Resistividad

- <80 magnitud débil,
- 80-400 magnitud moderada (media),
- 400 > magnitud fuerte

5.1.5.1 Diferencia de fase

Aluminio

Se encontraron dos anomalías (figura 5.15), una de ellas aparece como la anomalía principal por su extensión lateral y en profundidad, de magnitud alta entre las estaciones 1950-2250 con valores de hasta 51 mrad, con una extensión aproximada de 230 m, queda abierta en profundidad. Por la irregularidad del yacimiento, se complica la forma y simetría recíproca del *efecto de PI* contra *resistividad*, esto es, el extremo sur de la anomalía está asociado con *resistividad* de baja magnitud y el extremo norte está asociado con *resistividad* de magnitud alta. El *efecto de PI* parece ser la respuesta conjunta de posible mineralización –tipo skarn (exoskarn y endoskarn)- en las zonas de contacto entre la caliza y el intrusivo granodiorítico.

Se encontró otra anomalía más pequeña y de mediana magnitud entre las estaciones 1550-1700, alcanza valores de hasta 45 mrad, con una extensión aproximada de 140 m, quedando abierta en profundidad. De la superficie hasta la cima de la anomalía hay una profundidad de 100 m. Parece ser la respuesta del intrusivo granodiorítico o de algunas estructuras que no aparecen en la sección geológica, debido a que se asocia a resistividades de magnitud baja, es decir, que la caliza posiblemente no se extiende en profundidad como se aprecia en la misma sección geológica.

De la zona central hasta el extremo sur del segmento y en la parte más somera aparece un *efecto de PI* de magnitud baja que se asocia con *resistividad* de magnitud alta.

Cobre

En el modelo de *diferencia de fase* (figura 5.16) se encontró una anomalía similar a la anomalía del levantamiento con aluminio, con las mismas características y criterios de la fuente polarizable. La tendencia es más definida con cobre, verticalmente se extiende casi desde la superficie quedando abierta en profundidad, esto es, de magnitud alta en la zona central del segmento. Alcanza valores de hasta 55 mrad, entre las estaciones 1950-2250 y con una extensión aproximada de 280 m.

Por la irregularidad del yacimiento, se complica la forma y simetría recíproca de la diferencia de fase -efecto de PI- contra *resistividad*, debido a que en el extremo sur de la anomalía está asociado a resistividades de magnitud baja y el extremo norte está asociado a resistividades de magnitud alta. En esta anomalía -*efecto de PI*- parece ser la respuesta conjunta de posible mineralización -tipo skarn (exoskarn y endoskarn)- en las zonas de contacto entre la caliza y el intrusivo granodiorítico.

De la zona central hasta el extremo sur del segmento y en la parte más somera aparece un *efecto de PI* de magnitud baja que se asocia con *resistividad* también de magnitud alta; bajo esta zona aparece un *efecto de PI* de mediana magnitud que se asocia con *resistividad* de magnitud baja y podría corresponder al intrusivo granodiorítico.

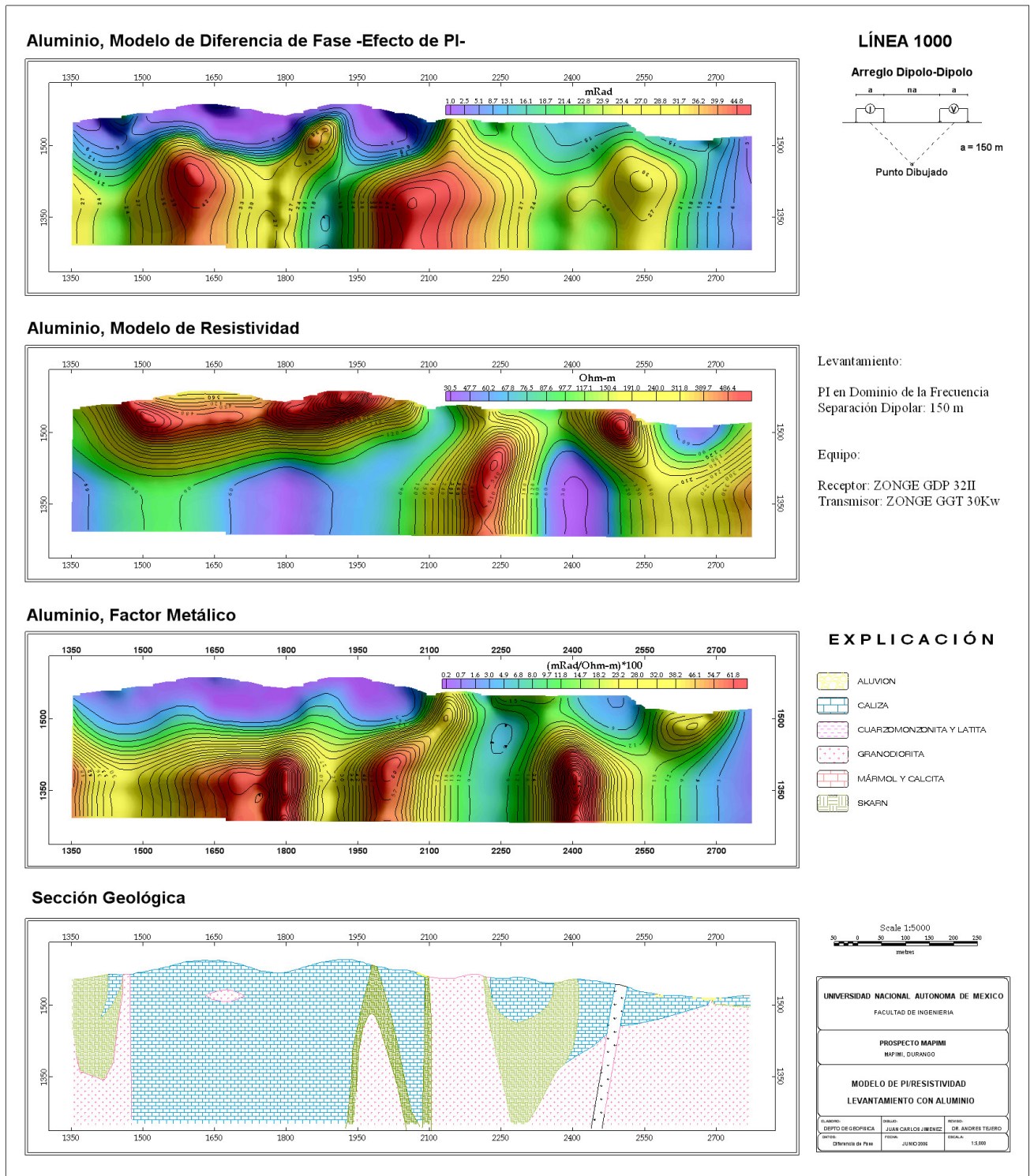
5.1.5.2 Fase desacoplada

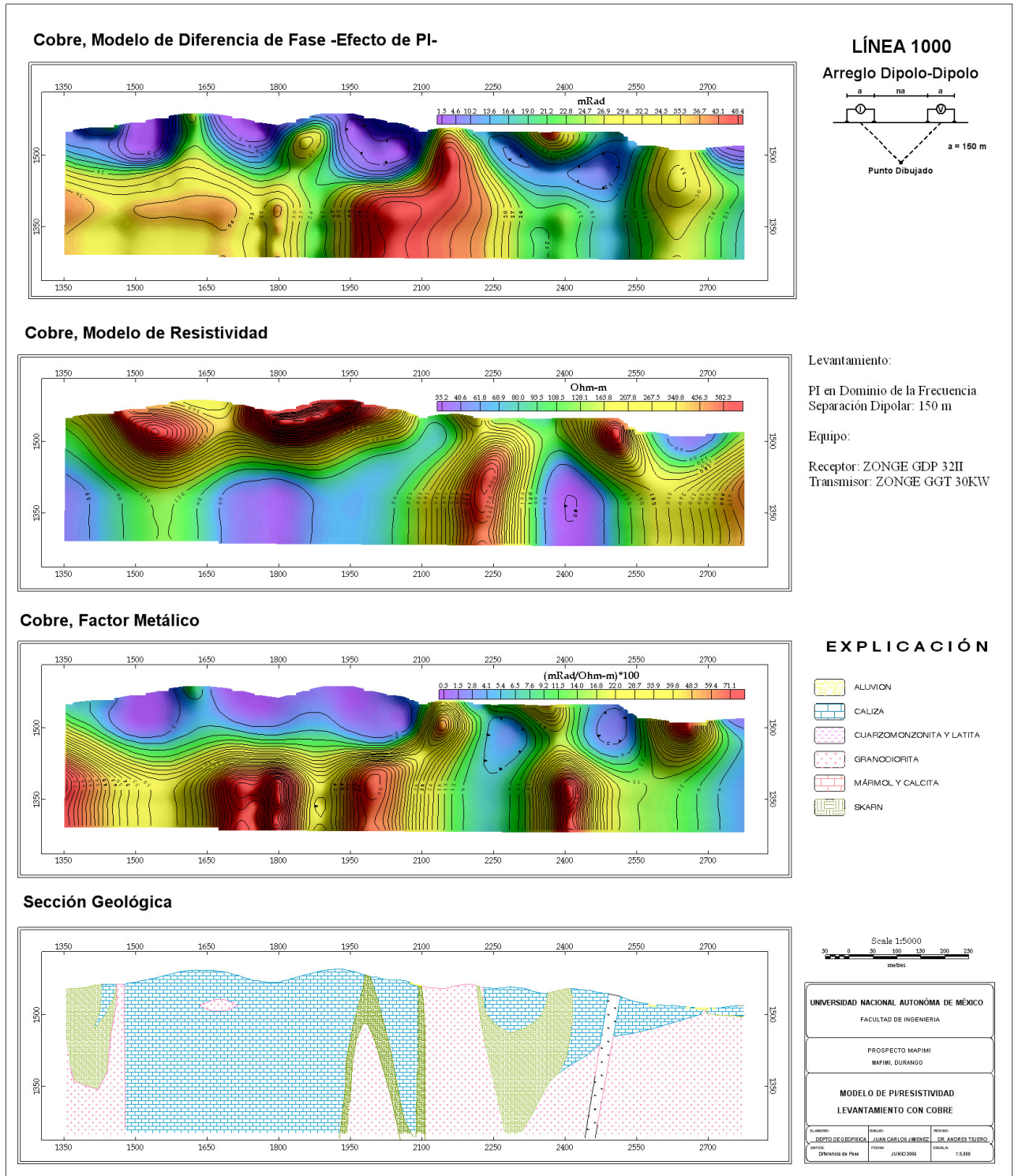
Aluminio

El modelo de *fase desacoplada* (figura 5.17) muestra un horizonte con tres trenes anómalos, dos de magnitud alta, alcanzan valores por arriba de los 50 mrad, entre las estaciones 1550-1700 y 1900-2050 y un tercero de mediana magnitud, de hasta 60 mrad entre las estaciones 2150-2300. En un segundo horizonte se encontró otra pequeña anomalía, entre las estaciones 1550-1700.

En el segundo horizonte se encontró una pequeña anomalía de magnitud alta, de hasta 53 mrad, entre las estaciones 1550-1700, de forma elipsoidal con su extensión más alargada (con aproximadamente 180 m) paralela a la superficie y hasta una profundidad aproximada de 100 m desde la superficie hasta la parte superior. El efecto de PI está asociado a resistividades de mediana a baja magnitud y parece ser la respuesta del intrusivo granodiorítico.

En el primer horizonte, el primer tren anómalo muestra una anomalía de magnitud alta, de hasta 67 mrad, entre estaciones 1900-2050. El *efecto de PI* parece responder a la posible





mineralización de sulfuros –tipo skarn (exoskarn)- del contacto entre el intrusivo granodiorítico –se asocia a bajas resistividades- y la roca calcárea -caliza-.

En el segundo tren anómalo del primer horizonte se encuentra una anomalía de magnitud alta, de hasta 60 mrad entre las estaciones 1900-2050, El *efecto de PI* parece responder a la posible mineralización de sulfuros –tipo skarn (endoskarn)- del contacto entre el intrusivo granodiorítico y la roca calcárea -caliza-, coincide con un alto resistivo que podría asociarse a la silicificación –tipo skarn-.

El tercer tren anómalo del primer horizonte se encuentra en la zona norte del mismo y en él aparece una anomalía de mediana magnitud, de hasta 47 mrad, entre las estaciones 2450-2550, se asocia a resistividades de mediana a baja magnitud. El *efecto de PI* parece asociarse al contacto de un dique que corta al intrusivo granodiorítico y las rocas calcáreas -caliza-.

Cobre

Se encontraron dos anomalías de *diferencia de fase* (figura 5.18), una de ellas es la que más destaca y parece ser la más interesante por las notables manifestaciones de alteración y mineralización –tipo skarn (endoskarn y exoskarn)- de los contactos entre el intrusivo granodiorítico y las rocas calcáreas -caliza- en la zona donde se encuentra, de mediana a alta magnitud, de hasta 54 mrad, entre las estaciones 1950-2250. Por la irregularidad del yacimiento, se complica la forma y simetría recíproca de la *diferencia de fase -efecto de PI-* contra *resistividad*, debido a que en el extremo sur de la anomalía está asociado con *resistividad* de magnitud baja y el extremo norte está asociado con *resistividad* de magnitud alta.

En el extremo SW del segmento aparece una pequeña anomalía de mediana magnitud, de hasta 45 mrad, bajo la estación 1400 y queda abierta lateralmente. El *efecto de PI* se asocia la mineralización de sulfuros –tipo skarn (endoskarn)- entre el intrusivo granodiorítico –se asocia con *resistividad* de magnitud baja- y la caliza.

5.1.5.3 Resistividad

Aluminio

Se encontró un horizonte anómalo de alta magnitud en la parte somera de la zona SW con una extensión aproximada de 80 m, entre las estaciones 1400-2000, de forma horizontal y alargada con una pequeña discontinuidad bajo la estación 1750. Parece estar asociada a las rocas sedimentarias presentes en esa zona, por los remanentes de las

calizas, las quebradas que ahí afloran y posiblemente por los destapes antiguamente realizados por los mineros.

Existe otra anomalía de *resistividad* de magnitud alta bajo la estación 2250 en forma tabular inclinada casi vertical, con una extensión aproximada de 70 m, con una profundidad de 70 m, desde la superficie y hasta la parte superior de la misma. Parece estar asociada al contacto entre el intrusito granodiorítico de composición cuarzomonzonítica y la caliza, que genera mineralización de tipo skarn –coincide con PI de magnitud alta- dentro de un cuerpo silicificado –*resistividad* de magnitud alta-.

Existe un tercer horizonte anómalo con *resistividad* de media a alta, sus valores máximos aparecen aflorando bajo la estación 2500, parecen estar asociados al contacto entre un pequeño dique que corta a la caliza y los valores más bajos parecen estar asociados al contacto entre las calizas y el intrusito granodiorítico de composición cuarzomonzonítica.

Los bajos resistivos parecen estar asociados principalmente al intrusivo de composición cuarzomonzonítica, tal como la parte profunda entre las estaciones 1650-2100 que coincide con efecto de PI de mediana magnitud.

Cobre

El modelo de *resistividad* obtenido con los datos del levantamiento con cobre, es muy similar al modelo de resistividad obtenido con los datos del levantamiento con aluminio (figuras 5.17 y 5.18), es decir, que los horizontes anómalos de baja y mediana magnitud muestran la misma tendencia y se asocian con las mismas características. En el horizonte anómalo que aparece en forma horizontal y alargada en la zona sur, la discontinuidad es más definida bajo la estación 1700.

5.1.5.4 Factor Metálico

Cuando se trabaja en ambientes de investigación con baja *resistividad*, el factor metálico (inciso 2.2.5) es irrelevante y no es recomendable darle importancia en la interpretación debido a que los resultados generalmente no son muy confiables a menos que el modelo geológico sea un verdadero pórfido de cobre o un yacimiento de tipo skarn donde existan sulfuros diseminados polarizables. Si se obtienen valores de *resistividad* de baja magnitud y valores del *efecto de PI* de media a alta magnitud, es engañoso porque está afectado directamente por la formula o la relación PI/Resistividad, implicaría un factor metálico que podría realzar anomalías falsas en los modelos de los resultados finales, pensándose en la presencia de sulfuros metálicos.

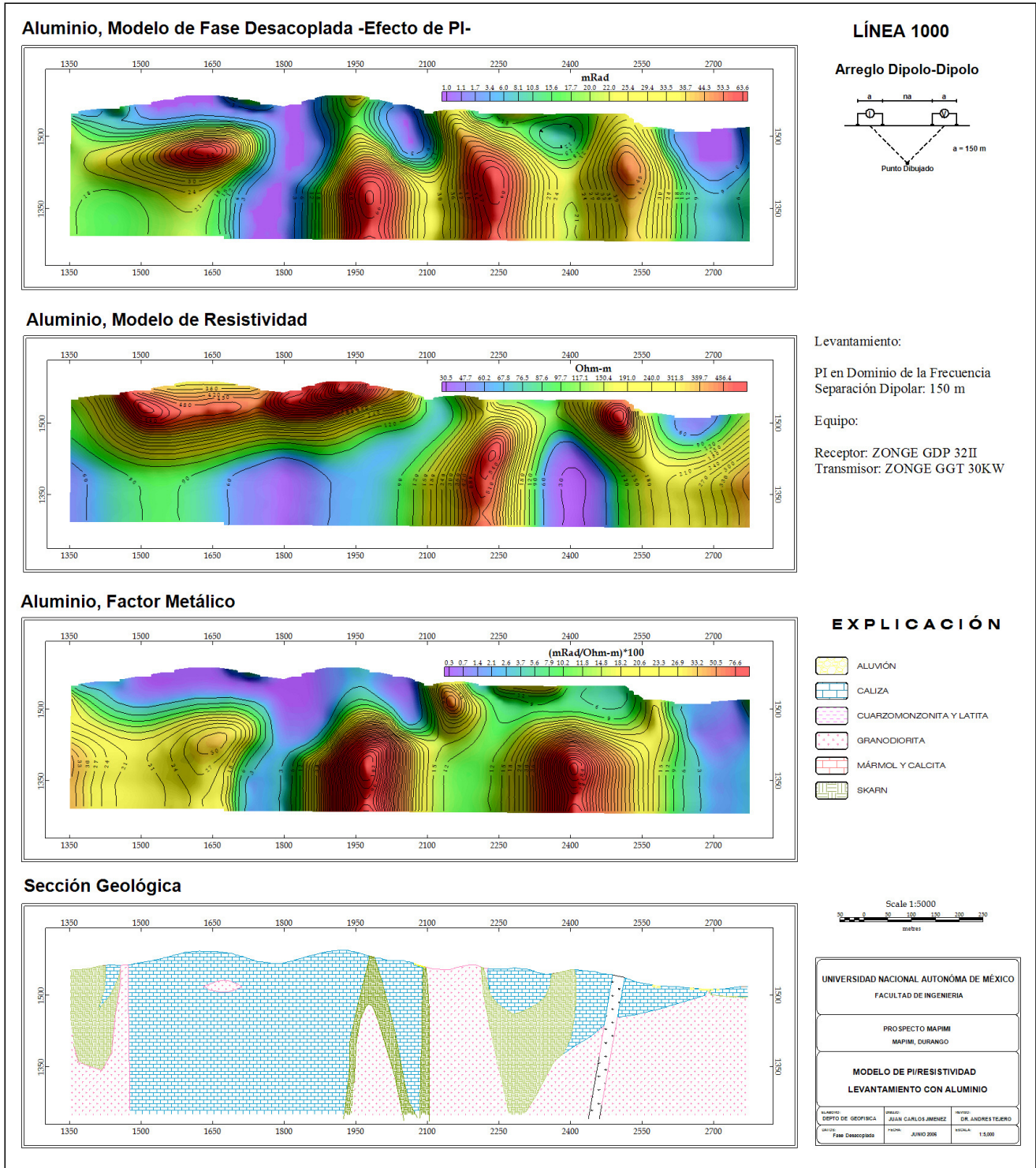


Figura 5.17. Sección geofísica del levantamiento con aluminio. De la parte superior hacia abajo se muestra el modelo de fase desacoplada (3 puntos), resistividad eléctrica, factor metálico y sección geológica.

