



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Dirección General de Estudios de Posgrado

Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica

Unidad de Posgrado

Relación entre la cargabilidad en el dominio del tiempo y la cargabilidad espectral en un estudio de IP realizado por una empresa de exploración en el sector de Checa Alta, valle de Tambo, Arequipa 2015

TESIS

Para optar el Grado Académico de Magíster en Geología con
mención en Recursos Mineros

AUTOR

Ricardo Fabián PELÁEZ Mc EVOY

ASESOR

Jesús Alberto TORRES GUERRA

Lima, Perú

2022



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Peláez, R. (2022). *Relación entre la cargabilidad en el dominio del tiempo y la cargabilidad espectral en un estudio de IP realizado por una empresa de exploración en el sector de Checa Alta, valle de Tambo, Arequipa 2015*. [Tesis de maestría, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, Unidad de Posgrado]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.

Metadatos complementarios

Datos de autor	
Nombres y apellidos	Ricardo Fabian Pelaez Mc Evoy
Tipo de documento de identidad	DNI
Número de documento de identidad	29530573
URL de ORCID	https://orcid.org/0000-0002-2724-7375
Datos de asesor	
Nombres y apellidos	Jesús Alberto Torres Guerra
Tipo de documento de identidad	DNI
Número de documento de identidad	07219691
URL de ORCID	https://orcid.org/0000-0001-8186-5249
Datos del jurado	
Presidente del jurado	
Nombres y apellidos	Dr. Alfonso Alberto Romero Baylón
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	31625834
Miembro del jurado 1	
Nombres y apellidos	Mg. Enrique Guadalupe Gomez
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	09191995
Miembro del jurado 2	
Nombres y apellidos	Mg. Carlos del Valle Jurado
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	10266187
Miembro del jurado 3	
Nombres y apellidos	Mg. Jesús Alberto Torres Guerra
Tipo de documento	DNI:

Número de documento de identidad	07219691
Datos de investigación	
Línea de investigación	A.2.4.3. Ciencias del Suelo
Grupo de investigación	No aplica.
Agencia de financiamiento	Perú. Universidad Nacional Mayor de San Marcos. Vicerrectorado de Investigación y Posgrado. Programa de Promoción de Tesis de Pregrado. E18030044-PTPGRADO.
Ubicación geográfica de la investigación	Edificio: (Si se trata de una investigación en laboratorio, universidad, empresa o institución) País: Perú Departamento: Arequipa Provincia: Islay Distrito: Cocachacra Centro poblado: Centro poblado Checa Alta Urbanización: (N.A) Manzana y lote: (N.A) Calle: (N.A) Latitud: 17° 2'27.39"S Longitud: 71°30'29.12"O
Año o rango de años en que se realizó la investigación	Enero 2015 – noviembre 2016
URL de disciplinas OCDE	Geofísica y Geoquímica https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.04



ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS

SUSTENTACIÓN PÚBLICA

En la Universidad Nacional Mayor de San Marcos – Lima, a los veintitrés días del mes de marzo del año 2022, siendo las 10:00 horas, se reúnen los suscritos Miembros del Jurado Examinador de Tesis, nombrado mediante Dictamen N° 000157-2022-UPG-VDIP-FIGMMG/UNMSM del 04 de marzo del 2022, con la finalidad de evaluar la sustentación oral de la siguiente tesis:

TITULO

«RELACIÓN ENTRE LA CARGABILIDAD EN EL DOMINIO DEL TIEMPO Y LA CARGABILIDAD ESPECTRAL EN UN ESTUDIO DE IP REALIZADO POR UNA EMPRESA DE EXPLORACIÓN EN EL SECTOR DE CHECA ALTA, VALLE DE TAMBO, AREQUIPA, 2015»

Que, presenta el Bach. **RICARDO FABIÁN PELÁEZ MC EVOY**, para optar el **GRADO ACADÉMICO DE MAGISTER EN GEOLOGÍA CON MENCIÓN EN RECURSOS MINEROS**.

El Secretario del Jurado Examinador de la Tesis, analiza el expediente digital N° UNMSM-20200015060 del 06 de julio del 2020, en el marco legal y Estatutario de la Ley Universitaria, acreditando que tiene todos los documentos y cumplió con las etapas del trámite según el «Reglamento General de Estudios de Posgrado», aprobado con Resolución Rectoral N° 04790-R-18 del 08 de agosto del 2018.

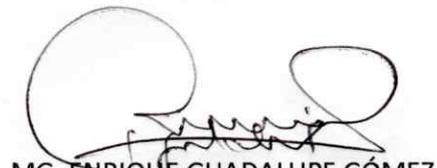
Luego de la Sustentación, se procede con la calificación de la Tesis, de acuerdo al procedimiento respectivo y se registra en el acta correspondiente en conformidad al Art. 100 del precitado Reglamento, correspondiéndole al graduando la siguiente calificación:

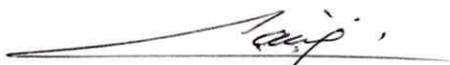
MUY BUENO (17)

Habiendo sido aprobada la sustentación de la Tesis, el Presidente recomienda a la Facultad se le otorgue el **GRADO ACADÉMICO DE MAGISTER EN GEOLOGÍA CON MENCIÓN EN RECURSOS MINEROS** al Bach. **RICARDO FABIÁN PELÁEZ MC EVOY**.

Siendo las 11:00 horas, se dio por concluido al acto académico.


DR. ALFONSO ALBERTO ROMERO BAYLÓN
Presidente


MG. ENRIQUE GUADALUPE GÓMEZ
Secretario


MG. CARLOS DEL VALLE JURADO
Miembro


MG. JESÚS ALBERTO TORRES GUERRA
Asesor

DEDICATORIA

Para mi esposa y a mi hijo
motivo de inspiración, trabajo y
esfuerzo.

AGRADECIMIENTO

A Dios nuestro Señor, por darnos la vida y hacernos comprender que se tiene un objetivo que cumplir.

Quiero agradecer a la empresa SGA GEOFÍSICA por haberme proporcionado los datos del estudio de Polarización Inducida para realizar mi trabajo de tesis.

Igualmente a todas las personas que de alguna manera contribuyeron en el análisis y evaluación de este trabajo de investigación.