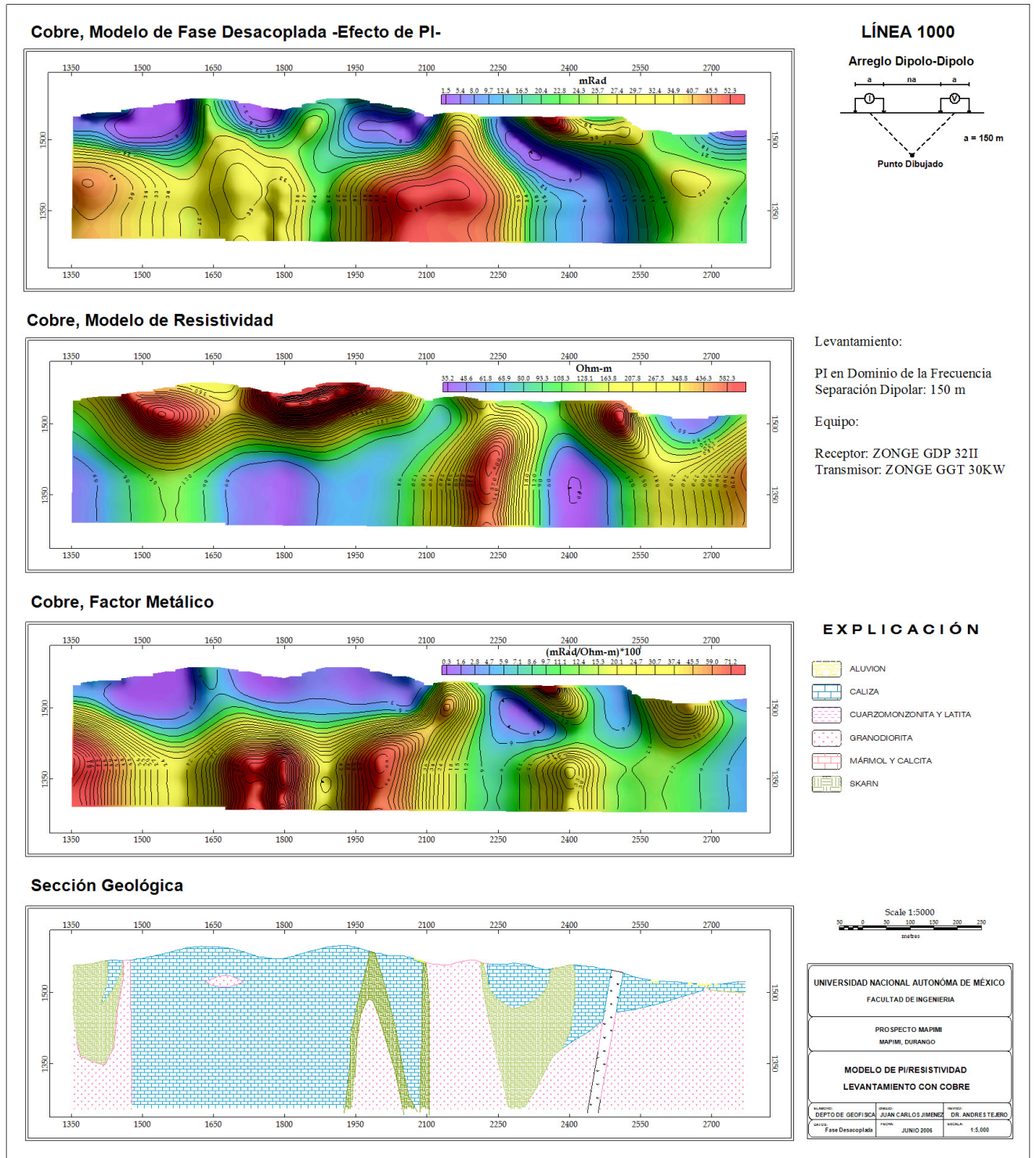


Figura 5.18. Sección geofísica del levantamiento con cobre. De la parte superior hacia abajo se muestra el modelo de fase desacoplada (3 puntos), resistividad eléctrica, factor metálico y sección geológica.

5.1.5.5 Resumen de modelado

Las zonas de sulfuros primarios en los yacimientos tipo skarn como el prospecto Mapimí se asocian al *efecto de PI* de mediana a alta magnitud y *resistividad* de magnitud alta en superficie (rocas carbonatadas) a magnitud baja en profundidad (intrusivo). Al disminuir la *resistividad* en profundidad indica zona de contacto y esta misma zona coincide con el *efecto de PI* de mediana a alta magnitud también en profundidad. De esta manera indicarían zonas de blancos de exploración con interés para barrenación ya que a profundidad con las características de resistividad de mediana a alta magnitud asociada al *efecto de PI* de mediana a alta magnitud en este tipo de yacimientos existe mayor probabilidad de encontrar mineralización.

La respuesta geofísica de PI/resistividad del estudio con cobre se asocia mejor a la geología del yacimiento de tipo skarn, en donde las zonas de sulfuros primarios abundan más que las zonas de óxidos (zonas silicificadas), en el estudio con aluminio existe mayor dispersión entre los datos de *diferencia de fase* con los datos de *fase desacoplada*, esto implica menor confiabilidad en el ajuste con la geología aunque realmente tampoco se aleja mucho del modelo de *diferencia de fase*.

Los valores *resistividad* de magnitud alta en las zonas superficiales también podrían deberse a los afloramientos de las quebradas y en los destapes realizados por los mineros, aunque el relieve abrupto distorsiona la posición de las anomalías llevando a grandes errores en la interpretación, pero aplicando el algoritmo de inversión de PI/Resistividad seguramente redujo la posibilidad de errores en la determinación espacial de las fuentes anómalas polarizables y resistivas, definiendo su forma y extensión tanto del estudio con aluminio como del estudio con cobre.

En los modelos de PI/Resistividad, tanto con cobre como con aluminio, la zona altamente resistiva que aparece en forma vertical y bajo la estación 2250 parecería ser una zona de contacto entre la caliza con el intrusivo granodiorítico, en donde se encuentra el skarn o bien la zona de granates el cual es de características de silicificación y que, por lo tanto, indica tales valores de resistividad, sólo que la zona mapeada de skarn en la sección geológica no coincide del todo a profundidad, más bien estaría un poco movida hacia la estación 2200 también en profundidad. Esto indica que los estudios también ayudaron en la cartografía geológica.

5.1.5.6 Diferencia de fase y fase desacoplada sin valores negativos

Se encontraron valores negativos en las lecturas de *diferencia de fase* y *fase desacoplada* del levantamiento hecho con aluminio del prospecto Mapimí, en las mismas lecturas comparadas con cobre no se encontraron valores negativos. Podría pensarse que estos valores negativos fueron la principal desventaja contra el cobre en los modelos de inversión con los datos de *diferencia de fase* y *fase desacoplada* deformando totalmente el resultado normal esperado de una anomalía típica y propiciando que no reflejara muy bien las características geológicas, por tal motivo se realizó el modelado eliminando tales valores de los datos obtenidos con aluminio.

En las figuras 5.19 a 5.21 se hace una comparación de los modelos con y sin los valores negativos de PI, se aprecia que aun sin los valores negativos sigue existiendo mayor dispersión en los datos con aluminio comparados contra los datos con cobre.

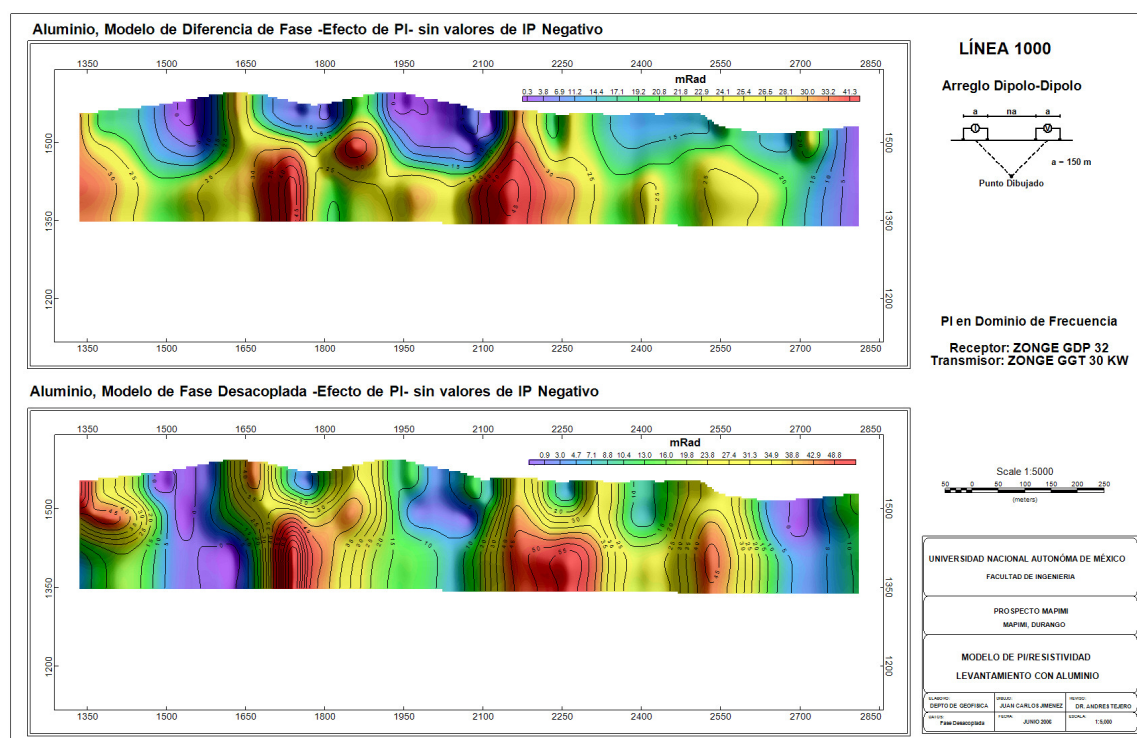


Figura 5.19. Modelo de diferencia de fase y fase desacoplada eliminando valores negativos de los datos levantados con aluminio del prospecto Mapimí.

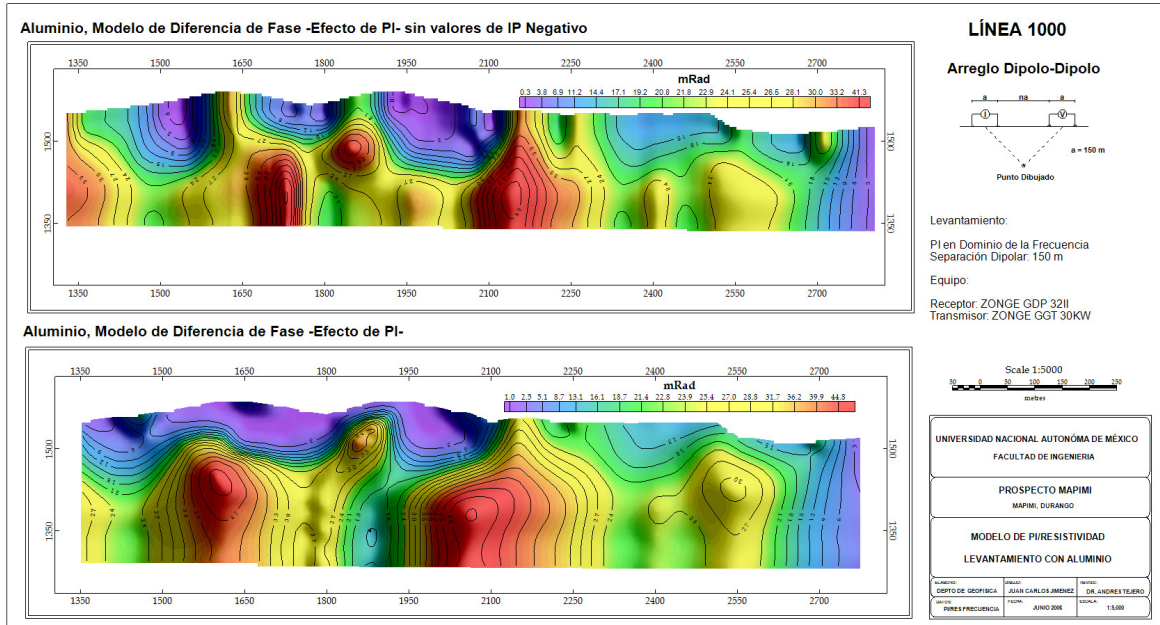


Figura 5.20. Modelo de diferencia de fase eliminando valores negativos y el modelo de diferencia de fase con los valores negativos de los datos levantados con aluminio del prospecto Mapimí.

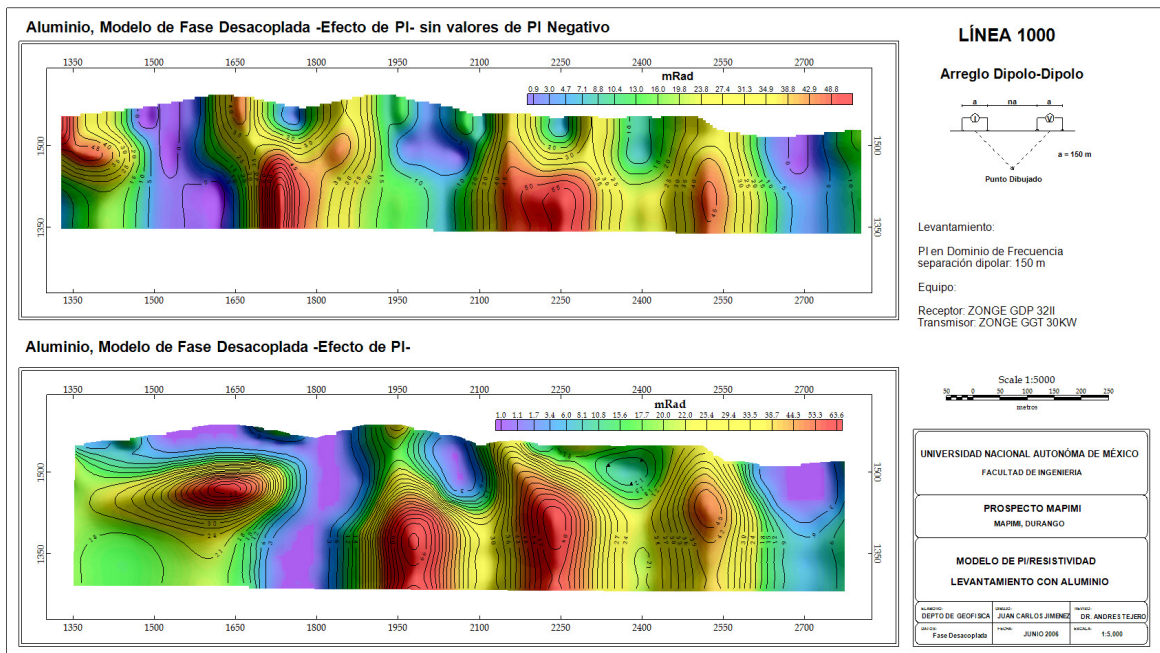


Figura 5.21. Modelo de fase desacoplada eliminando valores negativos y el modelo de fase desacoplada con los valores negativos de los datos levantados con aluminio del prospecto Mapimí.

5.2 Prospecto Geomara

Para la línea 400, la profundidad estimada en cada uno de los seis niveles de medición con la variante dipolo-dipolo para una apertura dipolar de 100 m (Edwards, 1977) es la siguiente:

n	Ze/a	Ze [m]
1	0.416	41.60
2	0.697	69.70
3	0.962	96.20
4	1.220	122.00
5	1.476	147.60
6	1.730	173.00

Tabla 10. Profundidad teórica por cada nivel de acuerdo a Edwards (1977).

Nivel	Número de lecturas tomadas línea 400
1	7
2	8
3	9
4	10
5	9
6	7

Tabla 11. Número de lecturas tomadas por nivel, línea 400.

5.2.1 Corrientes de transmisión

Los dipolos con electrodos fuente de aluminio tuvieron valores de entre 0.89 y 1.97 amperes y los dipolos con electrodos fuente de cobre tuvieron valores de entre 1.07 y 2.6 amperes.

La corriente que lograron inyectar los dipolos de emisión tanto con electrodos de aluminio como con electrodos de cobre no alcanzó una magnitud muy grande como en el levantamiento de la línea 1000, aunque nuevamente el cobre se obtuvieron mejores resultados (figura 5.22), dado que la resistividad en la zona de estudio era muy alta y porque en algunas partes la misma roca que afloraba estaba un poco alterada por la vegetación y por intemperismo, lo que complicó la excavación de algunos pozos.

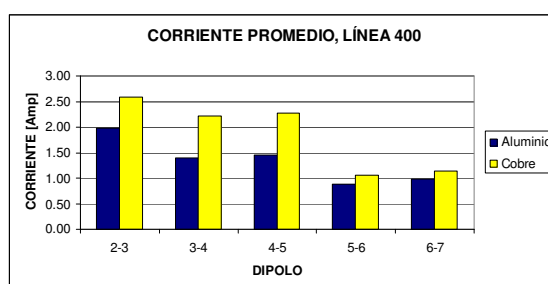


Figura 5.22. Intensidad de corriente promedio inyectada de cada dipolo de transmisión, prospecto Geomara.

La emisión de corriente de cada dipolo con electrodos fuente de cobre supero a todos los dipolos de emisión con los electrodos fuente de aluminio (tablas 12 y 13).

Dipolo	Corriente inyectada Al [Amp]	Corriente inyectada Cu [Amp]
2-3	1.97	2.60
3-4	1.40	2.22
4-5	1.46	2.28
5-6	0.89	1.07
6-7	0.97	1.14

Tabla 12. Promedio de la Intensidad de corriente de cada dipolo de transmisión.

Corriente [Amp]	Aluminio	Cobre
Máximo	1.97	2.6
Mínimo	0.89	1.07
Media	1.34	1.86
Desviación estándar	0.43	0.71

Tabla 13. Estadísticas de comparación de la corriente inyectada con aluminio y cobre.

5.2.2 Pseudosecciones

5.2.2.1 Diferencia de fase

Aluminio

El rango de la *diferencia de fase* (figura 5.23) muestra una variación entre -17.00 y 57.30 mrad, con un promedio de 35.05 mrad y una desviación estándar de 13.63 mrad.

En el extremo SW del segmento aparece un horizonte de diferencia de fase alta a partir del nivel 2 hasta los últimos niveles, entre las estaciones 100-400 con valores de hasta 56 mrad. La tendencia de este horizonte continúa de la parte central del segmento hasta las estaciones 700-750 en los niveles someros, con valores de mediana magnitud de hasta 30-40 mrad, marcando un pequeño horizonte entre las estaciones 450-700 con un valor máximo de hasta 52 mrad. En el extremo NE se presentan valores de magnitud baja entre las estaciones 700-900 hasta los niveles más profundos. En el último nivel y bajo la estación 200 aparece una lectura muy ruidosa que incluso tiene un valor negativo.

Cobre

El rango de la *diferencia de fase* muestra una variación entre 16.6 y 57.80 mrad, con un promedio de 35.25 mrad y una desviación estándar de 10.39 mrad.

Aunque los valores plasmados en esta pseudosección (figura 5.23) ligeramente varían de los valores del levantamiento con aluminio, muestran una tendencia muy similar, sólo que no existe ningún valor tan ruidoso como el que apareció en el nivel 6 bajo la estación 200 del levantamiento con aluminio y por lo tanto la tendencia del alto anómalo es más definido entre las estaciones 100-400 junto con el otra pequeño horizonte con un máximo

de hasta 52 mrad que se encuentra bajo las estaciones 450-700 de los niveles medios a someros.

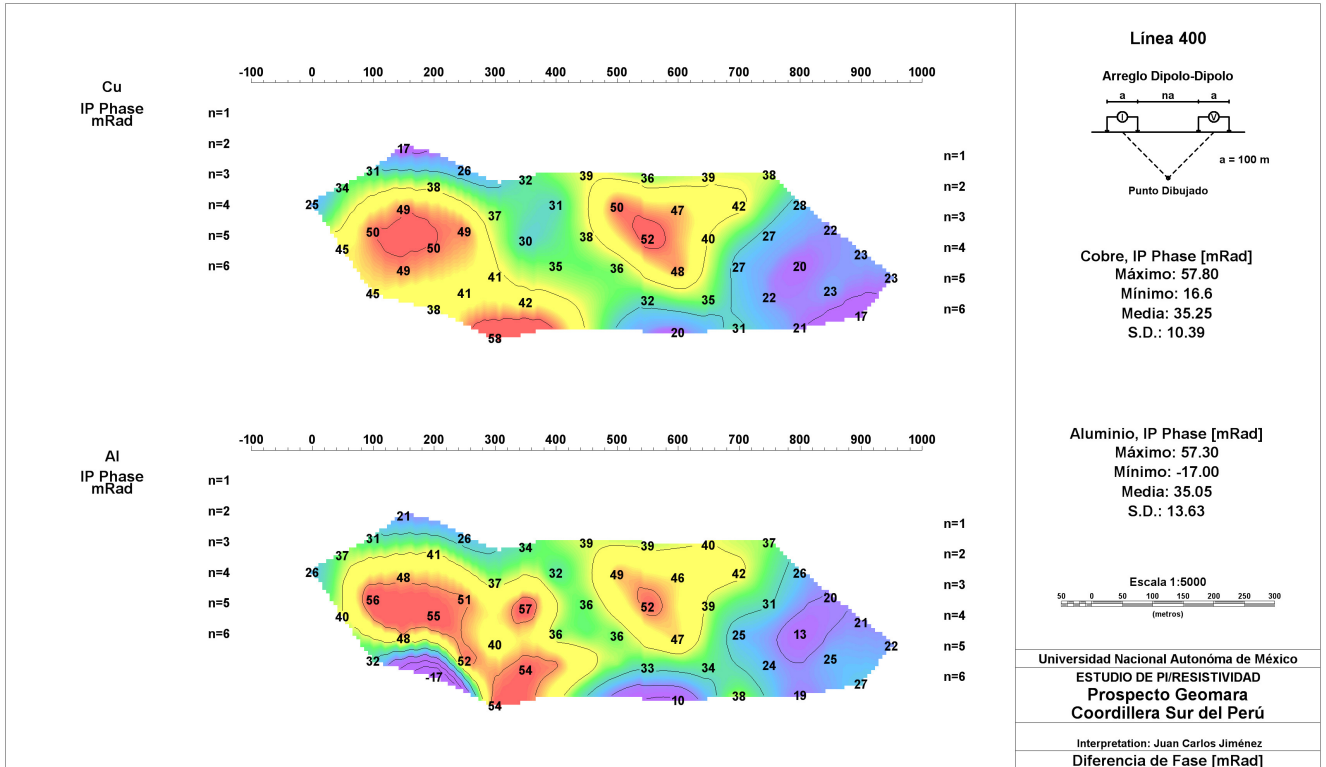


Figura 5.23. Pseudosecciones geofísicas de de la diferencia de fase. En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio.

5.2.2.2 Fase desacoplada

Aluminio

El rango de los datos de *fase desacoplada* (figura 5.24) muestra una variación entre 10.3 y 127.9 mrad, con un promedio de 39.01 mrad y una desviación estándar de 21.80 mrad.

La tendencia es un poco similar a la pseudosección con los datos de *diferencia de fase* también de aluminio. Se refleja la misma anomalía de *diferencia de fase* de magnitud alta como un primer horizonte en el extremo SW del segmento entre las estaciones 100-400 en los últimos niveles 4, 5 y 6, sólo que aquí algunos valores sobrepasan los 50 mrad. Igualmente circunda un segundo horizonte con valores de mediana magnitud de entre 30-40 con un máximo de 51 mrad bajo la estación 550. El extremo NE muestra igualmente valores de baja magnitud de entre 10-20 mrad en los niveles más profundos.

Cobre

El rango de valores de *fase desacoplada* (figura 5.24) muestra una variación entre 11.30 y 65.10 mrad, con un promedio de 34.47 mrad y una desviación estándar de 10.99 mrad.

La pseudosección de *fase desacoplada* con cobre plasma una tendencia muy aproximada a la pseudosección de datos de *diferencia de fase* del mismo levantamiento. Las anomalías de fase desacoplada muestran la misma tendencia de las anomalías de diferencia de fase, sólo que se definen mejor los dos horizontes mencionados en diferencia de fase con cobre, uno en los niveles profundos a medios y bajo las estaciones 100-400 y otro en los niveles medios a someros, entre las estaciones 450-650, este último muestra una pequeña anomalía que cierra totalmente.

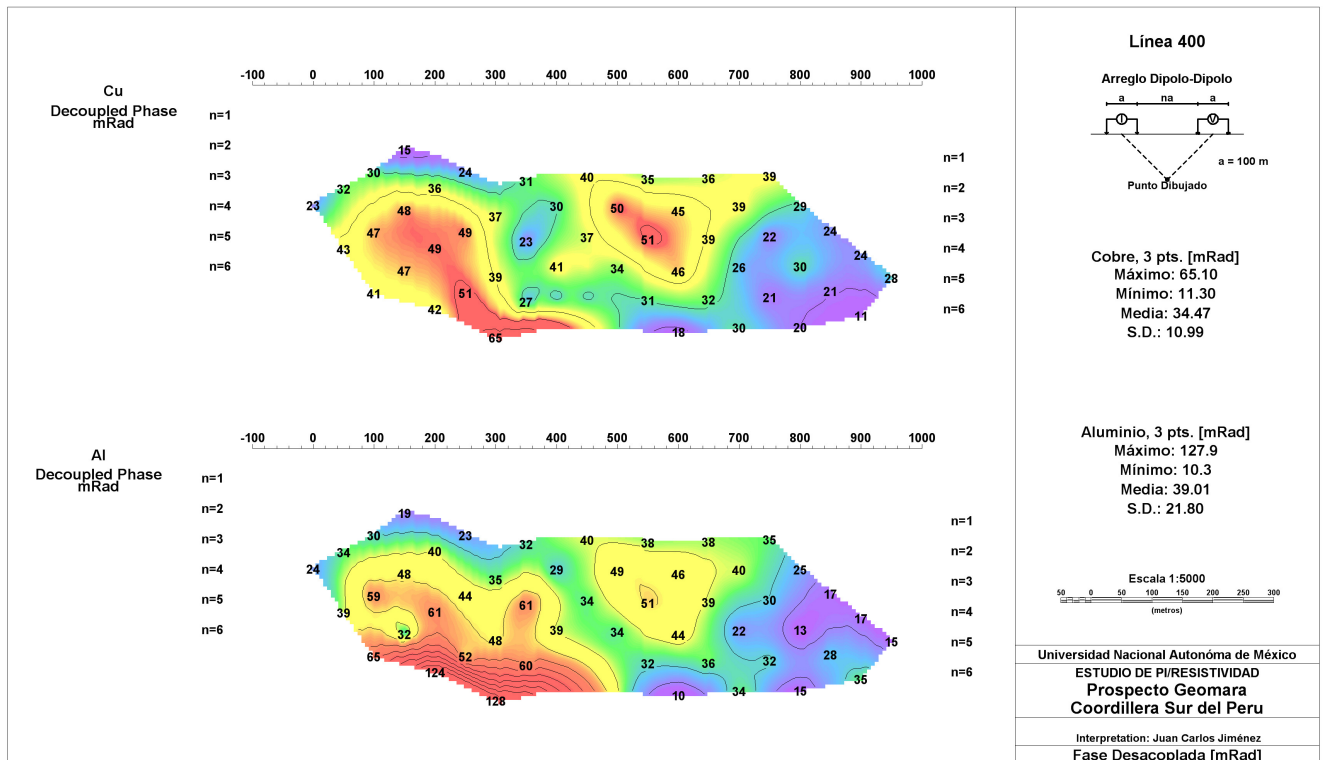


Figura 5.24. Pseudosecciones geofísicas de fase desacoplada (3 puntos). En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio.

5.2.2.3 Resistividad aparente

Aluminio

El rango de *resistividad* (figura 5.25) muestra una variación entre 19.89 y 715.17 ohm-m, con un promedio de 196.30 ohm-m y una desviación estándar de 160.67 ohm-m.

Existen valores de *resistividad* con magnitud alta en el extremo SW del segmento, entre las estaciones 0-200 en todos los niveles laterales de ese extremo. Estos valores de *resistividad* alcanzan hasta los 700 ohm-m. En el extremo NE hay valores de magnitud baja entre las estaciones 700-900 en los niveles más profundos y alcanzan resistividades del orden de 20-70 ohm-m, quedando abiertos lateralmente y se asocian con valores de *diferencia de fase* de magnitud baja.

En centro del segmento, entre las estaciones 300-400 existe un bajo resistivo muy marcado y con valores de resistividad del orden de 70-80 ohm-m, buzando hacia el SW entre los niveles 1, 2, 3, 4, 5. Los siguientes valores de resistividad en general son de baja a mediana magnitud entre las estaciones 400-700.

Cobre

El rango de *resistividad* muestra una variación entre 17.27 y 754.91 ohm-m, con un promedio de 196.98 ohm-m y una desviación estándar de 159.40 ohm-m.

Las lecturas de *resistividad* aparente del levantamiento con cobre comparativamente muestran muy poca variación con los valores obtenidos en el levantamiento con aluminio, es decir, que son casi iguales y de este modo la tendencia es prácticamente igual como se muestra en las pseudosecciones de la figura 5.25.

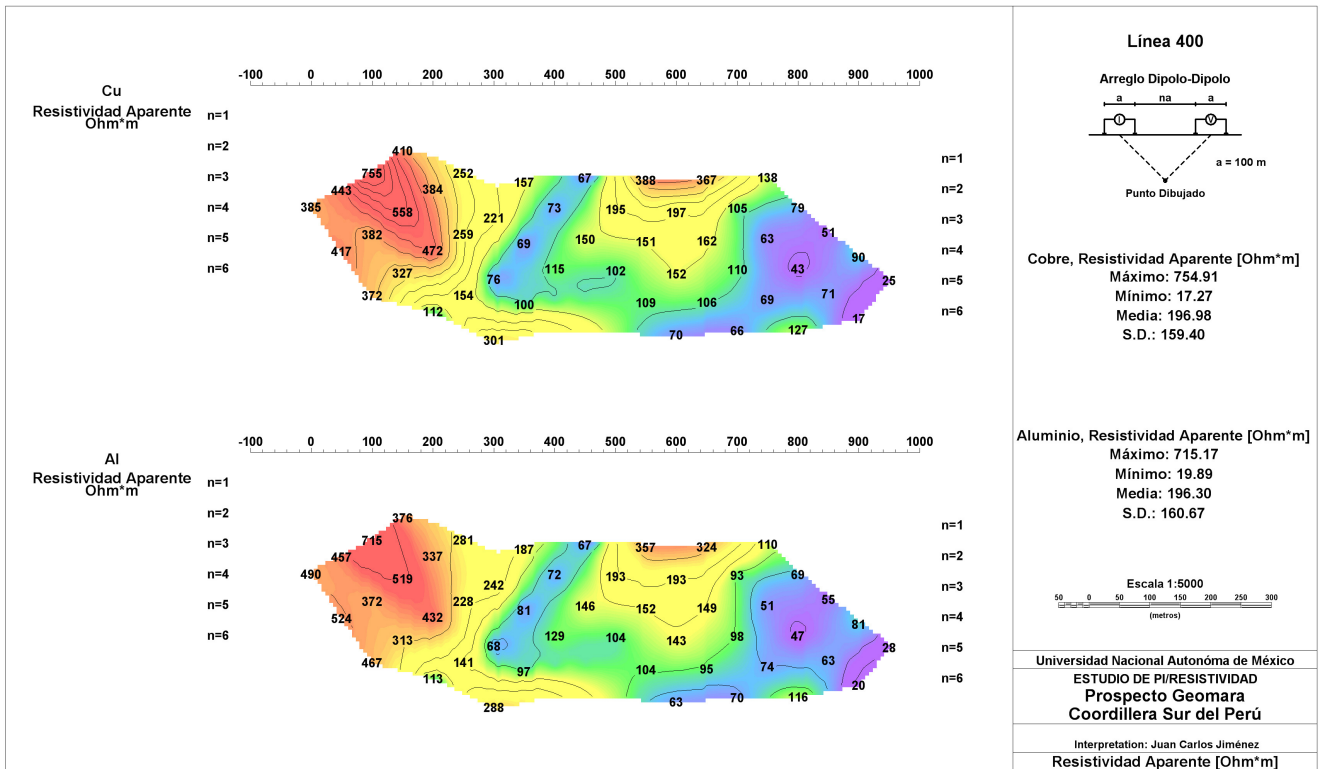


Figura 5.25. Pseudosecciones geofísicas de resistividad aparente. En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio.

5.2.2.4 Voltaje primario

Aluminio

El rango en el voltaje primario “Vp” (figura 5.27) muestra una variación entre 0.18 y 389.16 mV, con un promedio de 36.35 mV y una desviación estándar de 71.75 mV.

El voltaje primario disminuyó conforme aumentó la profundidad de investigación, sólo que de una manera muy drástica ya que después de tener voltajes primarios cercanos a los

200-400 mV en los primeros niveles (entre las estaciones 50-350 y 550-700), los valores disminuyeron hasta en menos de 2 mV en los algunos de los niveles 5 y 6.

Cobre

El rango en el voltaje primario "Vp" (figura 5.27) muestra una variación entre 0.18 y 578.00 mV, con un promedio de 56.67 mV y una desviación estándar de 116.03 mV.

El voltaje primario disminuyó de manera drástica al aumentar la profundidad de investigación y muestra la misma tendencia de los valores del voltaje primario con aluminio, en los primeros niveles alcanzó valores de hasta los 580 mV. En los últimos niveles todas las lecturas alcanzaron a medir con un voltaje primario por arriba de 1 mV a excepción de las que se encuentran en los niveles 5 y 6 del extremo NE.

A pesar de que hubo valores muy bajos en cobre, el voltaje primario alcanzado con electrodos fuente de cobre, supero al voltaje primario alcanzado con electrodos fuente de aluminio en la mayoría de los niveles, además porque la media de los datos con cobre es superior a la media de los datos con aluminio (figuras 5.25 y 5.27).

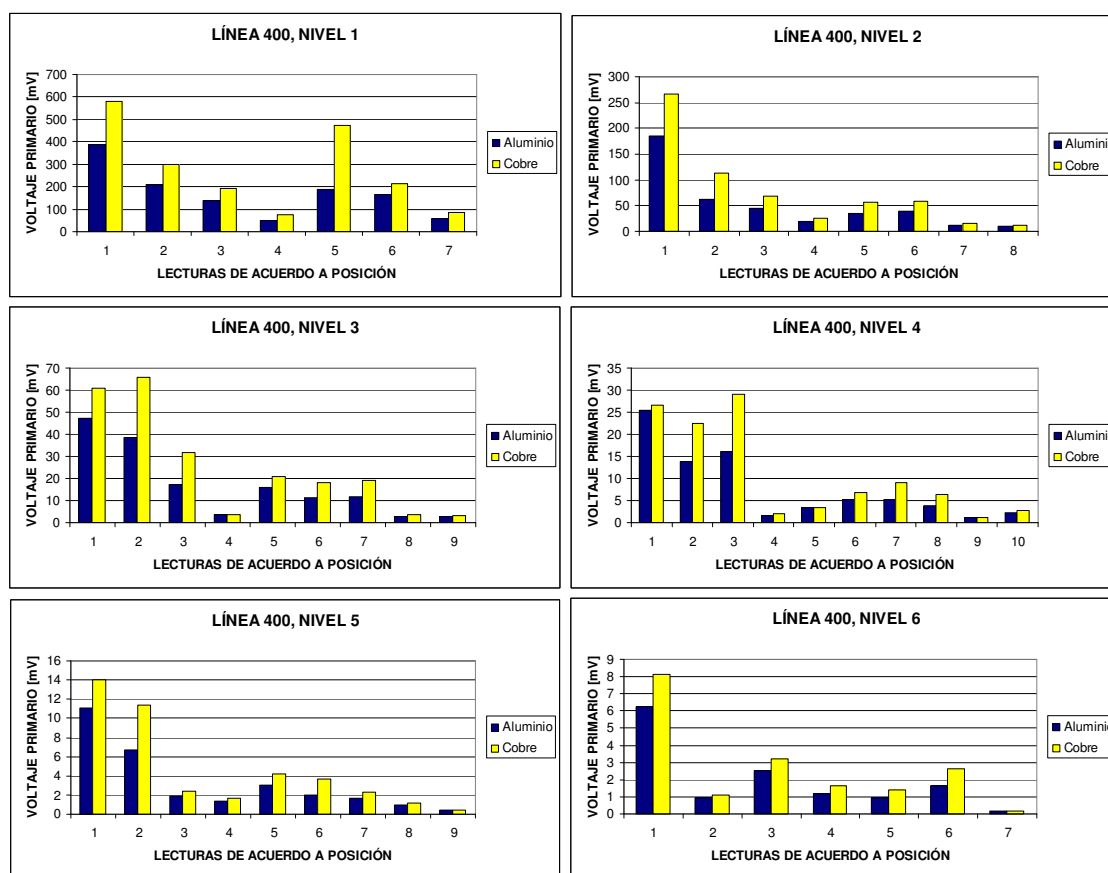


Figura 5.26. Voltaje primario comparado (Al vs Cu) en cada nivel.