ÍNDICE GENERAL

PÁGINA DE APROBACIÓN.....	II
DEDICATORIA.....	III
AGRADECIMIENTO.....	IV
ÍNDICE GENERAL.....	V
LISTA DE FIGURAS.....	IX
LISTA DE CUADROS.....	XI
LISTA DE ANEXOS.....	XII
RESUMEN.....	XIII
ABSTRACT.....	XV
CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Situación problemática.....	3
1.2 Formulación del problema.....	6
1.2.1 Problema general.....	6
1.2.2 Problemas específicos.....	6
1.3 Justificación teórica.....	6
1.4 Justificación práctica.....	7
1.5 Objetivos.....	7
1.5.1 Objetivo general.....	7
1.5.2 Objetivos específicos.....	7
CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO.....	9
2.1 Marco filosófico y epistemológico.....	9
2.2 Antecedentes de investigación.....	10
2.2.1 Internacionales.....	10
2.2.2 Nacionales.....	14
2.3 Bases teóricas.....	19
2.3.1 Ecuaciones de Maxwell.....	19
2.3.2 Campo eléctrico.....	23
2.3.3 Densidad de corriente.....	30
2.3.4 Arreglos de electrodos.....	33
2.3.5 Configuraciones.....	34

2.3.6	Polo – Dipolo	35
2.3.7	Resistividad y resistividad aparente	35
2.3.8	Conductividad	38
2.3.9	Polarización inducida	39
2.3.10	Polarización de membrana	40
2.3.11	Polarización de granos o de electrodos	42
2.3.12	Cargabilidad	45
2.3.13	Contexto geológico en la zona de estudio	53
2.4	Marco conceptual	58
2.4.1	Amplitud	58
2.4.2	Anomalía geofísica	58
2.4.3	Cargabilidad espectral (SIP)	58
2.4.4	Conductividad eléctrica	58
2.4.5	Dipolo	58
2.4.6	Frecuencia	58
2.4.7	Fase	59
2.4.8	Ley de Ohm	59
2.4.9	Numero de onda	59
2.4.10	Permitividad eléctrica	59
2.4.11	Polarización	59
2.4.12	Polarización inducida espectral	59
2.4.13	Polarizabilidad	60
2.4.14	Potencia	60
2.4.15	Resistividad eléctrica	60
2.4.16	Resistividad compleja	60
CAPÍTULO III. MARCO METODOLÓGICO		61
3.1	Generalidades	61
3.2	Tipo y diseño de la investigación	62
3.3	Matriz de consistencia	63
3.4	Operacionalización de variables	64
3.5	Variables	65
3.5.1	Variable independiente	65
3.5.2	Variable dependiente	65
3.6	Hipótesis	66

3.6.1 Hipótesis general	66
3.6.2 Hipótesis específicas	66
3.7 Unidad de análisis	67
3.8 Población y muestra	67
3.8.1 Población.....	67
3.8.2 Muestra	68
3.8.3 Muestreo.....	68
3.9 Pruebas y equipos para registro de datos.....	69
3.9.1 Pruebas realizadas	69
3.9.2 Instrumentos	69
3.10 Análisis y procesamiento de datos.....	73
3.10.1 Reconstrucción de la curva de decaimiento	76
3.10.2 Modelo matemático	78
3.10.3 Determinación del modelo	78
3.10.4 Regresión polinomial	82
3.10.5 Determinación de la función de transferencia	84
3.10.6 Relación de la ecuación exponencial con el tiempo	84
CAPÍTULO IV. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS	86
4.1 Análisis de resultados	86
4.1.1 Sistema de adquisición de datos	86
4.1.2 Transformada continua de Fourier.....	88
4.1.3 Transformada de Fourier discreta.....	89
4.1.4 Contenido espectral de una señal transformada.....	90
4.1.5 MATLAB	94
4.1.6 Relación entre cargabilidad del tiempo y la espectral	95
4.2 Discusión de resultados.....	97
4.2.1 Discusión y comparación de resultados	97
4.3 Comprobación de las hipótesis	101
4.3.1 Hipótesis general	101
4.3.2 Hipótesis específicas	103
4.4 Caracterización del volumen.....	106
4.4.1 Características resistivas en el objetivo geológico	106
4.4.2 Características cargabilidad en el objetivo geológico....	110
4.4.3 Características de la amplitud en el objetivo geológico.	112

4.4.4 Características de la fase en el objetivo geológico.....	114
4.4.5 Características de la frecuencia en el objetivo geológico	115
4.4.6 Inversión geofísica de los cubos 3D	117
CONCLUSIONES.....	120
RECOMENDACIONES.....	122
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	123
ANEXOS	127
Perfiles	127
Anexo 9. Algoritmos en MATLAB	131

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura 1. Campo eléctrico generado.</i>	23
<i>Figura 2. Curva del potencial eléctrico en base a la resistividad.</i>	26
<i>Figura 3. Curva del potencial eléctrico en base a la intensidad.</i>	27
<i>Figura 4. Potencial eléctrico de 1 dipolo.</i>	27
<i>Figura 5. Curvas de potencial y campo eléctricos.</i>	29
<i>Figura 6. Potencial sobre una superficie y un campo eléctrico.</i>	29
<i>Figura 7. Componentes en la densidad de corriente.</i>	31
<i>Figura 8. Distribución de la densidad de corriente vs profundidad.</i>	33
<i>Figura 9. Configuraciones electródicas.</i>	35
<i>Figura 10. Relación entre la resistencia y la resistividad eléctrica.</i>	36
<i>Figura 11. Distribución de las tomas de tierra.</i>	37
<i>Figura 12. Subsuelo heterogéneo.</i>	38
<i>Figura 13. Polarización de membrana.</i>	42
<i>Figura 14. Polarización de grano o de electrodos.</i>	44
<i>Figura 15. Formas de onda de corriente y potencial residual.</i>	47
<i>Figura 16. Diferencia de fase entre la onda de corriente y la onda de voltaje en dos frecuencias diferentes.</i>	49
<i>Figura 17. Mapa Geológico regional, cuadrángulo Punta de Bombón, hoja 35-S.</i>	55
<i>Figura 18. Mapa Geológico detalle de la zona de estudio.</i>	55
<i>Figura 19. Columna estratigráfica del área de estudio, cuadrángulo Punta de Bombón, Hoja 35-S.</i>	56
<i>Figura 20. Modelo geológico obtenido en el área de estudio.</i>	57
<i>Figura 21. Mapa de ubicación de la zona de estudio.</i>	57
<i>Figura 22. Equipo receptor GEODE de 32 canales.</i>	70
<i>Figura 23. Equipo transmisor TIP5KW.</i>	72
<i>Figura 24. Ubicación de líneas receptoras en campo.</i>	73
<i>Figura 25. Distribución de frecuencia de los datos de cargabilidad.</i>	74
<i>Figura 26. Distribución de frecuencia de los datos de amplitud.</i>	75
<i>Figura 27. Distribución de frecuencia de los datos de fase.</i>	76