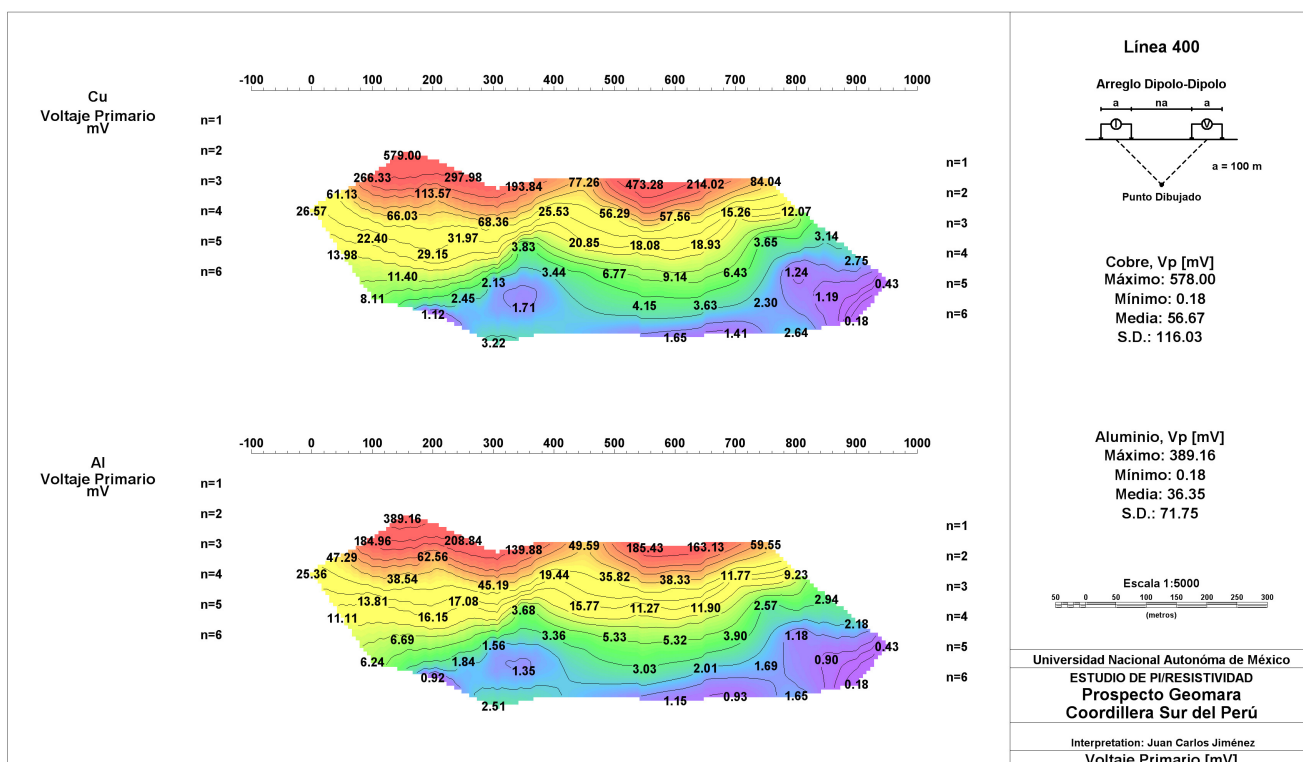


Figura 5.27. Pseudosecciones geofísicas del Voltaje Primario (Vp). En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio.

5.2.2.5 Error estándar de la media (SEM)

Aluminio

El rango en el nivel de ruido "SEM" (figura 5.29) muestra una variación entre 0.02 y 54.54 mrad, con un promedio de 2.68 mrad y una desviación estándar de 7.95 mrad.

Los valores del SEM aumentaron al incrementar la profundidad de investigación y también al disminuir tanto el voltaje primario como la corriente inyectada (figura 5.28), de esta manera, los niveles someros tienen un nivel de ruido del orden de 0.02-0.2 mrad. En la parte sur profunda del segmento medido, entre las estaciones 100-350 se presentan los niveles con el más alto nivel de ruido, de hasta 54 mrad. En el extremo norte profundo existen valores también ruidosos pero en menor nivel, con un rango de 2-4 mrad.

Cobre

El rango en el nivel de ruido "SEM" muestra una variación entre 0.01 y 12.57 mrad, con un promedio de 0.68 mrad y una desviación estándar de 1.80 mrad.

El nivel de ruido aumentó al incrementar la profundidad de investigación (figura 5.28), sólo que la tendencia plasmada en la pseudosección (figura 5.29) varía ligeramente con la pseudosección de los datos de aluminio, esto es, porque el nivel de ruido fue comparativamente menor en la mayoría de los datos. Entre las estaciones 250-500

aparece el nivel de ruido más alto con valores de un rango de 3-12 mrad. Los valores restantes en su mayoría no sobrepasan 1 mrad.

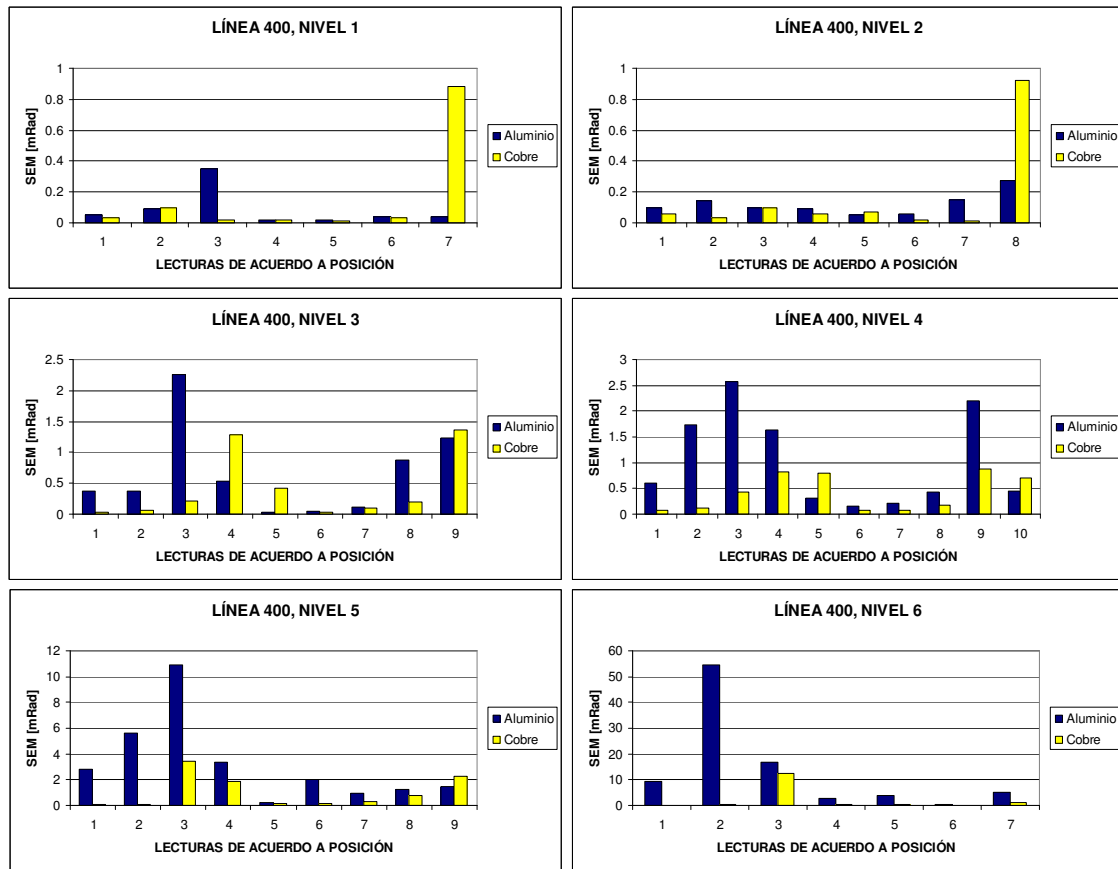


Figura 5.28. Nivel de ruido comparado (Al vs Cu) en cada nivel, (Error Estándar de la Media).

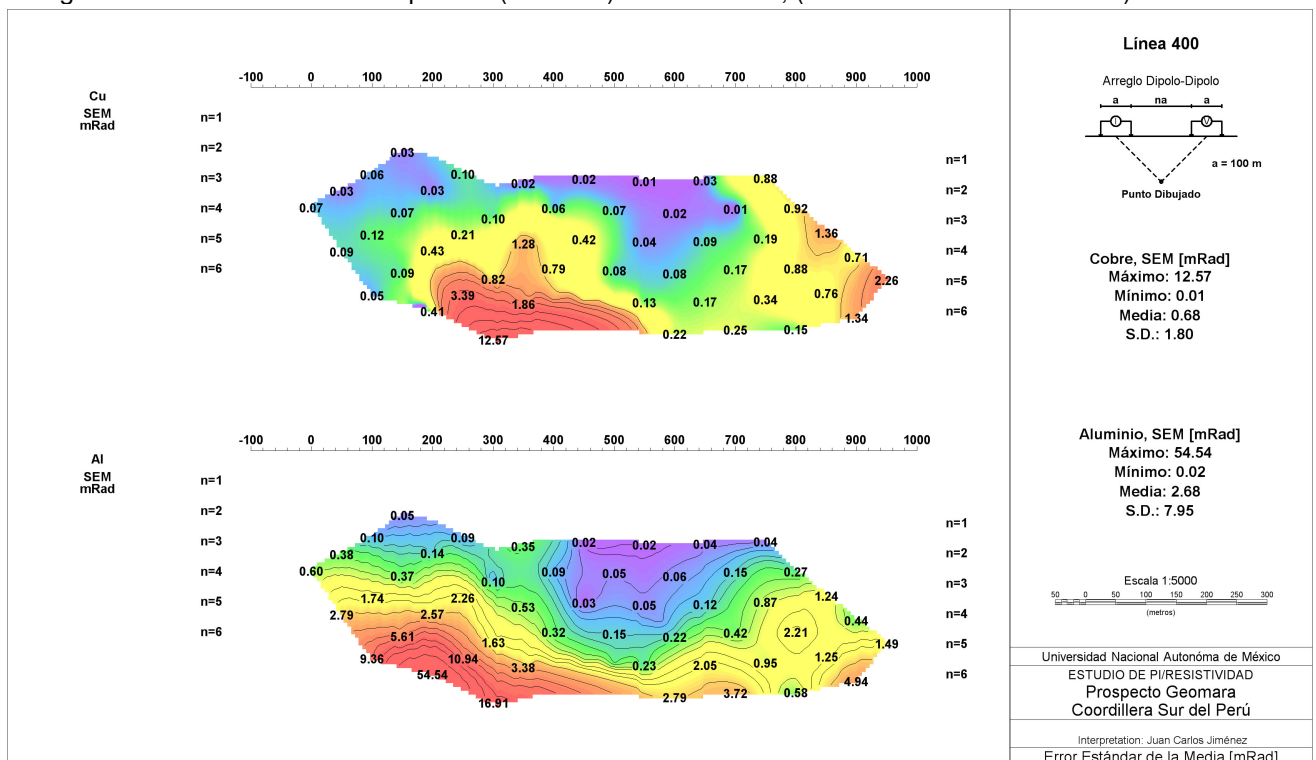


Figura 5.29. Pseudosecciones geofísicas del Error Estándar de la Media (SEM). En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio.

5.2.2.6 Relación señal/ruido (I/SEM)

Aluminio

El rango en la relación señal/ruido "S/R" (I/SEM) en el levantamiento con aluminio muestra una variación entre 0.02 y 70.00 amp/mrad, con un promedio de 10.53 amp/mrad y una desviación estándar de 16.15 amp/mrad.

La pseudosección de la relación señal/ruido (I/SEM) de aluminio (figura 5.31), aunque con valores distintos, es claro que parece ser la misma pseudosección del SEM también de aluminio, sólo que con los colores invertidos, siendo más fuerte en las zonas donde se encuentran los datos más limpios o con el menor nivel de ruido (entre las estaciones 400-700) y siendo más débil en las zonas donde se encuentran los datos más ruidosos.

Cobre

El rango en la relación señal/ruido "S/R" (I/SEM) en el levantamiento con cobre muestra una variación entre 0.01 y 230.00 amp/mrad, con un promedio de 30.57 amp/mrad y una desviación estándar de 43.25 amp/mrad.

La pseudosección de la relación señal/ruido (I/SEM) de cobre (figura 5.31), aunque también con valores distintos parece ser la misma pseudosección del SEM también de cobre, es decir, con la misma tendencia pero con los colores invertidos. De acuerdo a los datos estadísticos y como se aprecia en los valores de la relación señal/ruido con cobre, supera por mucho al levantamiento con aluminio (figura 5.30).

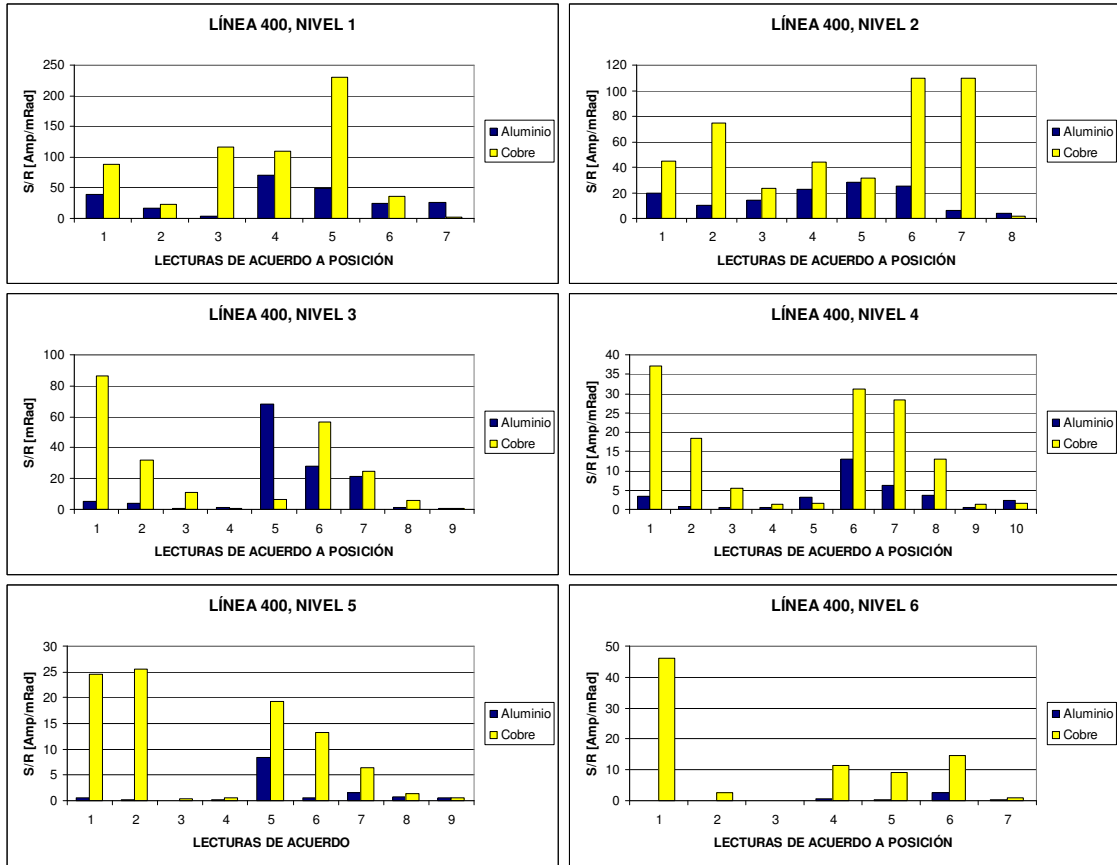


Figura 5.30. Relación señal/ruido (I/SEM) comparado (Al vs Cu) en cada nivel de asignación.

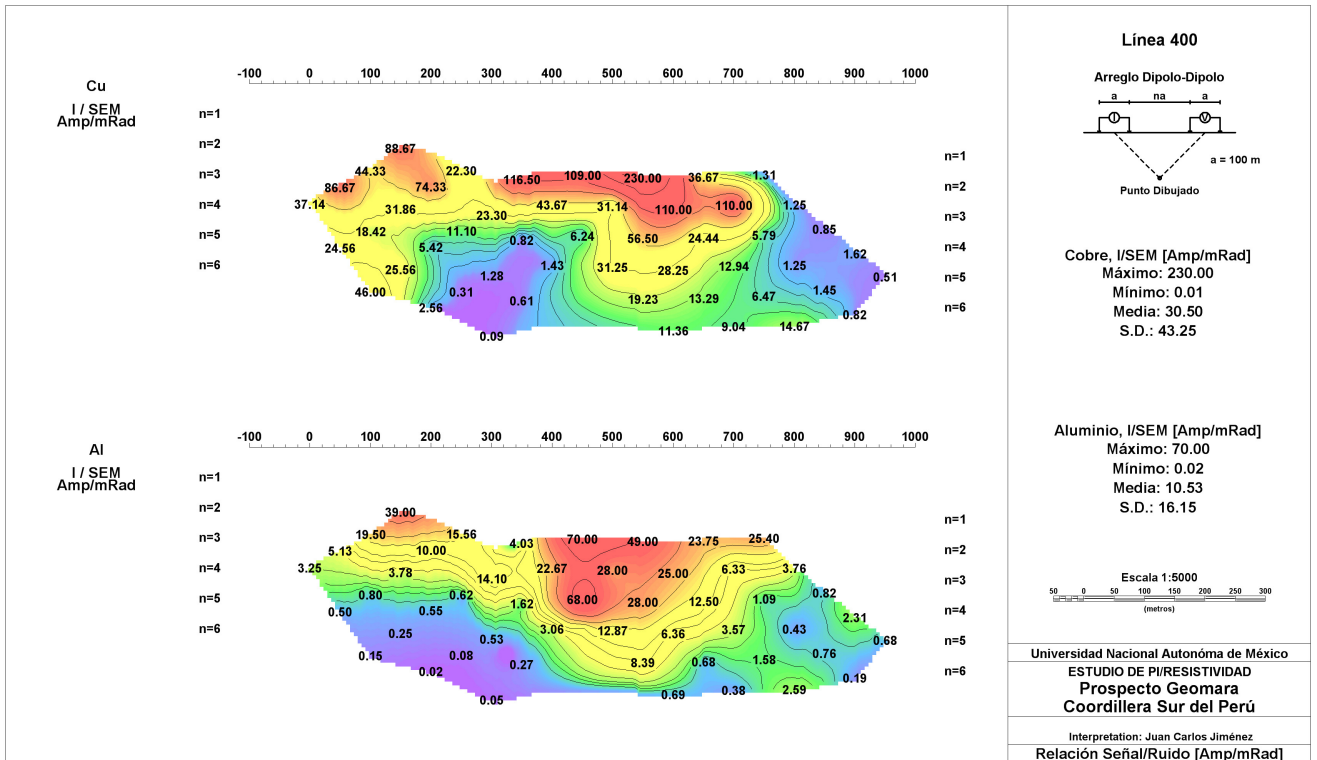


Figura 5.31. Pseudosecciones geofísicas de la relación señal/ruido (I/SEM). En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio.