<i>Figura 28. Curva de decaimiento obtenida en campo en milisegundos y milivoltios.</i>	77
<i>Figura 29. Tipo de ventana de muestreo COLE.</i>	77
<i>Figura 30. Posición y dimensiones de las ventanas de muestreo.</i>	78
<i>Figura 31. Valores de curva decaimiento.</i>	81
<i>Figura 32. Curva de decaimiento.</i>	81
<i>Figura 33. Sistema de aplicación. Transformada de Fourier.</i>	86
<i>Figura 34. Logaritmo de la curva de decaimiento.</i>	87
<i>Figura 35. Señal analógica y señal discreta.</i>	90
<i>Figura 36. Espectro de Amplitud vs Frecuencia.</i>	91
<i>Figura 37. Espectro de Fase vs Frecuencia.</i>	91
<i>Figura 38. Elementos de una señal armónica.</i>	93
<i>Figura 39. Etapas del transmisor.</i>	103
<i>Figura 40. Curva de la transformada de amplitud de un punto.</i>	105
<i>Figura 41. Curva de la transformada de fase de un punto.</i>	106
<i>Figura 42. Volumen 3D resistividad logaritmo vista desde varios ángulos.</i>	108
<i>Figura 43. Volumen 3D resistividad logaritmo vista desde un solo ángulo.</i>	109
<i>Figura 44. Valores de resistividad y conductividad en tipos de roca.</i> ..	109
<i>Figura 45. Volumen 3D cargabilidad vista desde varios ángulos.</i>	111
<i>Figura 46. Volumen 3D cargabilidad vista desde un solo ángulo.</i>	111
<i>Figura 47. Volumen 3D amplitud vista desde varios ángulos.</i>	113
<i>Figura 48. Volumen 3D amplitud vista desde un solo ángulo.</i>	113
<i>Figura 49. Volumen 3D fase vista desde varios ángulos.</i>	115
<i>Figura 50. Volumen 3D fase vista desde un solo ángulo.</i>	115

LISTA DE CUADROS

<i>Cuadro 1.</i> Cálculos de valores de población y muestra	67
---	----

LISTA DE ANEXOS

<i>Anexo 1.</i> Perfiles de Resistividad Línea 100 Convencional.....	127
<i>Anexo 2.</i> Perfiles de Resistividad Línea 200 Convencional.....	127
<i>Anexo 3.</i> Perfiles de cargabilidad Línea 100 Convencional.....	128
<i>Anexo 4.</i> Perfiles de cargabilidad Línea 200 Convencional.....	128
<i>Anexo 5.</i> Perfiles de amplitud Línea 100 nuevo perfil.	129
<i>Anexo 6.</i> Perfiles de amplitud Línea 200 nuevo perfil.	129
<i>Anexo 7.</i> Perfiles de fase Línea 100 nuevo perfil.	130
<i>Anexo 8.</i> Perfiles de fase Línea 200 nuevo perfil.	130
<i>Anexo 9.</i> Algoritmos en MATLAB.....	131

RESUMEN

La interpretación geofísica es muy importante al proporcionar información que permite obtener un mejor entendimiento de la estructura interna de la tierra y en base a lo cual, se ha desarrollado la cartografía de sus propiedades y características, facilitando una mejor comprensión de la complejidad geomorfológica en la zona de estudio.

En este contexto, en el presente trabajo de investigación, se utilizaron valores obtenidos de cargabilidad a través de 20 ventanas registradas y muestreadas en el tiempo; Seguidamente en base a la curva de decaimiento obtenida se determinó la función de transferencia de la cargabilidad a la cual posteriormente se le aplicó la transformada de Fourier, obteniendo una señal adicional en el dominio espectral.

Estos datos espectrales contienen valores de frecuencia, amplitud y fase y han sido normalizados para obtener un punto de referencia de todo el cubo 3D y luego compararlos con los datos de cargabilidad y resistividad convencional registrada.

En base a lo expuesto, la importancia del presente trabajo de investigación reside en la metodología aplicada al extraer información de los datos de cargabilidad registrados en el tiempo, así como la aplicación de la transformada de Fourier para la obtención de la descomposición espectral, lo que finalmente permitió caracterizar la zona de estudio otorgándole un valor agregado a los datos registrados inicialmente.

Así mismo, fue necesario la creación de un algoritmo en MATLAB con su código fuente para el procesamiento de los datos, obteniendo resultados consistentes que han aportado en una mejor caracterización e interpretación de la zona de estudio y como producto final se han generado 3 cubos tridimensionales con los que se ha integrado la geología para su interpretación final.

El control de calidad realizado a los datos registrados y la aplicación de un filtro digital ha permitido eliminar el ruido telúrico que se ha mezclado con los datos primarios en el momento del registro, esto ha permitido limpiar este ruido que enmascaraba a los datos de la cargabilidad.

Por lo tanto los valores de cargabilidad obtenidos en el procesamiento de datos contienen información que se puede extraer mediante el cambio del dominio de tiempo al dominio de la frecuencia, esto genera variables adicionales que han contribuido en la interpretación final.

Finalmente en el cubo de cargabilidad generado, la relación existente entre el efecto de la polarización inducida y la presencia de sulfuros muestra un valor de proporcionalidad directa que no es lineal. En consecuencia se puede inferir que la cargabilidad es de un valor moderado a bajo

ABSTRACT

The geophysical interpretation is very important in providing information that allows a better understanding of the internal structure of the earth and based on this, the mapping of its properties and characteristics has been developed, facilitating a better understanding of the geomorphological complexity in the Earth in the survey zone.

In this context, in the present research work, values obtained from chargeability through 20 windows recorded and sampled over time were used; Next, based on the decay curve obtained, the chargeability transfer function was determined, to which the Fourier transform was subsequently applied, obtaining an additional signal in the spectral domain.

These spectral data contain values of frequency, amplitude and phase and have been normalized to obtain a reference point of the entire 3D cube and then compare them with the recorded conventional resistivity and chargeability data.

Based on the above, the importance of this research work lies in the methodology applied when extracting information from the chargeability data recorded over time, as well as the application of the Fourier transform to obtain the spectral decomposition, which Finally, it allowed characterizing the study area, giving an added value to the initially recorded data.

Likewise, it was necessary to create an algorithm in MATLAB with its source code for data processing, obtaining consistent results that have contributed to a better characterization and interpretation of the study area and as a final product 3 three-dimensional cubes have been generated and they have been integrated with the geology for its final interpretation.

The quality control carried out on the registered data and the application of a digital filter has allowed to eliminate the telluric noise that has been mixed

with the primary data at the time of registration, this has allowed to clean this noise that masked the chargeability data.

Therefore, the chargeability values obtained in the data processing contain information that can be extracted by changing from the time domain to the frequency domain, this generates additional variables that have contributed to the final interpretation.

Finally, in the chargeability cube generated, the relationship between the effect of induced polarization and the presence of sulfides shows a direct proportionality value that is not linear. Consequently, it can be inferred that the chargeability is of a moderate to low value.

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

El método de polarización inducida ha madurado en los últimos 70 años desde una herramienta que buscaba anomalías de cargabilidad relacionadas a mineralización relativamente simples hasta proporcionarnos el día de hoy, propiedades de transporte y flujo de fluidos en las rocas.

En este sentido, en la actualidad este método se ha destacado por la tecnología digital que utiliza con las microcomputadoras, la gran cantidad de canales que ofrecen los equipos, los algoritmos para modelamiento, procesamiento e inversión y la relación que existe entre este método y las propiedades petrofísicas en los objetivos de cada estudio que han generado buenos resultados en el mercado en un tiempo muy corto.

En base a lo expuesto previamente, el presente estudio tiene como objetivo demostrar el valor adicional que contiene las curvas de decaimiento obtenidas en campo en el dominio del tiempo y las cuales, a través de la transformada de Fourier, permiten efectuar el cambio al dominio de la frecuencia. Logrando así, demostrar que las señales registradas en el tiempo contienen información muy importante que se puede considerar como una propiedad adicional a los datos ya registrados y que además mejora para la caracterización de la zona de estudio y también para la interpretación final del proyecto.

Por lo tanto, se puede establecer que existe una importante relación entre las variables de cargabilidad y su respuesta espectral descompuesta en tres elementos, tales como la frecuencia, amplitud y fase; dado que permite ingresar al dominio espectral y esto abre la posibilidad de poder generar varios productos que ayudaran en la interpretación del método de polarización inducida y relacionarlas con algún aspecto estructural, alguna anomalía o cambio textural en la zona de estudio.

Además, existe una diferencia entre los datos espectrales registrados en el dominio de la frecuencia aplicando una fuente de corriente alterna y los datos registrados en el dominio del tiempo utilizando una fuente de corriente continua, que es el caso del presente estudio. En este segundo caso se está encontrando una respuesta espectral intrínseca que es propia de la respuesta del terreno y que está relacionada a la cargabilidad registrada.

Los datos registrados en ambos dominios del tiempo y de frecuencia son afectados por bandas de frecuencia que corresponden a efectos electromagnéticos (EM) inducidos que provienen de la interacción del campo magnético con el viento solar y tormentas eléctrica inducidas. Estos efectos electromagnéticos son considerados como ruido y es necesario corregirlos y extraerlos de la señal registrada para que preserve los valores que corresponden al punto de interés que se está registrando.

La velocidad de medición de método IP multicanal permite al operador obtener mayor longitud de operación, llegar a mayor profundidad y utilizar las direcciones de flujo de corriente para conseguir mejores resultados en el trabajo de campo.

Finalmente, en la actualidad se está estudiando varias técnicas para la cancelación de señales telúricas y como su efecto se amplifica a medida que se utiliza dipolos más grandes y tiempos de registro mayores. Considerando esta característica al utilizar mayor cantidad de canales se genera mayor resolución, mayor densidad en los datos y un buen muestreo en la zona de estudio.

1.1 Situación problemática

Las actividades mineras tienen una importante influencia en la cadena productiva del país, dado que son responsables de aportar las materias primas necesarias para operacionalizar otras actividades y de esta manera cubrir las necesidades requeridas para el desarrollo económico del país.

En ese sentido, en el Perú los estudios de prospección geofísica asociadas con las actividades mineras se aplican bajo diferentes metodologías dependiendo del objetivo, las características del depósito a localizar, la naturaleza de los elementos que la componen, el tipo de yacimiento, su forma de explotación, el valor económico, la ubicación geográfica, la denunciabilidad, sus dimensiones, el tipo de producción o su legalidad.

En relación con lo expuesto previamente, una de las técnicas más empleadas en la prospección geofísica corresponde al método de polarización inducida que está orientada a detectar depósitos de minerales en subsuelo y para esto utiliza una gran cantidad de canales de registro para alcanzar mayores niveles de profundidad y obtener una mejor respuesta del terreno. Para esto también, en el procesamiento de datos utiliza filtros digitales para eliminar ruidos telúricos que enmascaran la señal primaria. En base a estas nuevas características se ha desarrollado un nuevo enfoque para el análisis e interpretación de los datos, obteniendo resultados más efectivos para detectar anomalías que estén relacionadas a concentraciones de sulfuros y pórfidos de cobre.

Lo anterior, combinado con buenos mapas geoquímicos y geológicos, ha permitido obtener mejores resultados en este campo, como por ejemplo en el proyecto de “El Sombrero” que es un Skarn de oro-cobre y que posiblemente está relacionado a un pórfido de cobre y oro, conducidos por la empresa Auryn resources y Apex Geoscience Ltda. Otra experiencia es el proyecto de Utapara Chapi-Chapi que es un sistema de brecha/pórfido

diseminado de cobre-oro, conducido por Southern Perú. En ambos proyectos se utilizó el método de polarización inducida obteniéndose resultados con valores máximos de cargabilidad de 46 mV/V y de 27mV/V respectivamente.

Como se indicó anteriormente, las mediciones realizadas con el método de IP se pueden realizar con el dominio del tiempo y de la frecuencia. En ambos casos se consideran dos métodos independientes y en los cuales se utilizan fuentes de inyección de corriente continua o alterna respectivamente. En el dominio del tiempo, se mide el decaimiento del voltaje entre los dos electrodos de potencia después de que la corriente fue cortada. Mediante el registro de esta variable del voltaje residual respecto al voltaje primario fue posible obtener el valor de cargabilidad aparente o también llamada M en cada punto del subsuelo de acuerdo con su configuración geométrica. Esta variable se puede expresar en milivoltios/voltio (mV/V) o en el tiempo expresada en milisegundos (ms).

Existen dos formas bien definidas para calcular la cargabilidad en un estudio de IP; el primero mide el voltaje cuando el transmisor este encendido y seguidamente se mide el voltaje cuando se apaga el transmisor de corriente. Entonces este valor de cargabilidad relaciona un voltaje primario respecto a un voltaje secundario, estableciendo que la cargabilidad $M = V_S/V_P$, donde M estará entre $0 \leq M < 1$. Si $M=0$ el potencial medido no tiene carga.

La segunda forma consiste en determinar la cargabilidad utilizando la curva de decaimiento y calcular el área que esta debajo de esta curva mediante integración, aplicando la siguiente formula:

$$M = \frac{1}{V_p} \int_{t_2}^{t_1} V_s dt \quad (\text{Ec. 1})$$

La principal dificultad de estos dos métodos es que los valores de cargabilidad no se obtienen de forma directa, sino indirectamente a través de un cociente, o utilizando la curva de decaimiento en un muestreo del tiempo a

través de varias ventanas definidas previamente y luego integrando esta curva para obtener el valor de cargabilidad.

Destacando, que este valor de cargabilidad es el único que se utiliza para confirmar la presencia de alguna anomalía referida a una mineralización de sulfuros o sulfuros diseminados. Esto obviamente limita y restringe el uso de otras variables que permitan ayudar a confirmar alguna anomalía de interés. Considerando este hecho, una de las principales limitaciones de este método, es que no se dispone de otras herramientas que permitan complementariamente adicionar un valor a los datos de cargabilidad, siendo la resistividad la única variable que se adiciona, pero su aporte es complementario y solo brinda información sobre el comportamiento de resistividad/conductividad del área de estudio.