5.2.2.7 Relación señal/ruido (Vp/SEM)

Aluminio

El rango en la relación señal/ruido S/R (Vp/SEM) del levantamiento con aluminio muestra una variación entre 0.02 y 9271.63 mV/mrad, con un promedio de 647.63 mV/mrad y una desviación estándar de 1773.73 mV/mrad.

Los valores de la relación señal/ruido del levantamiento con aluminio muestran la misma tendencia que los valores del voltaje primario también con aluminio como se aprecia en sus pseudosecciones correspondientes (figuras 5.27 y 5.33), solo que con un mayor contraste en la magnitud de los niveles someros, ya que se disparan mucho más en la S/R que los del voltaje primario. En los niveles medios a profundos hay una proporcionalidad en los valores tanto de la relación señal/ruido como del voltaje primario, ya que son muy similares con ligeras variaciones.

Cobre

El rango en la relación señal/ruido S/R (Vp/SEM) del levantamiento con cobre muestra una variación entre 0.13 y 47328.09 mV/mrad, con un promedio de 2120.54 mV/mrad y una desviación estándar de 7138.37 mV/mrad.

Los valores de la relación señal/ruido del levantamiento con cobre y al igual que los datos de aluminio, también muestran la misma tendencia que los valores del voltaje primario también del mismo levantamiento con cobre, como se aprecia en sus pseudosecciones correspondientes (figuras 5.27 y 5.33), con las mismas características que se mencionaron del aluminio, sólo que el cobre supera por mucho al aluminio en los niveles someros y ligeramente en los niveles profundos. Por lo tanto, el voltaje primario y el SEM son inversamente proporcionales en profundidad.

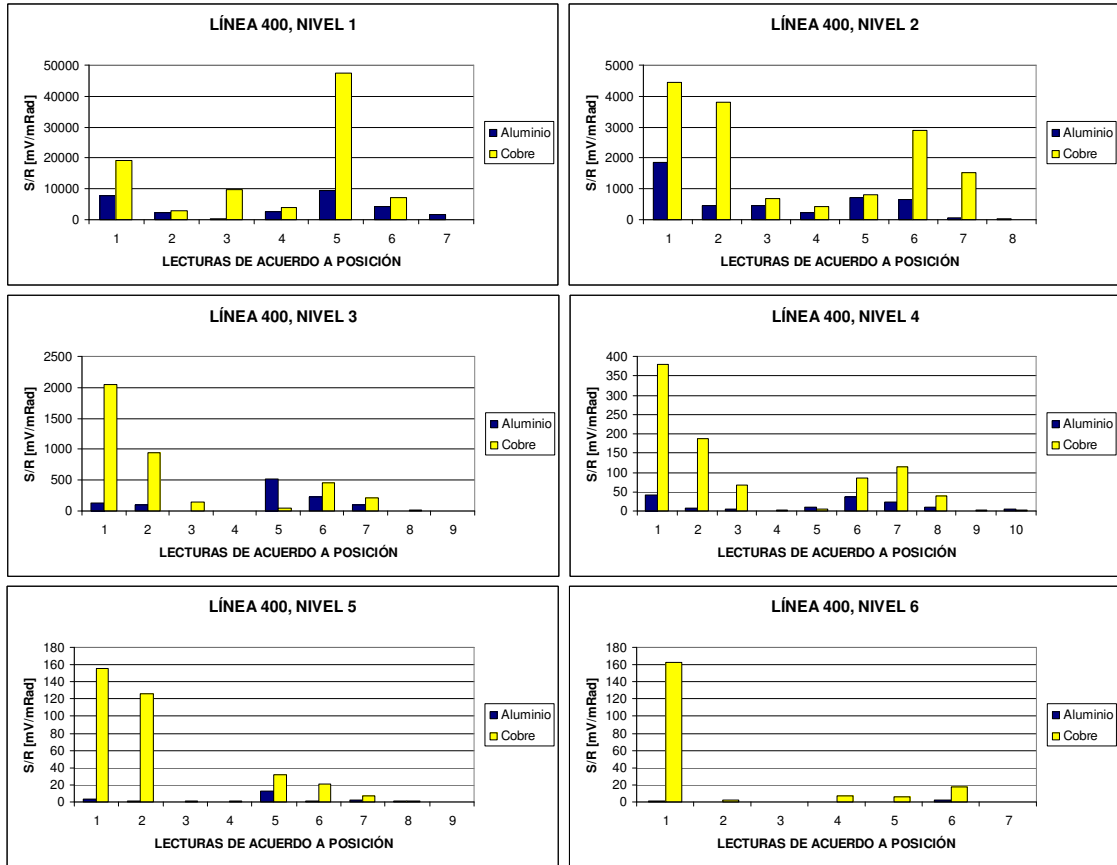


Figura 5.32. Relación señal/ruido (Vp/SEM) comparado (Al vs Cu) en cada nivel de asignación.

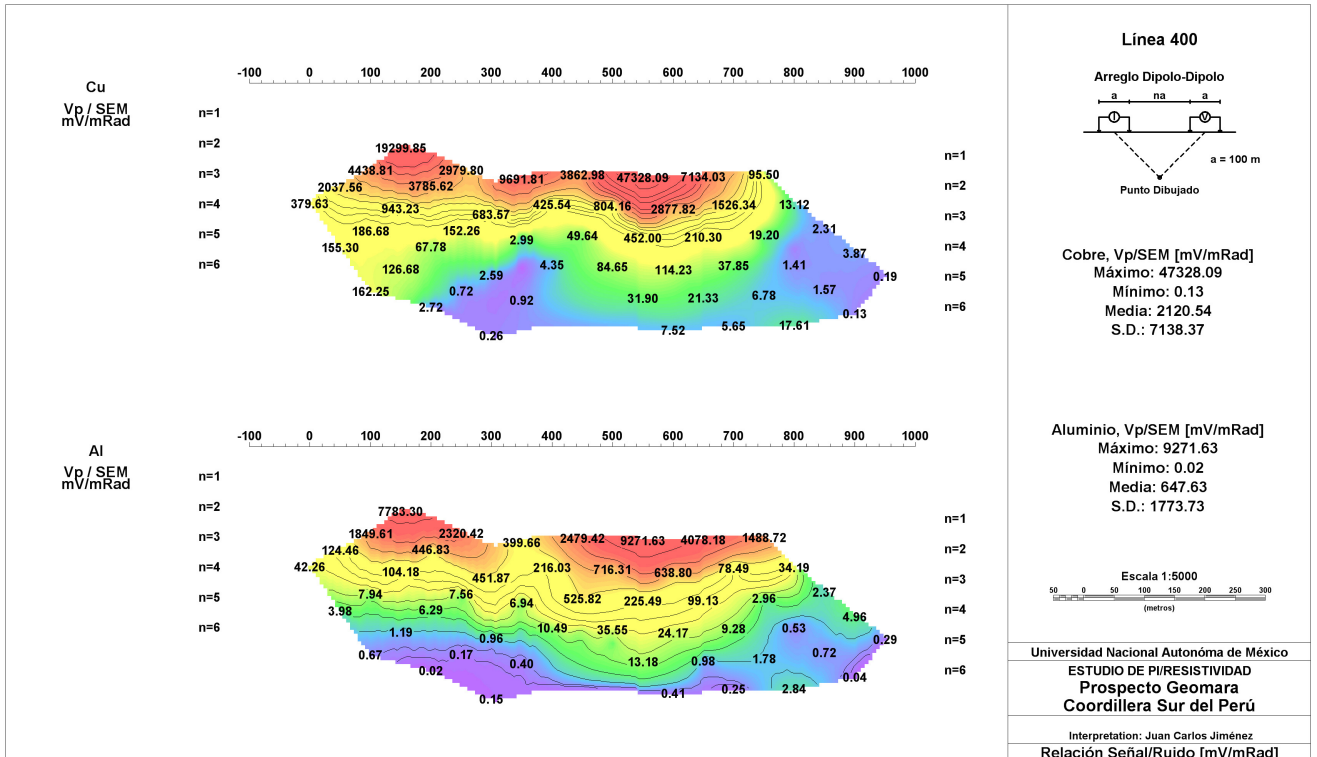


Figura 5.33. Pseudosecciones geofísicas de la relación señal/ruido (Vp/SEM). En la parte superior se muestra el levantamiento con cobre y en la parte inferior el levantamiento con aluminio.

5.2.3 Resumen de datos medidos

Como se mencionó en el inciso 5.1.4, no se pueden comparar la media y la desviación estándar de aluminio contra cobre respecto a los datos de *diferencia de fase*, *fase desacoplada* y *resistividad aparente* porque realmente no significa nada. Son datos que nada nos dicen de qué levantamiento es mejor debido a que se habla de valores de toda una sección y no de varias lecturas en un solo punto, es decir, se trata de una sección completa, por ello, estos datos se omitieron en la tabla 14. Los datos que realmente nos ayudan a definir que levantamiento es mejor son: la corriente inyectada, el voltaje primario, la relación señal/ruido I/SEM y Vp/SEM y el SEM.

Tabla 14. Datos estadísticos del prospecto Geomara.

	Aluminio				Cobre			
	Mínimo	Máximo	Media	S.D.	Mínimo	Máximo	Media	S.D.
Corriente inyectada [Amp]	0.89	1.97	1.34		1.07	2.6	1.86	
Diferencia de fase [mRad]	-17.00	57.30			16.6	57.80		
Fase desacoplada [mRad]	10.30	127.9			11.30	65.10		
ρ_a [Ohm-m]	19.89	715.17			17.27	754.91		
Vp [mV]	0.18	389.16	36.35	71.75	0.18	578.00	56.67	116.03
SEM [mRad]	0.02	54.54	2.68	7.95	0.01	12.57	0.68	1.80
señal/ruido [Amp/mRad]	0.02	70.00	10.53	16.15	0.01	230.00	30.50	43.25
señal/ruido [mV/mRad]	0.02	9271.63	647.63	1773.73	0.13	47328.09	2120.54	7138.37

En las figuras 5.34 y 5.35 se plasman las pseudosecciones de los valores medidos considerando *el mayor de los mayores y el menor de los menores* y manejando una escala de colores para cada conjunto de valores. El color rojo representa valores anómalos de alta magnitud hasta los colores azulados que representan valores anómalos de baja magnitud del levantamiento con aluminio y del levantamiento con cobre, del prospecto Geomara.

En la *diferencia de fase* y *fase desacoplada* de los datos con aluminio se nota mayor dispersión ya que la tendencia varía significativamente que con los datos con cobre que muestran una tendencia muy similar, esto significa que existe menor dispersión en los datos con cobre. La *resistividad aparente* tanto con aluminio como con cobre muestra una tendencia similar.

Considerando el mayor de los mayores y el menor de los menores del voltaje primario, la relación señal/ruido I/SEM y Vp/SEM y el SEM de los datos comparados, se refleja la superioridad del cobre ante el aluminio.

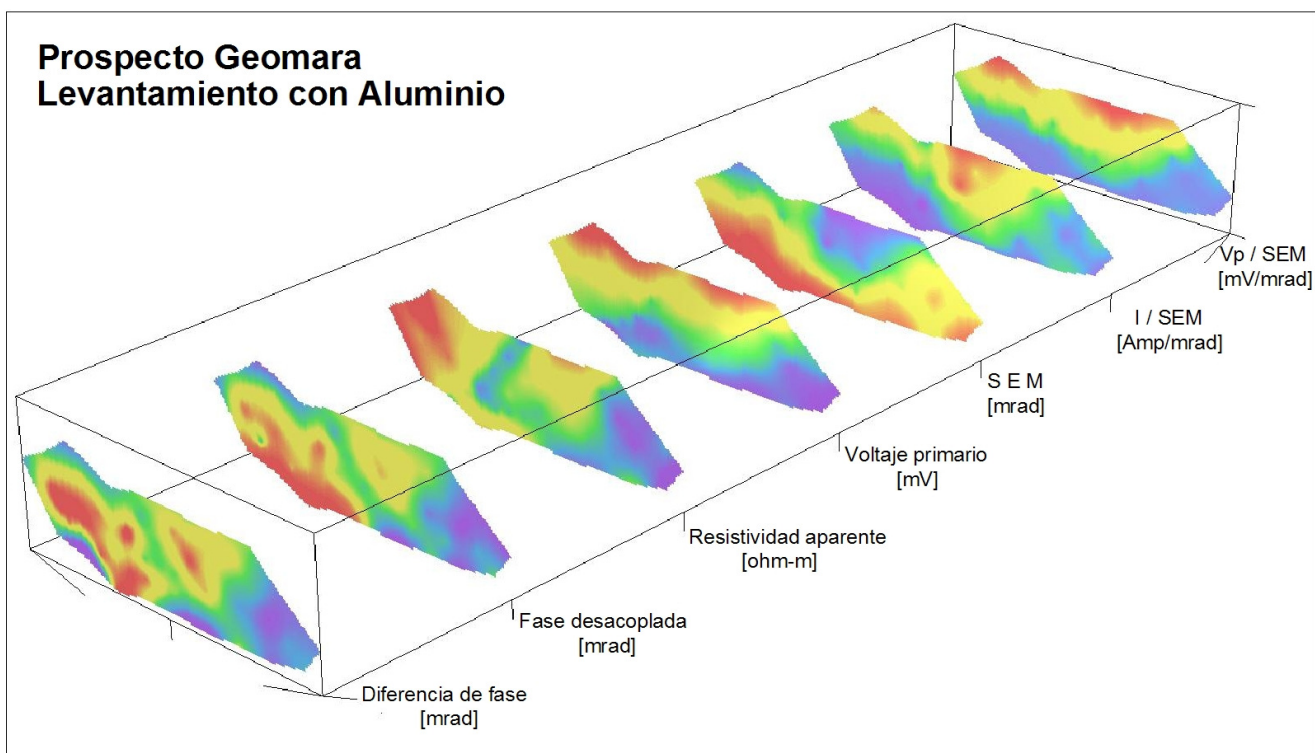


Figura 5.34. Pseudosecciones geofísicas con el mayor de los mayores y el menor de los menores del levantamiento con Aluminio del prospecto Geomara.

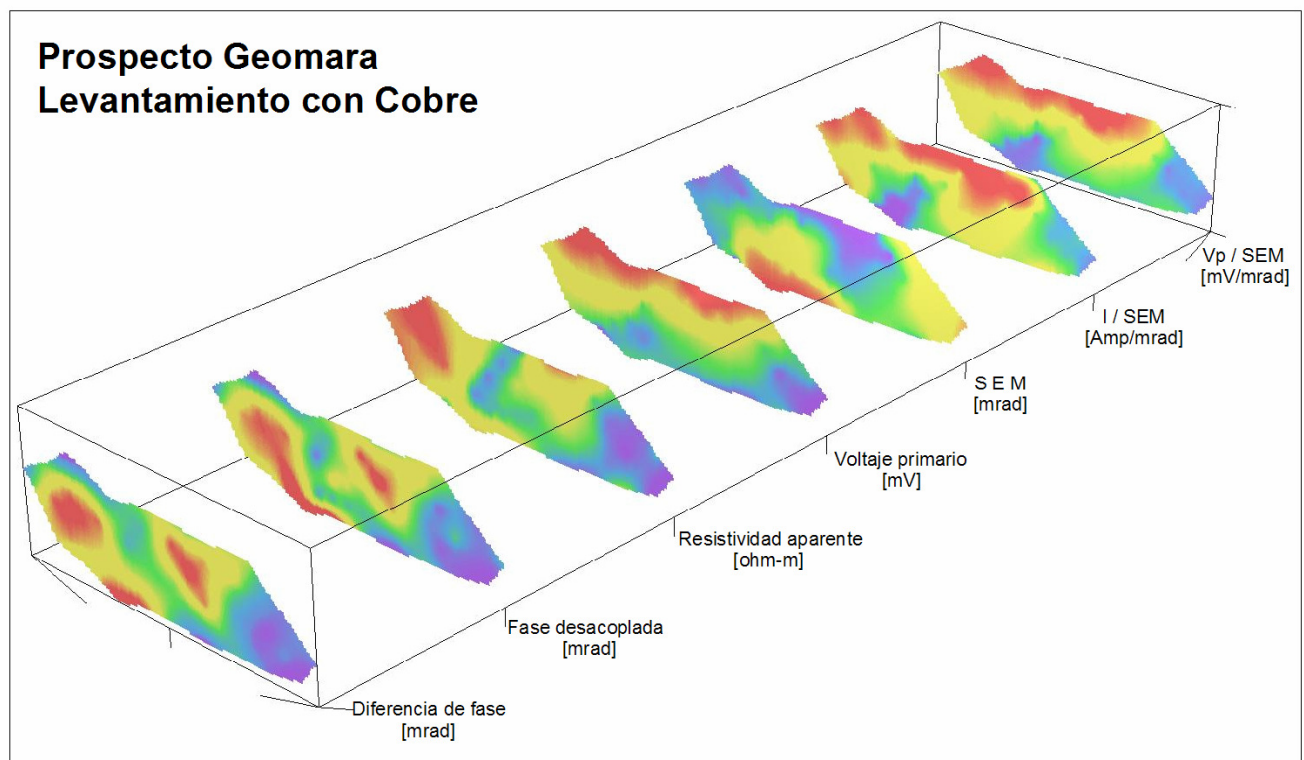


Figura 5.35. Pseudosecciones geofísicas con el mayor de los mayores y el menor de los menores del levantamiento con Cobre del prospecto Geomara.

5.2.4 Modelado 2-D

De acuerdo al background de valores obtenidos en los resultados de las inversiones, por la forma e intensidad de anomalías, se han determinado rangos de anomalías para el efecto de PI y resistividad:

Diferencia de fase, Cobre

- <15 anomalía débil,
- 15-45 anomalía moderada,
- 45 > anomalía fuerte

Diferencia de fase, Aluminio

- <20 anomalía débil,
- 20-70 anomalía moderada,
- 70 > anomalía fuerte

Resistividad

- <130 magnitud débil,
- 130-400 magnitud moderada (media),
- 400 > magnitud fuerte

5.2.4.1 Diferencia de fase

Aluminio

En las zonas someras de casi todo el segmento (figura 5.36) aparecen valores de baja magnitud en *diferencia de fase –efecto de PI-*, se asocian con valores de *resistividad* con magnitud alta. En profundidad del extremo sur hasta las estación 800 se encontró un horizonte con tres trenes anómalos de magnitud alta.

El primero de ellos de magnitud alta de hasta 100 mrad entre las estaciones 50-150, con una extensión aproximada de 100 m, queda abierto en profundidad. El segundo tren anómalo es de menor extensión, su valor máximo aparece bajo la estación 350, de magnitud alta, alcanza valores de hasta 90 mrad. El tercer tren anómalo aparece con una discontinuidad bajo la estación 550, alcanza valores de hasta 70 mrad.

Aunque el *efecto de PI* parece ser la respuesta conjunta de posible mineralización de sulfuros primarios, por la irregularidad del yacimiento se complica la forma y simetría recíproca del *efecto de PI* contra *resistividad*. El extremo sur de la anomalía está asociado con resistividad de magnitud alta y el extremo norte está asociado con *resistividad* de magnitud baja.