En base a la problemática planteada, el presente estudio propuso utilizar la curva de decaimiento registrada en el tiempo para confirmar el valor de cargabilidad obtenido a través de las 20 ventanas registradas por el equipo de registro, convirtiendo estos valores de tiempo al dominio espectral mediante la transformada de Fourier, lo que permitió desarrollar un cubo 3D expresado en valores de frecuencia, amplitud y de fase.

De acuerdo a los hallazgos obtenidos, fue posible establecer una relación entre ambos dominios, el temporal y el espectral utilizando las variables de frecuencia, amplitud y de fase contenidas en la curva de decaimiento de la señal registrada. Estas variables son magnitudes físicas que permitieron adicionalmente caracterizar el medio rocoso que se complementan con los valores de la cargabilidad, la resistividad y la conductividad eléctrica.

1.2 Formulación del problema

1.2.1 Problema general

¿Cuál es la relación entre la cargabilidad en el dominio del tiempo y su respuesta espectral en un estudio de Polarización Inducida realizado en el sector de Checa Alta, Valle de Tambo, Arequipa?

1.2.2 Problemas específicos

- ¿Qué relación existe entre la cargabilidad y la respuesta espectral de la frecuencia en un estudio de polarización inducida realizado en el sector de Checa alta, Valle de Tambo, Arequipa?
- ¿Qué relación existe entre la cargabilidad y la respuesta espectral de la Amplitud en un estudio de polarización inducida realizado en el sector de Checa alta, Valle de Tambo, Arequipa?
- ¿Qué relación existe entre la cargabilidad y la respuesta espectral de la Fase en un estudio de polarización inducida realizado en el sector de Checa alta, Valle de Tambo, Arequipa?

1.3 Justificación teórica

Los criterios son importantes y se puede resumir en los siguientes puntos:

- **Conveniencia:** Los resultados de esta investigación permitirán una mejor caracterización de la zona de estudio.
- **Relevancia:** Se genera un valor adicional con la introducción de las nuevas variables que corresponden a la respuesta espectral.
- **Valor teórico:** Se está adicionando tres nuevas variables que corresponden al dominio espectral.

- Utilidad metodológica: Contribuirá a la definición de un nuevo concepto para una mejora en la caracterización.

1.4 Justificación práctica

Los criterios tomando en consideración la parte práctica son los siguientes:

- Implicaciones prácticas: se incrementará las variables a analizar, obteniendo mayor confiabilidad en los resultados.
- Desde el punto de vista práctico, el hecho de establecer a partir de esta relación un resultado adicional y complementario permitirá contribuir a la implementación de esta técnica que apoye al proceso de interpretación y caracterización final.

1.5 Objetivos

1.5.1 Objetivo general

- Determinar la relación entre la cargabilidad en el dominio del tiempo y su respuesta espectral en un estudio de Polarización Inducida realizado en el sector de Checa Alta, Valle de Tambo, Arequipa.

1.5.2 Objetivos específicos

- Determinar la relación que existe entre la cargabilidad y la respuesta espectral de la frecuencia en un estudio de polarización inducida realizado en el sector de Checa Alta, Valle de Tambo, Arequipa.

- Determinar la relación que existe entre la cargabilidad y la respuesta espectral de la Amplitud en un estudio de polarización inducida realizado en el sector de Checa Alta, Valle de Tambo, Arequipa.
- Determinar la relación que existe entre la cargabilidad y la respuesta espectral de la Fase en un estudio de polarización inducida realizado en el sector de Checa Alta, Valle de Tambo, Arequipa.

CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO

2.1 Marco filosófico y epistemológico

La Geofísica es una de las ramas de la ciencia en la que se aplican los principios de las matemáticas y la física para el estudio de la corteza y el interior de la tierra. Esto incluye el estudio de las ondas sísmicas, geomagnetismo, campos gravitacionales y conductividad eléctrica utilizando principios cuantitativos precisos. En geofísica aplicada, las técnicas se aplican al descubrimiento y localización de minerales económicos. La meteorología y la oceanografía física también pueden considerarse ramas de la geofísica (Rennie & Law, 2019).

La filosofía de la ciencia nació en 1895 en la universidad de Viena con la cátedra de la Filosofía de las ciencias inductivas dictada por el físico Ernest Mach (1838-1916), considerado como el primer filósofo de las ciencias. El autor habla en su obra sobre el análisis de la sensación y su reconstrucción de la física según su propia visión de la ciencia en la obra de 1883 (Camacho, 2007).

Así mismo el autor continúa instituyendo que; desde ese entonces la filosofía de la ciencia ha venido trabajando con el objetivo de unificar las ciencias mediante una teoría que permita realizar interpretaciones mentales del mundo sin necesidad de recurrir repetidamente a los hechos. Su deseo de encontrar una solución a los problemas internos de la ciencia como se muestra en la realidad es típico de la ciencia actual a diferencia de algunas reflexiones que se planteaban anteriormente (Camacho, 2007).

En consecuencia, la Geofísica es una ciencia que utiliza la física y las matemáticas como herramientas para aplicarlas al estudio de tierra. Estas herramientas nos permiten cuantificar varias magnitudes cuyo interés es poder observar el comportamiento de estas mismas.

2.2 Antecedentes de investigación

2.2.1 Internacionales

Aguilef (2012) titulado: Análisis geológico de estudios geofísicos de polarización inducida (IP) en sistemas IOCG y pórfido cuprífero del norte de Chile. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. Santiago de Chile.

Los objetivos generales fueron los siguientes: a) Determinar la característica geológica expresada en la respuesta de la Polarización Inducida que está relacionada con una mineralización de óxidos y un pórfido cuprífero.

b) Evaluar cuatro de las zonas mineralizadas que no afloran y que están ubicadas en el norte de Chile.

En este trabajo de investigación no se analizó muestras de minerales lo que impidió caracterizar y determinar la influencia de un solo mineral en la variable cargabilidad. Contrariamente, solo se analizó las mediciones que reflejan las propiedades eléctricas en los volúmenes de rocas, donde las variables interactúan y generan el fenómeno de polarización inducida.

Además, es necesario considerar que se detectó fluidos salinos en los espacios porosos de la roca así como presencia de arcillas, lo cual puede incidir en la señal de cargabilidad detectada por el estudio de polarización inducida. No obstante, la influencia de estos factores no se descarta del todo, a pesar de que las ubicaciones de los sondajes más lo comparado en terreno permite establecer que estas variables no afectaron en los 4 prospectos estudiados.

En los resultados se muestra que existe una relación directa pero no lineal entre la intensidad de la polarización inducida y el contenido de sulfuros totales. Los valores de cargabilidad expresados en tiempo entre 20 milisegundos corresponden a un 0.5 % de sulfuros, mientras que valores encima de los 30 milisegundos corresponden a valores de 1% de sulfuros.