Cobre

Se encontró un horizonte de *diferencia de fase –efecto de PI-* del extremo sur hasta la estación 750 con 2 trenes anómalos interesantes, tal como con aluminio, pero con cobre es más definido (figura 5.37).

El primer tren anómalo de magnitud alta de hasta 60 mrad entre las estaciones 200-400. Podría estar asociado a la mineralización de sulfuros primarios dentro de una zona silicificada ya que se asocia a *resistividad* de mediana a alta magnitud y queda abierto en profundidad.

El segundo tren anómalo también de magnitud alta, alcanza valores de hasta 55 mrad entre las estaciones 600-700, se asocia a bajas resistividades. Por la irregularidad del yacimiento, se complica la forma y simetría recíproca del efecto de PI contra resistividad.

En la parte superficial del segmento se encontraron bajos valores del *efecto de PI*, coinciden con altas resistividades posiblemente asociadas a zonas silicificadas.

5.2.4.2 Fase desacoplada

Aluminio

Por la irregularidad del yacimiento, se complica la forma y simetría recíproca del *efecto de PI* contra *resistividad*, el modelo de *fase desacoplada* es muy distinto al modelo de *diferencia de fase* también con aluminio (figuras 5.36 y 5.37), excepto en una pequeña anomalía entre las estaciones 550-650, con magnitud muy alta, de hasta 110 mrad, incluso se relaciona con la anomalía de *diferencia de fase* del modelo con cobre. El acoplamiento EM le afectó en gran medida deformando el modelo casi en su totalidad.

Cobre

El modelo de *fase desacoplada* es muy similar al modelo de *diferencia de fase* también de cobre, se muestra la misma tendencia de magnitud alta y baja del *efecto de PI*, aunque con un poco de variación en el alargamiento de las anomalías de magnitud alta (figuras 5.36 y 5.37). Por no encontrar gran diferencia con el modelo de *diferencia de fase*, se podría decir que el efecto por acoplamiento EM no le afectó al levantamiento con cobre y que en la zona no hubo gran influencia del mismo.

5.2.4.3 Resistividad

Aluminio

El modelo muestra definidas anomalías de *resistividad* (figura 5.36) con valores sobre los 1000 ohm-m. Estas anomalías tienen un límite inferior muy definido, cerca de la elevación

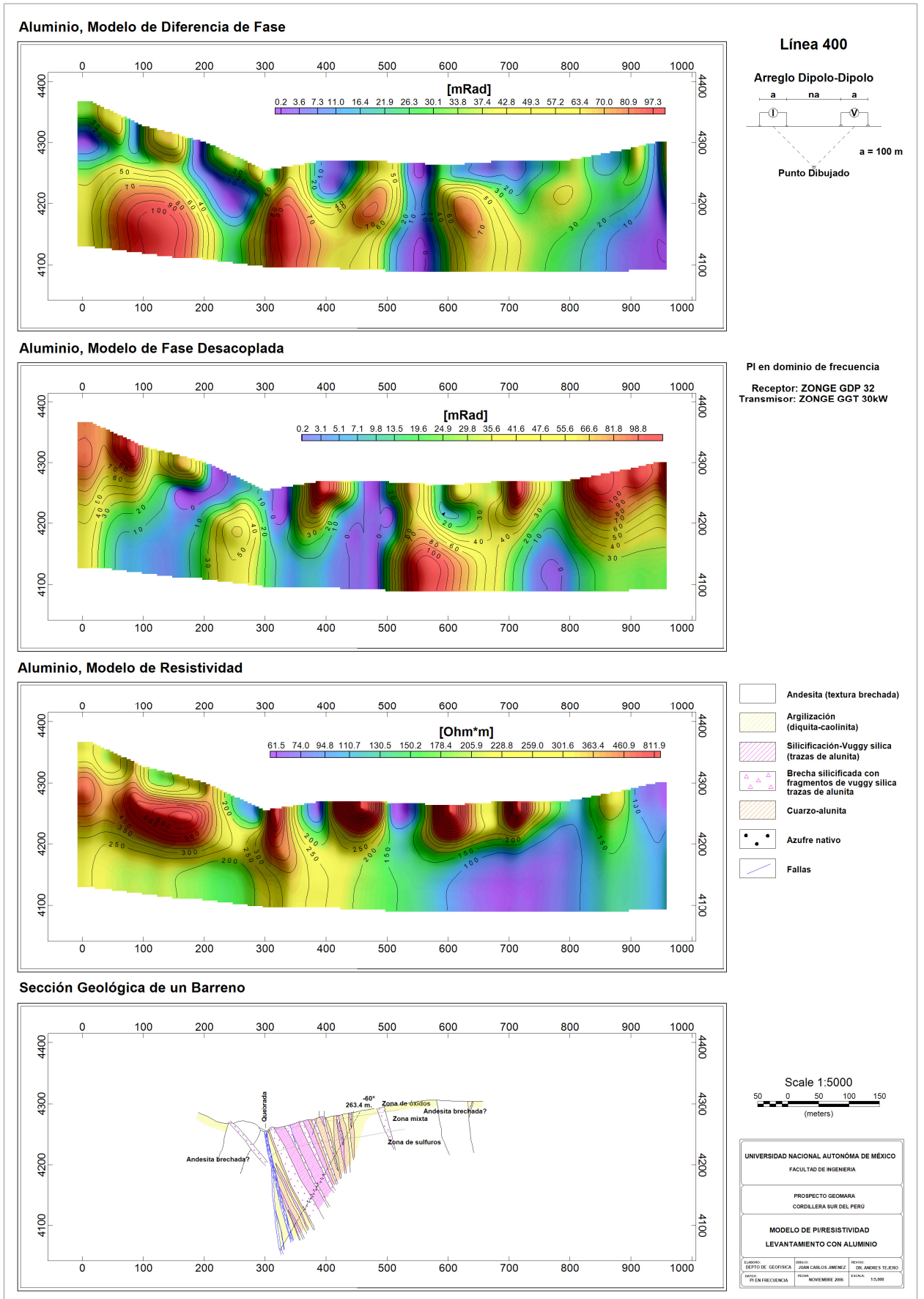


Figura 5.36. Sección geofísica del levantamiento con aluminio. De la parte superior hacia abajo se muestra el modelo diferencia de fase, fase desacoplada y resistividad.

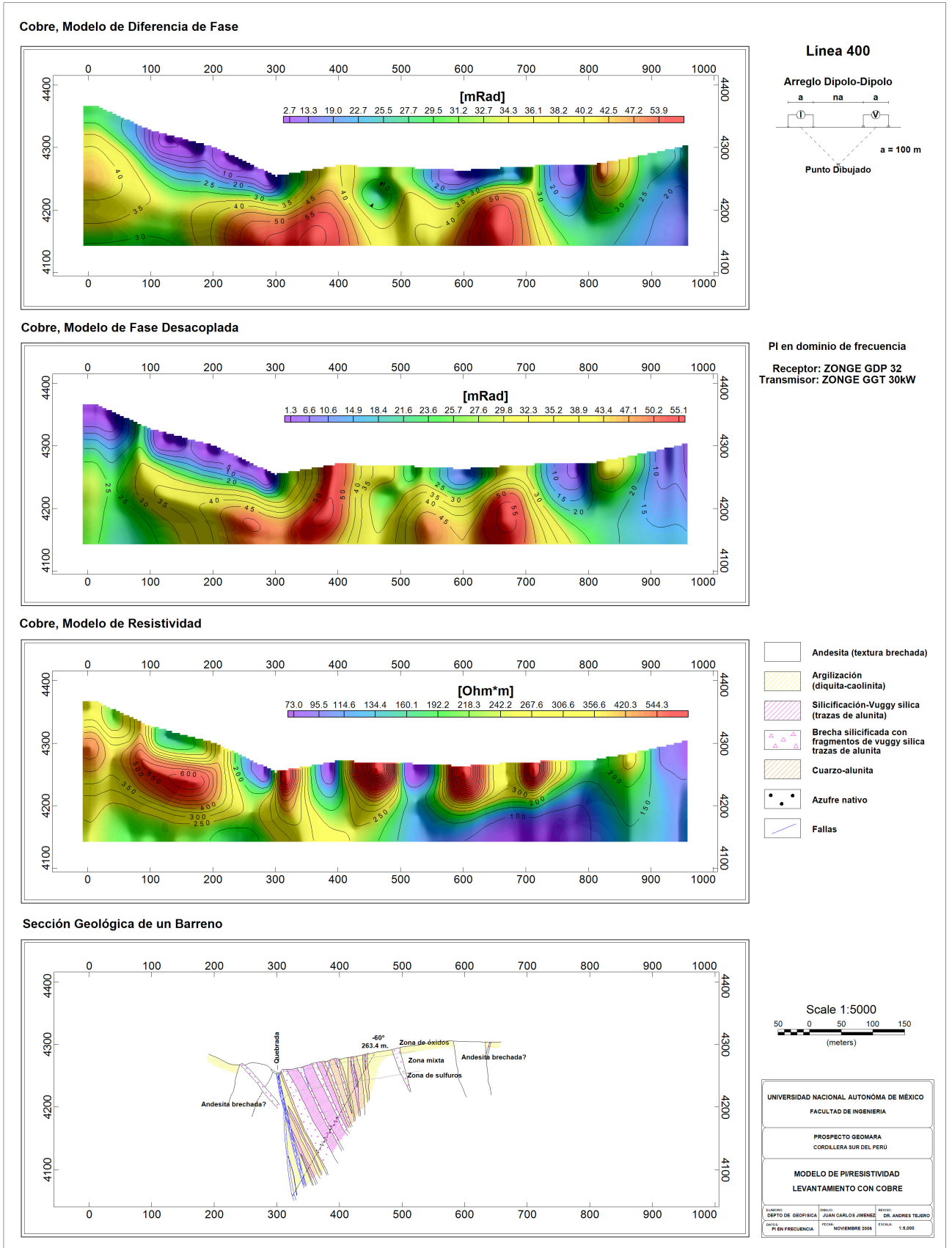


Figura 5.37. Sección geofísica del levantamiento con cobre. De la parte superior hacia abajo se muestra el modelo diferencia de fase, fase desacoplada y resistividad.

4250 msnm, que coincide aproximadamente con el nivel donde se han encontrado horizontes de calcedonia (entre 4250 y 4325 msnm). Por esta razón, se sugiere que las anomalías de resistividad podrían indicar brechas silicificadas y zonas de alteración argílica avanzada, asociadas a procesos tipo “steam heated”, donde el horizonte de calcedonia marcaría el paleonivel freático.

Cobre

El modelo de *resistividad* obtenido con los datos del levantamiento con cobre es muy similar al modelo de resistividad obtenido con los datos del levantamiento con aluminio (figuras 5.36 y 5.37), es decir, que los horizontes anómalos de baja y mediana magnitud muestran la misma tendencia y se asocian con las mismas características.

5.2.4.4 Resumen de modelado

La geofísica de PI/Resistividad es difícil que se ajuste a la geología de yacimientos epitermales como el prospecto Geomara, ya que son muy irregulares y generalmente no se consigue simetría de los cuerpos anómalos. Las zonas de óxidos son muy estrechas y se encuentran en zonas silicificadas con abundancia de zonas de sulfuros secundarios, estos últimos son los de interés económico. La *resistividad* de magnitud alta corresponde a las zonas silicificadas asociadas al *efecto de PI* de mediana a alta magnitud y que corresponden a las zonas de sulfuros primarios y secundarios que se encuentran diseminados en las mismas zonas silicificadas. Cuando se presentan *resistividad* de baja magnitud asociadas al *efecto de PI* de magnitud alta, indicarían zonas arcillosas (zonas de argilización: caolín) que no son de interés aunque las anomalías del *efecto de PI* sean simétricas contra *resistividad*.

Los modelos con cobre se ajustan mejor a la geología del prospecto Geomara, incluso no existe un gran cambio en las imágenes de *diferencia de fase* con la *fase desacoplada*, lo que significa que las lecturas con cobre fueron más estables, esto indica que existe mayor credibilidad de inferir cuerpos mineralizados. Los datos con aluminio se alejan demasiado al ajuste con las zonas de interés, las imágenes de *diferencia de fase* con las de *fase desacoplada* cambian bastante, esto indica que existe mayor dispersión en los datos y menor credibilidad para inferir cuerpos mineralizados. En el prospecto Geomara, los barrenos cortaron pirita desde las zonas superficiales y el modelo de *fase desacoplada* con cobre se ajusta mejor a la geología, el *efecto de PI* es de magnitud moderada a magnitud alta coincidiendo con resistividades de magnitud alta.

5.2.4.5 Diferencia de fase y fase desacoplada sin valores negativos

Como en el prospecto Mapimí, nuevamente se encontraron valores negativos en las lecturas de *diferencia de fase* y *fase desacoplada* del levantamiento hecho con aluminio del prospecto Geomara, en las mismas lecturas comparadas con cobre no se encontraron valores negativos. Podría pensarse que estos valores negativos fueron la principal desventaja contra el cobre en los modelos de inversión con los datos de *diferencia de fase* y *fase desacoplada* deformando totalmente el resultado normal esperado de una anomalía típica y propiciando que no reflejara muy bien las características geológicas, por tal motivo se realizó el modelado eliminando tales valores de los datos obtenidos con aluminio.

En las figuras 5.38 a 5.40 se hace una comparación de los modelos con y sin los valores negativos de PI, se aprecia que aun sin los valores negativos sigue existiendo mayor dispersión en los datos con aluminio comparados contra los datos con cobre.

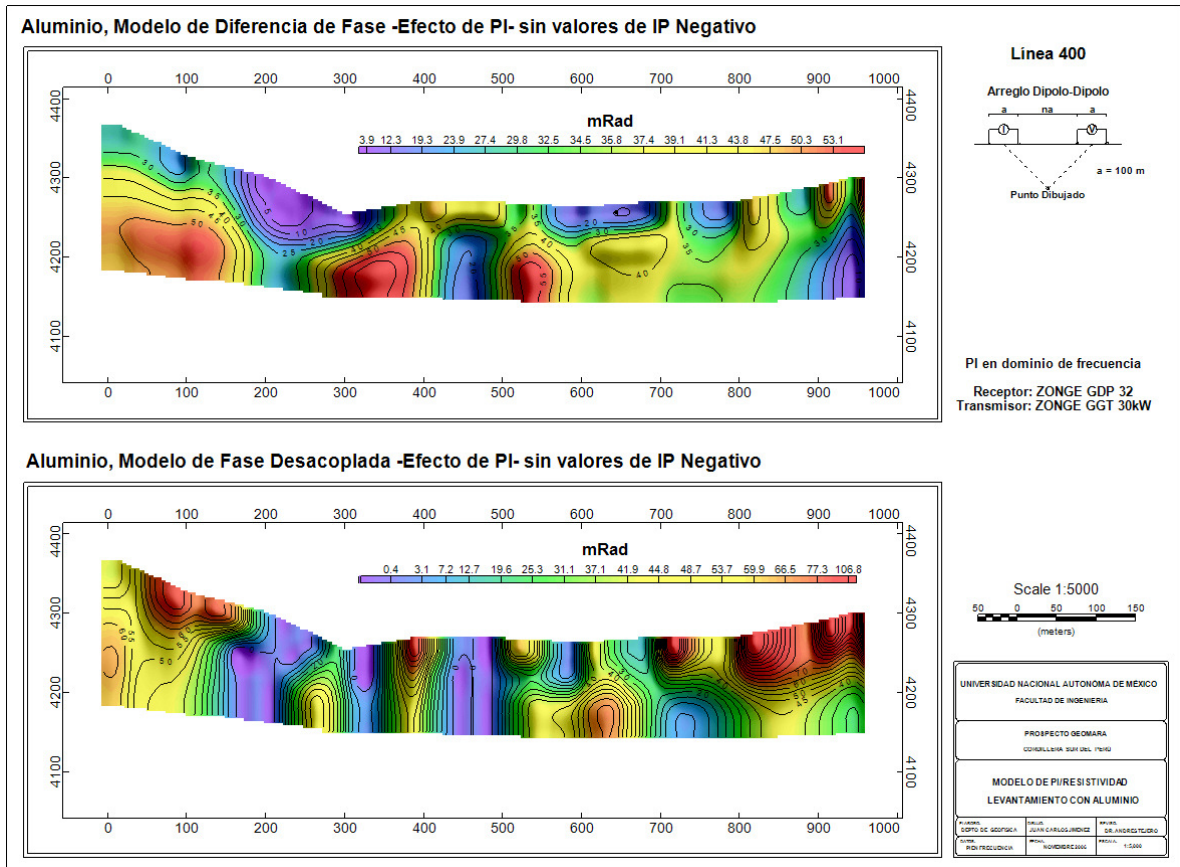


Figura 5.38. Modelo de diferencia de fase y fase desacoplada eliminando valores negativos de los datos levantados con Al del prospecto Geomara.

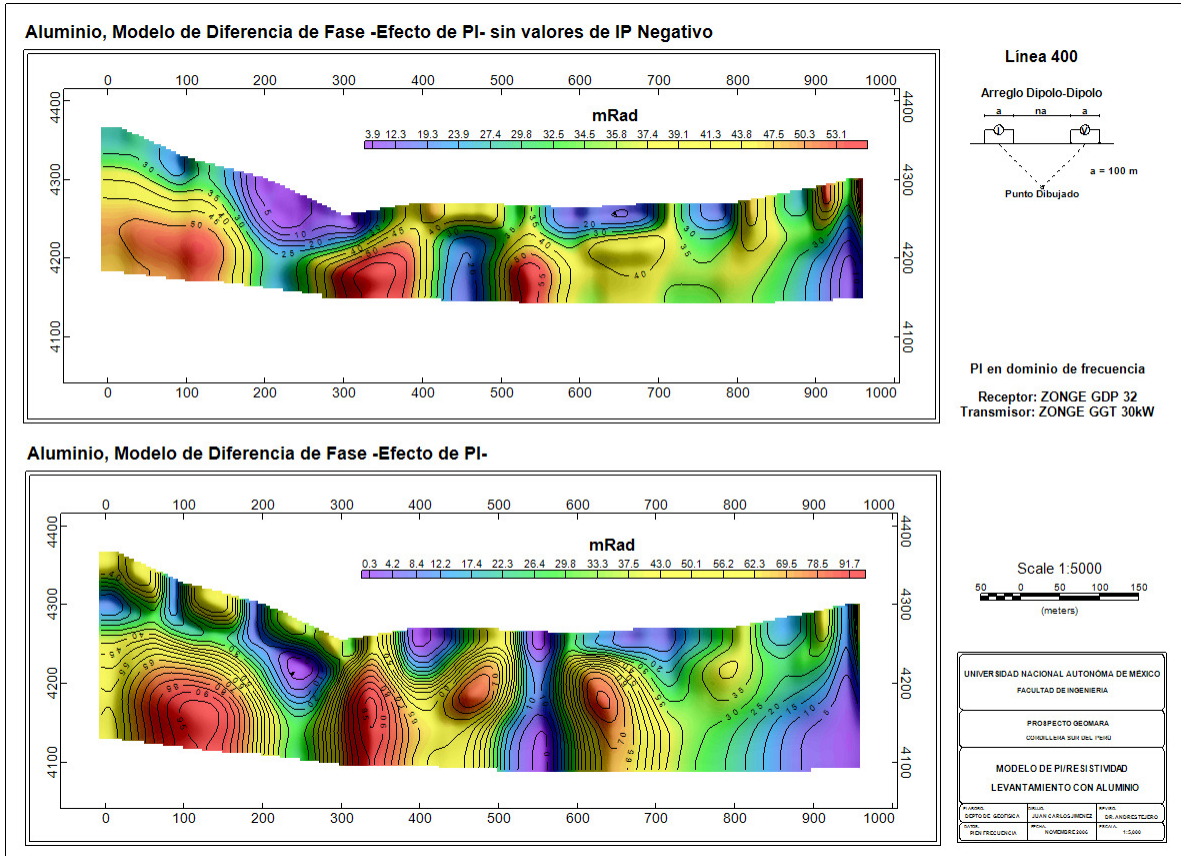


Figura 5.39. Modelo de diferencia de fase eliminando valores negativos y el modelo de diferencia de fase con los valores negativos de los datos levantados con Al del prospecto Geomara.