Los valores de cargabilidad mayores a 20 milisegundos en zonas donde el mapeo geológico no detectó la presencia de sulfuros, corresponden a sulfuros diseminados microscópicos. El tipo de sulfuro identificado en superficie en otras zonas corresponde a una pirita que se presenta en forma de vetillas y son las que están generando valores intermedios de cargabilidad.

En general los depósitos identificados como IOCG no muestran una relación directa entre el porcentaje de magnetita y los valores de cargabilidad.

Tampoco no se observan correlaciones claras entre la litología y los valores de cargabilidad, excepto en las litologías compactas que corresponden a los intrusivos.

Jiménez (2008) titulado: Estudio comparativo empleando electrodos fuente cobre/aluminio en la prospección de IP/Resistividad. Facultad de ingeniería, División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México.

Los objetivos generales de este estudio fueron: a) Registrar dos estudios de IP/Resistividad en el dominio de la frecuencia. b) Utilizar y comparar dos tipos de electrodos como un medio de fuente inyectora, uno de cobre y el otro de aluminio como materiales conductores con la finalidad de comparar las respuestas en los tipos de datos obtenidos.

El primer estudio se ubica en la zona de Durango, México. Este corresponde a un yacimiento tipo Skarn de exploración de cobre, este estudio presentó valores de resistividad de hasta 500 Ohm-m y utilizó el método dipolo-dipolo hasta seis niveles de medición ($n=6$) con dipolos de 150 m y utilizando hasta 8 electrodos fuente.

El segundo estudio se realizó en el prospecto Geomara que se ubica en la cordillera sur del Perú y corresponde a un yacimiento epitermal de alta sulfuración de exploración de oro, presenta valores de resistividad de hasta

1000 Ohm-m, en él se utilizó el método dipolo-dipolo hasta seis niveles de medición ($n=6$) con dipolos de 100 m y utilizando 6 electrodos fuente. En cada prospecto, se utilizó aluminio y placas de cobre en los electrodos fuente.

Los electrodos de cobre que se utilizaron fueron muy conductivos y esto favoreció la obtención de buenos datos expresados en la diferencia de potencial, produciendo en consecuencia datos de alta calidad.

La corriente inyectada promedio en el prospecto Mapimí fue más alta que la corriente inyectada promedio en el prospecto Geomara. El prospecto Mapimí se asocia a zonas de resistividad hasta los 500 Ohm-m y el prospecto Geomara se asocia a zonas de resistividad hasta los 1000 Ohm-m. Se puede concluir que mientras mayor sea la resistividad del medio, mayor es la resistencia de contacto en el terreno.

En la inyección de corriente, los electrodos de cobre superaron a los de aluminio sin importar el medio al reducir en mayor medida la resistencia de contacto. Los electrodos de aluminio presentaron mayor polarización y esto generó problemas de inestabilidad en la inyección de corriente.

La presencia de capas superficiales más resistivas atenuó la intensidad de corriente inyectada al utilizar electrodos de aluminio afectando las lecturas en los niveles más profundos. En consecuencia, el nivel de ruido fue más alto en las capas superficiales y el voltaje primario fue más débil, por lo tanto no se consiguió una buena relación señal/ruido haciendo más difícil la interpretación para los niveles más profundos.

En los modelos de inversión los valores obtenidos de IP mediante diferencia de fase y los de fase desacoplada, el nivel de ruido causó distorsiones significativas y afectó los contornos y la definición de los cuerpos anómalos.

Al comparar los modelos utilizando la diferencia de fase y de fase desacoplada con electrodos de aluminio muestran grandes diferencias que cuando se utiliza electrodos de cobre, estos últimos son más consistentes.

Las lecturas con electrodos de cobre son más estables, presentan menos dispersión y presentan un bajo nivel de ruido. Las lecturas con electrodos de aluminio son más dispersivas y menos estables debido a que el nivel de ruido fue más alto.

Pintor (2012) Titulado: Exploración Geofísica Integrada de los Pórfidos Auríferos del Sector de la Cumbre, Municipio de Quinchía Risaralda, Colombia. Facultad de Ciencias Departamento de Geociencias, Bogotá D.C., Colombia.

Uno de los objetivos de este estudio ha sido determinar los valores de susceptibilidad magnética, el porcentaje de concentración de algunos elementos radiactivos y determinar los valores de cargabilidad y resistividad relacionados con minerales de sulfuros.

También se creó un modelo tridimensional donde se mostró la geometría, la forma, la profundidad de la zona de interés y específicamente la ubicación del pórfido.

La respuesta del terreno expresada en valores de resistividad y cargabilidad y su relación con algún rasgo estructural que este asociado a una mineralización. Asimismo también de determinó el espesor de la zona meteorizada o zona saprolítica.

Se recomendó la ubicación de los puntos de perforación más apropiados y se determinó la zona de alteración hidrotermal y su relación con una mineralización de oro.

La metodología utilizada está conformada por cuatro fases, la primera corresponde a los equipos utilizados en el registro, la segunda a la forma de

adquirir los datos en campo, el tercero al procesamiento y la última a la interpretación final.

Se utilizó para el registro de campo:

- Transmisor IRIS 3000 watts de potencia
- Generador eléctrico de 220V/60 Hz.
- Voltaje máximo 3000 voltios
- Amperaje máximo 5 amperios
- Receptores Iris Vip

Se registró 53 kilómetros lineales de IP, arreglo dipolar Polo-Polo, espaciamiento de dipolos de 50 metros a 350 metros. 24 perfiles de IP con orientación N-S.

Se generó un cubo tridimensional con los valores de cargabilidad y resistividad. Se generaron mapas de iso valores en planta para profundidades de 20 a 310 metros. Se ubicaron las anomalías en los mapas relacionadas a las zonas de mineralización.

Se identificó las zonas de anomalías relacionadas a zonas mineralizadas de sulfuros y asociadas a oro y finalmente se recomendó los puntos de perforación.

2.2.2 Nacionales

Contreras (2017) titulado: Estudio Magnético, Polarización Inducida y Resistividad en el Yacimiento Minero de Shahuindo: Adquisición, procesamiento e Interpretación, Periodo 2002 – 2012, Región Cajamarca. Facultad de Geología, Geofísica y Minas, Universidad de San Agustín Arequipa, Perú.

Sus objetivos generales fueron los siguientes: a) Determinar la respuesta de la anomalía relacionada a una zona de mineralización en el

yacimiento Shahuindo. b) Efectuar una interpretación geológica integrando los métodos geofísicos.

La metodología utilizada en este estudio correspondió al ordenamiento y depuración de los datos, para posteriormente analizarlos y procesarlos. Esto permitió la identificación de las zonas de interés minero, finalmente estos resultados fueron correlacionados con la geología para obtener un resultado final expresado en perfiles y mapas de contornos para localizar las anomalías.