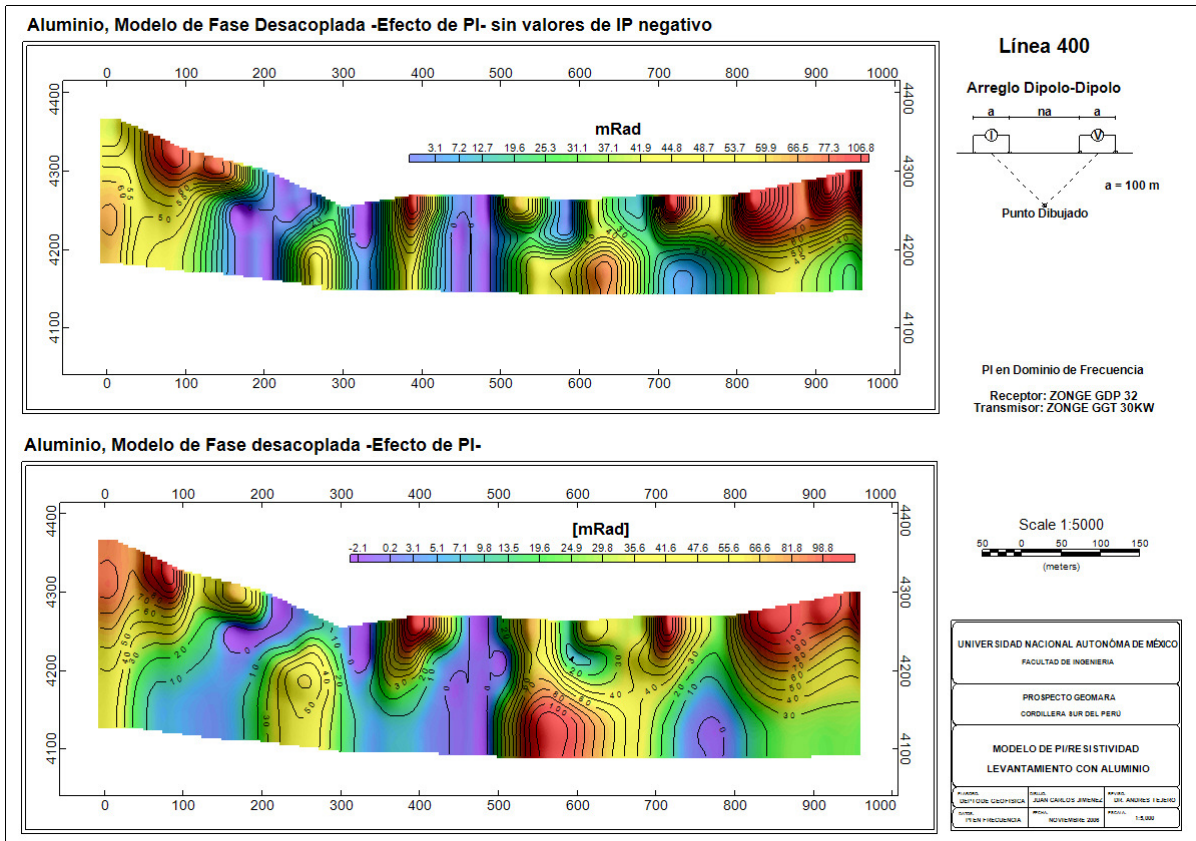


Figura 5.40. Modelo de fase desacoplada eliminando valores negativos y el modelo de fase desacoplada con los valores negativos de los datos levantados con Al del prospecto Geomara.

5.3 Ventajas e inconvenientes del método con diferentes electrodos fuente

Los estudios de PI/Resistividad pueden ser bien dirigidos utilizando electrodos fuente hechos de acero común o de un cierto tipo de material capaz de conducir la electricidad y que tenga un buen contacto galvánico con el terreno, dado que el subsuelo normalmente no es un buen conductor de la electricidad.

Por la actual necesidad de alcanzar mayores profundidades en el nuevo PI profundo no sólo es suficiente aumentar la apertura dipolar sino que es necesario utilizar hoyos con materiales conductores como electrodos fuente en lugar de utilizar estacas si se requiere inyectar corriente en el subsuelo con el mínimo de pérdidas para obtener datos de mejor calidad. Para ello es necesario utilizar materiales que sean inalterables a la humedad y a la acción química del terreno, que además de ser buenos conductores sean razonablemente económicos (no como la plata y el oro) y los primeros candidatos son el cobre y el aluminio. Comparativamente aunque el cobre es superior en características eléctricas, la utilización del aluminio es generalizada por las ventajas que este material no ferroso ofrece, tal como su excelente resistencia a la corrosión, peso liviano y sobre todo por ser más económico, le han dado lugar a un amplio uso como conductor.

En el tema de electrodos no existen estudios con rigurosidad científica donde se analice el mejor desempeño de los electrodos de transmisión, acerca de la mejor manera de hacer un buen contacto entre un material conductor y el terreno para inyectar corriente al interior del subsuelo con el mínimo de pérdidas. Algunos ingenieros piensan que se puede utilizar cualquier material por que sólo se trata de inyectar corriente, así que la diferencia en conductividad tiene muy poca importancia comparada con la resistencia de contacto y piensan que el problema se resuelve con el uso de agua salada. Tienen en mente que el efecto eléctrico es el mismo si se usase cobre o aluminio o cualquier material conductor y para ellos el aluminio parece más barato y adecuado y aunque es cierto, no quiere decir que sea lo mejor. En los prospectos Mapimí y Geomara hemos tratado las ventajas e inconvenientes de usar estos dos materiales como electrodos fuente en los levantamientos de PI/Resistividad.

5.3.1 Aluminio

Ventajas

- Más ligero que el cobre.
- Fácil de mover de un lugar a otro.
- Da resultados buenos ya que tiene una buena conductividad.

- Se moldea bien al hoyo excavado con pala.
- Tiene un costo inicial es más barato que el cobre.
- Tiene un área de superficie muy grande con respecto a su peso.

Desventajas

- No es recuperable para nuevo uso en electrodos fuente y se tiene que comprar para cada levantamiento.
- Tiene una conductividad menor a la del cobre.
- Es muy frágil y no es de las dimensiones del hoyo, así que se pierde tiempo en adecuarlo al fondo del hoyo ya que se coloca tratando de no romperlo.
- Se corroe por la presencia de la humedad en los hoyos.
- Al no ser recuperable, el material se queda sepultado en los hoyos y por lo tanto contamina.

5.3.2 Cobre

Ventajas

Si se utilizan láminas de cobre delgadas y de dimensiones adecuadas para un hoyo de inyección de corriente:

- Son fáciles de mover y fáciles manejar de un lugar a otro, tanto en una misma zona de trabajo en campo como de un prospecto a otro.
- Es fácil y rápido colocarlas.
- Son resistentes a la corrosión.
- Son recuperables y se tiene la ventaja de no estar comprando, sobre todo en lugares en los que no es posible encontrar aluminio.
- Es insuperable en la competencia de conductividad entre todos los metales usados para aplicaciones en ingeniería.
- Es fuerte y resistente, requiere menos esfuerzo para colocarse.
- Una comparación económica entre el aluminio y el cobre resulta importante para tomar una decisión de compra, resulta que el aluminio es más barato que el cobre, pero una economía real no debe de medirse sólo por el costo inicial, sino más bien por el costo del ciclo de vida, esencial para la salud financiera de una inversión.

Desventajas

- Pérdida de tiempo sacar las láminas de los pozos, al menos el tener que regresar por cada una de ellas, ya que sacarlas es a veces complicado si no se tiene un cable lo suficientemente resistente para jalarlas, para ello se tendría que excavar.
- El costo inicial es más caro comparado con aluminio.

- No se consiguen tan fácil como comprar papel aluminio en caso de que se necesite comprar más láminas.

5.4 Deducciones del método

Se analizó el comportamiento del cobre y del aluminio en electrodos fuente, el cobre tuvo mayor capacidad de inyección de corriente al subsuelo y además fue superior en cuanto a sus alcances y limitaciones en relación al trabajo de campo y a la calidad de los valores obtenidos inclusive en dos ambientes de exploración de sulfuros con distinta geología, distinta topografía y nivel de ruido ambiental, como en el prospecto Mapimí y en el prospecto Geomara. Sin embargo, se deducen varios puntos a considerar en los estudios de PI/Resistividad.

- ✓ La desviación estándar es directamente proporcional a la profundidad de investigación. Entre más profundo es el nivel de investigación, el nivel de ruido tiende a aumentar en las lecturas.
- ✓ La desviación estándar es inversamente proporcional al voltaje primario. A medida que disminuye el voltaje primario, el nivel de ruido tiende a aumentar en las lecturas y se crean mayores problemas para leer.
- ✓ El voltaje primario es inversamente proporcional a la profundidad de investigación. A medida que aumenta la profundidad de los niveles de asignación, disminuye el voltaje primario.
- ✓ El voltaje primario es directamente proporcional a la corriente inyectada al subsuelo en profundidad. A medida que aumenta la profundidad en los niveles de asignación, la corriente inyectada tiende a disminuir con el voltaje primario.
- ✓ La corriente enviada es inversamente proporcional a la resistencia de contacto en los electrodos fuente. A medida que aumenta la resistencia de contacto en los electrodos fuente, disminuye la corriente inyectada.
- ✓ Resistencias de contacto altas en los electrodos de recepción crean problemas en el momento de realizar las mediciones, aumenta la perturbación, ruidos o parásitos pueden falsear las lecturas por ser mayor el ruido ambiental que la señal recibida.
- ✓ La resistencia de contacto tanto en los electrodos de recepción como en los electrodos de transmisión aumenta en función del tiempo.

6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Conclusiones

- Se demostró que el material empleado en electrodos fuente es importante en la obtención de datos con buena calidad y congruentes con lo que predice la teoría. No sólo los electrodos de recepción son importantes para mejorar la calidad de las lecturas que conllevan a obtener mejores resultados en la interpretación.
- La corriente inyectada promedio en el prospecto Mapimí fuera más alta que la corriente inyectada promedio en el prospecto Geomara. El prospecto Mapimí se asocia a zonas de resistividad de hasta los 500 Ohm-m y el prospecto Geomara se asocia a zonas de resistividad de hasta los 1000 Ohm-m. Así que entre mayor sea la resistividad del medio, mayor es la resistencia de contacto en el terreno. Los electrodos tienen más problemas en la inyección de corriente y esto causa mayores problemas para leer. En la inyección de corriente, el cobre superó al aluminio sin importar el medio al reducir en mayor medida la resistencia de contacto. Además consiguió que el hoyo se comportará completamente como un electrodo al no ser un material polarizable (como el aluminio), lo que hizo más estable la inyección de corriente.
- La presencia de las coberturas más resistivas atenuó la cantidad de corriente inyectada afectando las lecturas en los niveles más profundos debido a que el nivel de ruido fue más alto que en los niveles someros, el voltaje primario fue más débil y por lo tanto no se pudo tener una buena relación señal/ruido haciendo más difícil la interpretación. Sin embargo, los niveles más profundos tuvieron mejor respuesta y mejor control de ruido en el estudio con cobre ya que al haber tenido una magnitud más alta en la inyección de corriente mejoró la relación señal/ruido.
- El nivel de ruido causó distorsiones significativas en la forma de los contornos y en la definición de los cuerpos anómalos, en los modelos de inversión del *efecto de PI* con datos de *diferencia de fase* y con datos de *fase desacoplada*. Aunque en teoría los modelos invertidos en general muestran la forma correcta de los cuerpos anómalos, no todos los rasgos obtenidos en los modelos de inversión responden de igual modo con los mismos parámetros, los modelos comparados de *diferencia de fase* y *fase desacoplada* con aluminio cambian bastante que cuando es con cobre, estos últimos son bastante parecidos. Esto quiere decir que las lecturas con cobre son más estables y menos dispersas por el bajo nivel de ruido. Las lecturas con aluminio son más dispersas y menos estables debido a que el nivel de ruido fue más alto.

- En el estudio con aluminio aparecieron valores negativos de PI en los niveles profundos, posiblemente se debió a que el ruido geológico fue mayor que la señal recibida por la baja corriente inyectada o en su caso por el efecto de membrana que no pudo polarizar con la carga del potencial o voltaje inyectado (no la corriente). En los niveles profundos el voltaje primario o bien la señal recibida fue muy débil. En el estudio con cobre no aparecieron valores negativos de PI y la señal recibida fue superior que con aluminio.
- Los valores negativos de PI siempre serán ruido o valores no aceptables como efecto de PI, *siempre deben de ser positivos, pero sólo en exploración de sulfuros*. No siempre se deben al elevado nivel de ruido (telúrico, acoplamiento EM, cultural, geológico), a veces son repetitivos y con bajo nivel de ruido. Si aparecen en los niveles someros o incluso en los niveles profundos pueden ser un indicador de contactos geológicos o secuencias estratificadas que incluso pueden ser útiles en exploración de agua. Aunque los algoritmos de inversión no se comporten bien, algunas veces los valores negativos de PI pueden ser reales y útiles.
- Como el fin era comparar dos técnicas, los valores de PI no muestran consistencia en la tendencia de las anomalías. Lo que se determinó para depurar las lecturas se basó en que cada dato fuera repetible y con bajo nivel de ruido, en otras palabras se seleccionó la mejor lectura en cuanto a calidad, pero no fue posible eliminar algún valor negativo al estar comparando dos tipos de estudio. En la exploración minera lo indicado es borrar los valores negativos de PI, pues no es valido cambiarles el signo.
- Muchas veces valores negativos de PI no son "reales" aunque sean repetibles y al parecer de buena calidad. A veces se relacionan a efectos provenientes de inmediatamente alrededor de un electrodo (al mover los electrodos del receptor), efectos capacitivos (en ocasiones no se asegura que los cables de corriente y potencial estén separados y sin partes "descubiertas", especialmente en zonas húmedas) u otros efectos de canalización de corriente, etcétera.
- Podría pensarse que los valores negativos de PI que aparecieron en los datos con aluminio influyeron negativamente en el resultado de los modelos de inversión de *diferencia de fase y fase desacoplada*, deformando totalmente el resultado normal esperado de una anomalía típica y propiciando que no reflejara muy bien las características geológicas. Sin embargo, al eliminar los valores negativos de PI no existe gran diferencia como para pensar que tales valores negativos dejaron en desventaja total a los datos con aluminio. En los modelos de inversión con y sin valores negativos de PI se aclaró que aun eliminando los valores negativos sigue existiendo mayor dispersión en los datos con aluminio. Por lo tanto, tal desventaja

se debió a que los datos con aluminio están más contaminados por las fuentes de ruido.

- Sin importar el nivel de ruido y el tipo de yacimiento, los modelos de resistividad eléctrica de cobre contra aluminio muestran la misma tendencia. Los modelos del *efecto de PI* por el contrario muestran tendencias variables con los datos de *diferencia de fase* y sobre todo con los datos de *fase desacoplada*. Esto indica que la *resistividad* es menos sensible que el *efecto de PI* a cualquier tipo de ruido y requiere menor cuidado al obtener una relación señal/ruido.
- Los niveles repetidos por el *principio de reciprocidad* se hicieron con el fin de verificar la confiabilidad del levantamiento, resultaron con una mínima diferencia en los valores de *diferencia de fase* y *fase desacoplada* en los amarres hechos en los dos tipos de estudio, sin embargo, en resistividad no se cumplió del todo debido a que existe una diferencia mayor, sobre todo con cobre. Este problema probablemente se debió a corrientes parásitas, ruido ambiental que no fue compensado o un potencial espurio momentáneo que el equipo no compenso. Tal vez los electrodos de potencial no fueron colocados al mismo tiempo y sin mucho cuidado en cada una de las posiciones de recepción o les afectó la temperatura al no ser enterrados completamente y sin tener la misma cantidad de sulfato de cobre. Fue básicamente un problema de toma de datos y no por anisotropía eléctrica como piensan algunos geofísicos, ya que el principio es para cualquier medio sin importar la intensidad de la señal enviada desde puntos distintos.
- En los estudios de PI/Resistividad aunque existe una íntima relación entre la *resistividad eléctrica* y el *efecto de PI*, algunos geofísicos piensan que no existe diferencia entre las dos y que cualquiera puede tener el mismo peso en la interpretación, es decir, que generalmente una zona anómala de efecto de PI de alta magnitud siempre estará asociada con una zona anómala de resistividad de baja magnitud, sin embargo, no siempre es así, depende del tipo de ambiente geológico y del blanco de exploración. En ocasiones tiene mayor peso el *efecto de PI* y en ocasiones tiene mayor peso la *resistividad*, pero generalmente las dos son necesarias en la interpretación: *resistividad* de magnitud baja con *efecto de PI* de mediana a alta magnitud, *resistividad* de alta magnitud con efecto de PI de mediana a alta magnitud. Cuando los valores de PI son muy ruidosos no es confiable asociar las anomalías del *efecto de PI* con *resistividad*.
- A pesar de que las láminas de cobre fueron más gruesas que las hojas de aluminio, en teoría el efecto eléctrico debió ser el mismo, así que el resultado final también debió ser muy similar o equivalente, sin embargo, comparando los resultados obtenidos en los dos tipos de estudio, con cobre se pudieron conseguir

- resultados más eficientes, con menos probabilidades de encontrar efectos espurios y con mejor relación señal/ruido en los niveles profundos.
- En los electrodos fuente utilizando aluminio como material conductor, aunque se agregue agua con sal pensando que simplemente es para aumentar la capacidad de inyección de corriente, sigue siendo superior el cobre como material conductor en electrodos fuente.
 - En el voltaje primario y la relación señal/ruido de los datos con cobre es superior tanto la desviación estándar como la media aritmética a los datos con aluminio. En el SEM de los datos con cobre es inferior tanto la desviación estándar como la media aritmética a los datos con aluminio. Esto indica que las lecturas con cobre son más estables y más confiables gracias a que los electrodos fuente con cobre tuvieron mayor capacidad de inyección de corriente.
 - Aunque hubo variación en los valores máximos y mínimos tanto en los valores del *efecto de PI* como en *resistividad* realmente no es lo relevante. En las zonas anómalas de PI/Resistividad no necesariamente son importantes los valores en magnitud, lo interesante es que la forma de la anomalía en PI y resistividad sean simétricas y anómalas en forma, valor y contraste. En los prospectos Mapimí y Geomara los yacimientos son muy irregulares y por lo tanto la forma y simetría recíproca del *efecto de PI* contra *resistividad* fue complicada, sin embargo, los resultados de PI/Resistividad con cobre se ajustaron mejor a la geología.
 - No se puede comparar la media y la desviación estándar de aluminio contra cobre en los datos de *diferencia de fase*, *fase desacoplada* y *resistividad*, porque realmente esos datos no significan nada. No nos dicen nada de cual estudio es mejor debido a que se habla de valores de toda una sección y no de varias lecturas en un solo punto o de una sección completa. Los datos que realmente nos ayudan a definir que estudio es mejor son: la corriente inyectada, el SEM, el voltaje primario, la relación señal/ruido I/SEM y Vp/SEM.
 - La mejora en la calidad de los datos compensa el precio de un material conductor como el cobre, cantidad que además resulta una inversión y no un gasto como se piensa en la industria, el cobre es recuperable. Con otros materiales conductores como el papel aluminio a la larga resulta más caro porque no es recuperable e incluso puede resultar en pérdida económica cuando los datos son de mala calidad.
 - Si los datos son de buena calidad, los programas de inversión son más eficientes.
 - Las empresas hoy en día no invierten en mejorar o en innovar nuevas técnicas de exploración. Se invierte más en técnicas de interpretación, programas y algoritmos de inversión, cuando lo más fundamental es la obtención de datos de buena

calidad en campo que conduzcan a una interpretación acorde y realista del fenómeno natural. La verdadera ingeniería geofísica comienza con la observación en el campo.