Se detectó y se definió las zonas mineralizadas en la parte norte, sur, centro y noroeste. Estas anomalías corresponden a valores de cargabilidad alta, resistividad baja y que están relacionadas a sulfuros. Además tienen un carácter diseminado y que también están relacionadas a las anomalías magnéticas.

El yacimiento Shahuindo presenta valores de cargabilidad mayores a los 14 mV/V en las zonas que corresponden al norte, centro, sur y noroeste. Asimismo presentó mineralización en superficie, expresados como óxidos y algunos afloramientos con estructuras de gran interés.

Fuentes (2017) titulado: Reconocimiento de Mineralización Profunda de Carácter Polimetálico Mediante Métodos de Exploración Gamma Ray y Polarización Inducida en el Proyecto Ichuña – Moquegua. Facultad de Geología, Geofísica y Minas, Universidad de San Agustín Arequipa, Perú.

Este estudio tuvo como objetivo general: a) Reconocer la presencia de cuerpos intrusivos profundos con presencia de una mineralización polimetálica utilizando la geofísica a través de los métodos Gamma Ray y de IP.

Los objetivos específicos fueron los siguientes: a) Identificar la existencia de un pórfido en profundidad utilizando el método de rayos gamma. b) Delinear los límites de las estructuras con alto grado de alteración hidrotermal mediante el método de espectrometría de rayos gamma. c) Delinear por el método de polarización inducida (IP), el cuerpo mineralizado

en profundidad. d) Correlacionar la geología local con los resultados de los rayos Gamma y Polarización Inducida. e) Modelar el cuerpo mineralizado en profundidad a través de los resultados de inversión IP/RES-INV.

La metodología utilizada comprendió 4 fases, la primera incluyó a los equipos utilizados, entre los que se mencionan un receptor GDD de 32 canales, mientras la fuente de corriente correspondió a un transmisor WALCER de 10,000 Watts de potencia y un generador Honda, modelo MG12 - serie #: M2068.

La segunda fase se refirió al modo de adquisición que fue en el dominio del tiempo, la duración del pulso por ciclo fue de 8 segundos y la frecuencia fue de 0.125 Hz. Se utilizó 20 ventanas con un modo de muestreo de Cole-Cole. La configuración utilizada fue Polo-Dipolo, la separación de los dipolos de potencia fueron de 50, 100 y 150 metros. Los dipolos de corriente fueron de 50 metros. La profundidad de investigación fue de 400 metros.

La tercera fase correspondió al procesamiento de datos donde se generó las seudo secciones y el control de calidad de los datos.

Finalmente la última fase incluyó la interpretación, en la cual los resultados fueron correlacionados con la geología, lo que permitió obtener un resultado expresado en perfiles y mapas de contornos para localizar las anomalías.

A través de este método se pudo delimitar y confirmar una anomalía que había sido identificada por la geología de campo y de laboratorio. Estos valores de concentración altos en potasio se deben a la presencia de material lixiviado que han silisificado, mientras que los valores bajos corresponden a una alteración potásica.

A través de la campaña de IP/RES, fue posible identificar un cuerpo altamente mineralizado a profundidad con un contraste de resistividad alto, esto debido a que el ensamble de este tipo de yacimiento es necesariamente

un pórfido de constitución diorítico, propio del Mioceno, en el cual la mineralización llega a superficie producto de una brecha; que según la mineralogía cumple el modelo Gossan – Capa de Hierro – Zona Lixiviada – Zona de Oxidación y finalmente una zona mineralizada por sulfuros.

Se verificó el cumplimiento del modelo Gossan, sustentado en el tipo de mineralización encontrada en superficie, así mismo, el sistema Feeder proporcionó una estructura tipo brecha hidrotermal, que posee correspondencia de formación con respecto al cuerpo del proyecto Chucapaca (conocido en la actualidad como Operación Minera San Miguel); estos hallazgos imprimen una significancia al proyecto Ichuña, apoyando el inicio de la campaña de perforación.

Los estudios de Polarización Inducida mostraron resultados positivos, lo que permitió inferir la presencia de un cuerpo en profundidad con alto grado de cargabilidad y baja resistividad. Esta respuesta física es propia de los pórfidos profundos con alto grado de mineralización dentro de un cuerpo porfirítico, lo que hace de este proyecto un buen candidato para una campaña de perforación y logeo.

Ponce (2017) titulado: Estudio Geológico y Aplicación del Método IP en la Exploración del Yacimiento Jérica (Ocuvi-Puno). Facultad de Geología, Geofísica y Minas, Universidad de San Agustín Arequipa, Perú.

El objetivo general de este estudio fue: a) A través de un estudio geofísico de polarización inducida, determinar y confirmar la presencia del yacimiento Jessica en profundidad.

Los objetivos específicos fueron los siguientes:

- Determinar el comportamiento estructural, litológico y mineralógico del yacimiento.
- Confirmar la continuidad en profundidad de la mineralización.
- Determinar nuevas zonas de anomalías a través del estudio de IP.

- Mejorar la interpretación geológica y geofísica sobre el origen y la mineralización.

Las conclusiones obtenidas del estudio fueron las siguientes:

- La mineralización se expresa por los altos valores de oro relacionada a una brecha hidrotermal con presencia de oxidación
- En la zona norte, centro y sur se han ubicado anomalías de resistividad que corresponde a un reemplazamiento de sílice de carácter moderado en la roca caja.
- Las cargabilidades muestran una relación con las resistividades altas en la parte central y sur. Esto posiblemente corresponde a una zona de óxidos.
- En la zona suroeste los valores de cargabilidad corresponden a una mineralización de sulfuros.

2.3 Bases teóricas.

2.3.1 Ecuaciones de Maxwell.

Las ecuaciones de Maxwell proporcionan el punto de partida para obtener un entendimiento de cómo los campos eléctricos y magnéticos pueden usarse para estudiar la estructura de la tierra y determinar sus propiedades eléctricas y magnéticas. La primera ecuación, representa el hecho de que los campos magnéticos causan un flujo de corriente eléctrica y se definen muy bien mediante la ley de Ampere (Nabighian, 1998, p. 13).

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (\text{Ec. 2})$$

Donde \mathbf{H} es el campo magnético, \mathbf{J} es la densidad de corriente y \mathbf{D} es el desplazamiento eléctrico. En esta ecuación se representan dos clases de corriente, la \mathbf{J} es la corriente de conducción y es la que fluye a través de un medio sin ningún obstáculo. La segunda $\partial \mathbf{D} / \partial t$ es la corriente de desplazamiento y está relacionada con la forma como se propagan las ondas electromagnéticas. La primera se conoce como corriente óhmica o galvánica, mientras que la segunda corresponde a una señal de radiofrecuencia. En este mismo sentido, la segunda ecuación expresa el comportamiento de un campo eléctrico resultante, que se produce por inducción magnética y que varía en el tiempo (Nabighian, 1998, p. 13).