6.2 Recomendaciones

Se recomienda otro levantamiento de PI/Resistividad en el prospecto Mapimí para tratar de profundizar hasta el nivel 8 usando una longitud dipolar mayor o igual a los 150 m, debido a que las anomalías principales de PI quedan abiertas en profundidad y porque los bajos resistivos también quedan abiertos en profundidad, parece deberse al intrusivo granodiorítico que no fue mapeado en la sección geológica.

Hacer otro levantamiento de PI/Resistividad también en el prospecto Mapimí con aperturas dipolares más pequeñas (75 m) para detallar más las estructuras que dan una respuesta como si fuera una sola fuente anómala o bien anomalías puntuales y que geológicamente aparecen en la parte superficial y ver si realmente se denotan más de dos fuentes anómalas en la parte central del segmento medido (línea 1000).

CSAMT podría ser usado para localizar estructuras mineralizadas bajo las cubiertas de aluvión, además para alcanzar mayor profundidad y corroborar la resistividad que se obtuvo con PI, así mismo, en el caso de no asociarse los bajos resistivos en CSAMT con altos en PI podría tratarse entonces de fallas y fisuras sin relleno de mineral.

Barrenación inclinada en la zona correspondiente a la anomalía de PI principal del estudio con cobre o que parece de mayor interés en la línea 1000 del prospecto Mapimí que se encuentra en un yacimiento tipo skarn, y que muestra un efecto de PI de magnitud moderada a alta y asociado a resistividades de baja magnitud.

Magnetometría de la línea 1000 del prospecto Mapimí, medida con PI/Resistividad, ya que en los depósitos de tipo skarn ser yacimientos de exploración de cobre suele generarse magnetita entre el contacto entre la roca carbonatada y el intrusivo granodiorítico, siempre y cuando la magnetita no halla sido destruida por la alteración acompañada de la mineralización, lo que daría resultados de bajos magnéticos. También suele generarse calcopirita que también tiene respuesta magnética. Así mismo, la magnetometría en este tipo de yacimiento podría delimitar el verdadero contacto entre el intrusivo granodiorítico y la roca carbonatada así como delimitar la verdadera anomalía comparada con aluminio y cobre. Por haber realizado el estudio en México, estamos hablando de mediana latitud, por lo cual, reducción al polo sería lo indicado. De la línea

400 del prospecto Geomara para delimitar las anomalías comparadas entre los estudios con aluminio y cobre, podría no ser muy recomendable por los sulfuros primarios que se encontraron en su mayor parte, tal como la pirita, que como se había mencionado, no tienen respuesta magnética. Si se realizara el estudio de magnetometría, al estar en Sudamérica (bajas latitudes) lo indicado sería utilizar señal analítica sólo para resaltar cualquier zona con gradientes altos, o bien, estructuras tales como fallas o fracturas de acuerdo a la profundidad alcanzada en PI, ya que a mayor profundidad se esperaba un intrusivo que no esta dentro de los alcances del PI y que por lo tanto no es de interés en el estudio comparativo cobre/aluminio.

No guiarse por el factor metálico, porque realmente no es un parámetro sino sólo acentúa áreas de efecto de PI alto y resistividad baja, fenómeno que a veces no se presenta y resalta factores metálicos que realmente no indican que halla sulfuros, sobre todo en los yacimientos irregulares como el del prospecto Geomara (epitermal de sulfuración alta a intermedia), en el cual no hay simetría en las anomalías de PI contra Resistividad. En los yacimientos tipo skarn como el del prospecto Mapimí o en un sistema tipo pórfido todavía podría ser más real el factor metálico por no ser yacimientos muy irregulares y en el que generalmente se aprecia mejor simetría en las imágenes de los modelos de PI contra Resistividad. Si no hay grandes variaciones en la resistividad en el entorno, el factor metálico va a ser muy similar en términos de su distribución al efecto de PI. La importancia de una coincidencia (simetría) entre parámetros medidos, la falta de una coincidencia y coincidencias parciales depende del blanco de exploración.

En los levantamientos de PI/Resistividad, aunque por cuestiones de tiempo y logística sea un poco más complicado preparar hoyos utilizando láminas de cobre en electrodos fuente, es recomendable utilizarlas en vez de aluminio cuando:

- la resistencia de contacto sea muy alta e impida una buena inyección de corriente
- la resistividad del medio sea demasiado alta y sea muy complicado medir
- la desviación estándar sea muy elevada en los niveles profundos, en donde es mayor el ruido (cultural, acoplamiento EM, telúrico y geológico) a la señal recibida que en ocasiones conduce a obtener lecturas muy ruidosas e incluso negativas

Siempre es recomendable utilizar un arreglo simétrico que minimice los problemas del ruido por acoplamiento EM, como el dipolo-dipolo. Evitar cambiar a polo-dipolo por cuestiones de tiempo, aunque con este arreglo aumente el voltaje primario da como resultado anomalías asimétricas y en caso de utilizarlo, es recomendable medir siempre al contrario del infinito para evitar en lo mayor posible el ruido por acoplamiento EM. De

otra forma, es recomendable mandar el infinito perpendicular a la línea de medición porque los campos eléctricos al ser tangenciales en teoría se anularían y evitarían aun más el ruido por acoplamiento EM, así mismo mandar el infinito a una distancia de por lo menos 10 veces la apertura dipolar.

Asegurar siempre la efectividad de que existan cuerpos polarizables. Si existen, entonces tratar de hacer el tendido perpendicular al rumbo de las estructuras polarizables y un intervalo entre electrodos de acuerdo a la amplitud de la fuente esperada, tanto lateral como en profundidad.

La resistencia de contacto de los electrodos depende de sus dimensiones, de su forma y de la resistividad del terreno en el que se establece. Esta resistividad varía frecuentemente de un punto a otro del terreno y varía también con la profundidad, por lo tanto, resultaría mejor usar electrodos de potencial no polarizables con un diámetro mayor que con las que se trabajo en estos prospectos para incrementar la superficie más el volumen de la taza para reducir la resistencia de contacto en los potenciales e incrementar el potencial natural también en la taza para mejorar la recepción y estabilidad en las mediciones. Esto es, utilizar un sistema de tazas porosas como electrodos no polarizables al doble del diámetro normal. Por lo contrario a esto es el peso de la taza para su transporte.

Se recomienda siempre enterrar los electrodos no polariables completamente y con bastante agua, sean o no del diámetro recomendado para que no le afecte el cambio de temperatura en el momento de realizar las mediciones que puedan provocar voltajes espurios, así como evitar que aumente la resistencia de contacto en los potenciales. También es recomendable cambiar siempre el agua en donde se diluye el sulfato de cobre y mantener los electrodos siempre limpios.

Dependiendo de las condiciones superficiales del terreno en los lugares de estudio de PI/Resistividad, si se utilizan aperturas dipolares muy grandes se recomienda hacer siempre hoyos profundos (de almenos 50 cm de profundidad) para eliminar la alteración de suelo para obtener un mejor contacto y disminuir la resistencia de contacto. Si es un hoyo somero con una gran superficie, tal vez se podría encontrar el mismo resultado, lo recomendable es un pozo profundo (1 m) con un área de 1 X 1 m para dipolos de 100 m o cuando se tienen dipolos de 200 m deben ser cuando menos 2 pozos de la misma característica, aunque todo depende, si las resistencias de contacto son muy altas se tendrían que hacer hoyos más grandes (o múltiples hoyos) y hacerlos más profundos. Si la separación entre los electrodos a conectarse se aproxima a una distancia de mínimo 3-

4 veces la profundidad de enterramiento entre cada electrodo o bien la longitud de la parte del electrodo clavada en el terreno para los electrodos de varilla, entonces la resistencia de contacto será reducida casi a la mitad. A veces se pueden encontrar zonas con muy baja resistividad, entonces se podría reducir el diámetro y con la misma profundidad se podría inyectar más corriente, el fin es tener un potencial en el Tx lo mayor posible ya que el Rx mide potencial o voltaje.

Mantener siempre bien húmedos los electrodos fuente y con bastante agua para que no aumente la resistencia de contacto durante la inyección de corriente, si aumenta la resistencia de contacto, disminuye el voltaje primario o bien la señal recibida, sobre todo en los niveles más profundos, ya que la corriente enviada no es precisamente la que entra o inyecta al subsuelo. Aunque se agregue agua con sal en los electrodos fuente con aluminio pensando que simplemente es para aumentar la capacidad de inyección de corriente, sigue siendo superior el cobre como material conductor en electrodos fuente. Por los resultados en este estudio es claro que además de los electrodos de recepción, también son importantes los electrodos de transmisión para mejorar la calidad en las lecturas que conllevan a obtener mejores resultados.

Durante las mediciones se recomienda obtener por lo menos dos lecturas por cada nivel de asignación que sean repetibles o muy cercanas en un valor promedio considerando el nivel de ruido y los valores circundantes en los demás niveles.

A veces se piensa que los datos de fase desacoplada son más confiables por eliminar el ruido por acoplamiento EM (considerando que son datos bien levantados y de calidad aceptable), sin embargo, cuando están ligeramente contaminados por algún tipo de ruido, se recomienda utilizar los datos de diferencia de fase y no los datos de fase desacoplada ya que estos últimos se generan a partir de los primeros e implicaría que son menos confiables ya que estarían aún más contaminados o ruidosos por que están directamente afectados por la formula de 3 puntos. En caso contrario, cuando los datos de diferencia de fase estén casi limpios de algún tipo de ruido se recomienda utilizar los datos de fase desacoplada por la confiabilidad de que eliminan el ruido por acoplamiento EM. Existen casos en que las pseudosecciones están algo dispersas aunque los datos estén casi limpios, significa que son más confiables los datos de fase desacoplada y existen casos en que las pseudosecciones son muy parecidas, realmente no hay ruido por acoplamiento EM, fase desacoplada o diferencia de fase son confiables.

Bibliografía

- Bertin, J. and Loeb, J., 1976. Experimental and theoretical aspects of induced polarization, Geopublication Associates, v. I, Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- Bleil, D. F., 1953, Induced polarization: a method of geophysical prospecting: Geophysics, 18, 636-661.
- Bodmer, R., and Ward, S. H., 1968, Continuous sounding-profiling with a dipole-dipole resistivity array: Geophysics, 33, 838-842.
- Coggon, J. H., 1973. A comparison of the IP electrode arrays, Geophysics, V. 38, 737-761.
- Collet, L. S., 1990. History of the induced polarization method, in Induced Polarization: applications and case histories. Soc. Expl. Geophys. 150-178.
- Corry, C. E., 1985. Spontaneous polarization associated with porphyry sulfide mineralization, Geophysics, 50, 1020-1034.
- Draskovits, P., Hobot, J., Vero, L. and Smith, B. D., 1990. Induced Polarization surveys applied to evaluation of groundwater resources, Pannonian Basin, Hungary, in Induced Polarization: applications and case histories. Soc. Expl. Geophys. 379-396.
- E. Musset Alan, Aftab Khan M. Looking Into the Earth, An Introduction to Geological Geophysics, Cambridge University Press, 2000, USA.
- Edwards, L. S., 1977, A modified pseudosection for resistivity and IP, Geophysics, 42, 1020–1036.
- Escobar, E. M. Método geofísico de PI empleado en la prospección de oro en Colombia y Cuba. Modelo de interpretación. Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas y Geominera Oriente, Santiago de Cuba.
- Asociación de Ingenieros de Minas y Metalurgistas y Geólogos de México, X Convención Nacional, Chihuahua, Chihuahua, 1973. Estudio Geológico del Proyecto Mapimí, Municipio de Mapimí, Durango.
- Fernández, G. E., 2004. Procesamiento e interpretación de los estudios de magnetometría y PI/Resistividad aplicados en los proyectos La Florida-Virgen de Fatima, Libertad, Perú, tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería Geológica, Geofísica y Minas, Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica, Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, Perú.
- Forwood, P. S. and Roberts J. B., 1967. The application of induced polarization in the geophysical exploration for metals in Australia, in Mining Geophysics, v. I, Soc. Expl. Geophys. 326-340.

- Fox, R.C., Hohmann, G. W., Killpack, T. J. and Rijo, L, 1980. Topographic effects in resistivity and induced polarization surveys, *Geophysics*, V. 45, 75-93.
- Hallof, P. G., 1974. The IP phase measurement and inductive coupling, *Geophysics*, V. 39, 650-665.
- Geosoft, Inc. Geosoft, 2007. Mapping and Processing System.
- Grow, L. M. 1982. Induced polarization for exploration, *The Leading Edge*, 55-70.
- Guerrero, L., 1991. Los métodos geofísicos en la exploración minera, tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Hallof, P. G., 1992. Grounded electrical methods in geophysical exploration, *Practical Geophysics II, for the Exploration Geologist*, Northwest Mining Association, USA, 39-138.
- Hallof, P. G., 1992. Resistivity and IP, the spectral IP method, *Practical Geophysics II, for the Exploration Geologist*, Northwest Mining Association, USA, 139-176.
- Hallof, P. G. and Yamashita, M., 1990. the use of the IP method to locate gold-bearing sulfide mineralization, in *Induced Polarization: applications and case histories*. Soc. Expl. Geophys. 227-279.
- Hohmann, G. W., 1990. Three dimensional IP models, in *Induced Polarization: applications and case histories*. Soc. Expl. Geophys. 150-178.
- Koefoed, O., 1979. *Geosounding Principles 1: Resistivity sounding measurements*. Elsevier Science Publishing Company, Ámsterdam.
- Kuram, V. M., 1997. Sumary report on the Mapimí/Rod property, Durango, México. Kuram Exploration Ltd.
- Loke, M. H., 1999. *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2-D and 3-D surveys*. Malaysia University.
- Madden, T. R., and Cantwell, T., 1967, Induced polarization, a review, *in Mining Geophysics*, v. II, Soc. Expl. Geophys., 373-400.
- Manilla, A. A., 1988. La polarización inducida en la exploración petrolera, tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Marshall, D.J., and Madden, T.R., 1959, Induced polarization, a study of its causes, *Geophysics*, 24, 790-816.
- Molina, W. L., 2006. Comparación de los métodos 1-D y 2-D de resistividad eléctrica por medio de sondeos tipo wenner, dipolo-dipolo y wenner-schlumberger con la utilización de los programas DCINV, RES2DMOD Y RES2DINV, tesis de licenciatura, Facultad de ingeniería, Universidad Simón Bolívar. Caracas, Venezuela.

- Nabighian, Misac N., and Elliot, Charles L., Negative Induced-Polarization Effects from Layered Media, *Geophysics* 41, 1236-1255.
- Orellana, E., 1972.- *Prospección Eléctrica en Corriente Continua*. Editorial Paraninfo, segunda edición, España.
- Parasnis, D.S., 1997. *Principles of Applied Geophysics*, Fifth Edition, Chapman and Hall.
- Pelton, W.H., Ward, S.H., Hallof, P.G., Sill, W.R. & Nelson, P.H., 1978. Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP, *Geophysics*, 43, 588–609.
- Rogers, G.R., 1967. An evaluation of the induced polarization method in the search for disseminated sulfides, in *Mining Geophysics*, v. I, Soc. Expl. Geophys. 350-356.
- Roy, A. and Apparao, A., 1971, Depth of investigation in direct current methods: *Geophysics*, 36, 943–959.
- Seigel, H. O., 1959, Mathematical formulation and type curves for induced polarization: *Geophysics*, 24, 547-565.
- Seigel, H. O., 2007, the early history of the induced polarization method. *The Leading Edge*.
- Seigel, S. H., 1967. Three recent Irish discovery case histories using pulse-type induced polarization, in *Mining Geophysics*, v. I, Soc. Expl. Geophys. 341-349.
- Slater, L. y Lesmes, David. *The Induced Polarization Method*. Department of Geosciences, University of Missouri-Kansas City and Department of Geology and Geophysics, Boston College.
- Sumner, J. S., 1972. A comparison of electrode arrays in IP surveying. AIME Annual Meeting, San Francisco, California, 20-24.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., and Keys, D. A., 1976, *Applied geophysics*: Cambridge University Press.
- Urbieto, Javier (catedrático de métodos geoelectrónicos). *Apuntes de la clase de Prospección Eléctrica (Semestre 2004-2)*, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Urbieto, J., 2001, *La tomografía eléctrica en los métodos de corriente continua*, tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- V. Sharma Prem., 1977. *Environmental and Engineering Geophysics*. Cambridge University press, United Kingdom.
- Van Voorhis, G.D., Nelson, P.H., and Drake, T.L., 1973, Complex resistivity spectra of porphyry copper mineralization, *Geophysics*, V. 38, 49-60.
- Van Blaricom, Richard, 1992. *Practical Geophysics*, v. II, Northwest Mining Association, USA.

- Ward, S. H., and Fraser, D. C., 1967, Conduction of electricity in rocks, *in* Mining Geophysics, v. II, Soc. Expl. Geophys., 197-223.
- Witherly K. E. and Vyselaar J., 1990. A geophysical case history of the Poplar Lake copper-molybdenum deposit, Houston area, British Columbia, in *Induced polarization: applications and case histories*. Soc. Expl. Geophys. 304-324.
- Zonge, K. L. Introduction to IP, Zonge Engineering & Research Organization, Inc. Tucson, Arizona, USA.
- Zonge, K. L. and Hughes, L. J., 1980. The complex resistivity method, Zonge Engineering & Research Organization, Inc. Tucson, Arizona, USA.
- Zonge, K.L. & Wynn, J.C. (1975): Recent advances and applications in complex resistivity measurements, *Geophysics*, 40, 851-864.
- Zonge Engineering & Research Organization, Inc., 1995. Manual del operador, GDP-32, Complex Resistivity.
- Zonge Engineering & Research Organization, Inc., 2000. Manual del operador, GDP-32II, Complex Resistivity.