Cuya ecuación se describe a continuación:

$$\nabla \times \mathbf{E} = - \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (\text{Ec. 3})$$

Donde \mathbf{E} es el vector de campo eléctrico y \mathbf{B} es el vector de inducción magnética. Mediante estas dos ecuaciones de Maxwell se puede caracterizar el comportamiento de un campo electromagnético.

Sin embargo, estas ecuaciones tal como se expresan no tienen una relación con el comportamiento de un campo electromagnético en un medio subsuperficial de la tierra y con sus propiedades. Por lo tanto, para observar esta dependencia existen tres relaciones conocidas como relaciones constitutivas, la primera de ellas es conocida como la ley de Ohm que “relaciona la densidad de corriente respecto a la intensidad de campo eléctrico” (Nabighian, 1998, p. 14).

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (\text{Ec. 4})$$

Donde σ es una propiedad del medio y se le conoce como conductividad eléctrica del medio.

Al formular la siguiente ecuación que lleva su nombre, Maxwell reconoció que adicionalmente debía haber una ecuación constitutiva que relaciona la intensidad del campo eléctrico con respecto al desplazamiento (Nabighian, 1998).

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E} \quad (\text{Ec. 5})$$

Esta ecuación define otra propiedad del medio ϵ , conocida como permitividad eléctrica, otros la conocen como constante dieléctrica utilizada en materiales dieléctricos homogéneos, ella describe el comportamiento del material cuando se aplica un campo eléctrico y está determinada por la tendencia de un material a polarizarse ante la aplicación de un campo eléctrico y de esa forma anular parcialmente el campo eléctrico interno del material. En este mismo sentido, se describe la constante dieléctrica, como el valor que expresa la manera de polarizarse un material, cuando se le somete a un campo eléctrico (Cantos, 1973, p. 383).

La tercera de las ecuaciones constitutivas principales que juega un rol principal en las ecuaciones de Maxwell es aquella que relaciona la intensidad del campo y la inducción magnética y es la siguiente.

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (\text{Ec. 6})$$

Donde μ es la tercera propiedad del medio y se define como la “permeabilidad magnética, la cual sirve de base para el método magnético y en los métodos electromagnéticos para estudios de exploración” (Nabighian, 1998, p. 15).

La permeabilidad magnética que es representada por el símbolo μ , es la capacidad que tienen algunos materiales, medios o sustancias de generar un efecto y también afectar debido a su campo magnético. Mediante esta magnitud se define la relación de la inducción magnética (algunos la llaman densidad de flujo magnético) y la intensidad del campo magnético que esté presente en el interior del material. En este sentido, la permeabilidad magnética es análoga a la conductividad eléctrica y se puede definirla como la facilidad para que pueda existir un campo magnético dentro de un material (Dentith & Mudge, 2014, p. 91).

Hasta aquí se han considerado las tres ecuaciones constitutivas en forma separada, de modo que las propiedades de las rocas parecen ser afectadas por un campo electromagnético en forma independiente.

Para establecer las leyes del fenómeno considerado, se partió de las ecuaciones de Maxwell propuestas, que por tratarse de un campo estacionario se anularán las derivadas temporales y se obtendrá lo siguiente:

$$\nabla \times \mathbf{E} = \mathbf{0} \quad (\text{Ec. 7})$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} \quad (\text{Ec. 8})$$

Al descartar la ecuación 8 y solo considerar la ecuación 7, se puede establecer que el campo eléctrico \mathbf{E} es conservativo o irrotacional, por lo que deriva de un potencial escalar U . Es decir que:

$$\mathbf{E} = -\nabla U \quad (\text{Ec. 9})$$

Donde se incluye el signo menos de acuerdo con la convención comúnmente aceptada. Por otra parte, se tendrá que cumplir la ley de Ohm en su forma diferencial para medios isótropos. Según la ecuación 4:

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (\text{Ec. 10})$$

La cual indica que la densidad de corriente \mathbf{J} en un punto, tiene la misma dirección y sentido que el campo \mathbf{E} en el mismo punto, y es proporcional a él. Además, como en ningún punto del semi espacio conductor puede haber aparición ni desaparición de cargas, salvo en los electrodos de corriente, ocurrirá que:

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = 0 \quad (\text{Ec. 11})$$

Combinando esta ecuación con las anteriores, se obtuvo que:

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = \nabla \cdot (\sigma \mathbf{E}) = 0 \quad (\text{Ec. 12})$$

Esta ecuación es la más general de la proyección eléctrica, por lo que como resultado de su desarrollo, se obtiene lo siguiente:

$$\nabla \cdot (\sigma \mathbf{E}) = \sigma \nabla \cdot \mathbf{E} + \mathbf{E} \cdot \nabla \sigma \quad (\text{Ec. 13})$$

$$-\sigma \nabla \cdot \nabla U + \mathbf{E} \cdot \nabla \sigma = -\sigma \nabla^2 U + \mathbf{E} \cdot \nabla \sigma = 0 \quad (\text{Ec. 14})$$

Dentro de cada zona de conductividad uniforme será $\nabla \cdot \sigma = 0$, y por lo tanto:

$$\nabla^2 U = 0 \quad (\text{Ec. 15})$$

La ecuación mostrada previamente, corresponde a la ecuación de Laplace, la cual será válida en todo el semi espacio conductor, pero no en los electrodos, ni en las superficies de discontinuidad de la resistividad, que aparecen en otros casos.

En este sentido, Pizarro, Bocanegra, & Lucer (2000) establecen que:

Cuando se habla de la ecuación de Laplace es necesario considerar una región limitada por fronteras, donde existen potenciales eléctricos en ausencia de cargas. Obviamente las cargas tienen que estar en las fronteras de las zonas para que pueda existir potencial (no puede haber potencial eléctrico en ausencia de cargas externas a la región de estudio) (p. 71).

2.3.2 Campo eléctrico

Se crea un campo eléctrico en el subsuelo al clavar dos electrodos a una profundidad variable y seguidamente se inyecta una corriente eléctrica que es alimentada por un generador eléctrico (Figura 1). Los campos eléctricos que son generados por medio de estos electrodos dependen de varios parámetros, tales como las dimensiones del arreglo, configuración de los electrodos, la distribución, la intensidad de la corriente enviada al terreno y finalmente por las características del subsuelo. (Iakubovskii, 1980, pág. 13)

Los campos eléctricos que se generan a través de los dos electrodos identificados como A y B tendrán una forma semiesférica, tal como se observa en la Figura 1. El campo eléctrico de estas tomas de tierra en cualquier punto del semi espacio inferior, especialmente en el punto M, será la suma de los dos campos creados por ambas tomas. Si el punto B está a una gran distancia de punto A, solo se considera al punto A. (Iakubovskii, 1980, pág. 14)

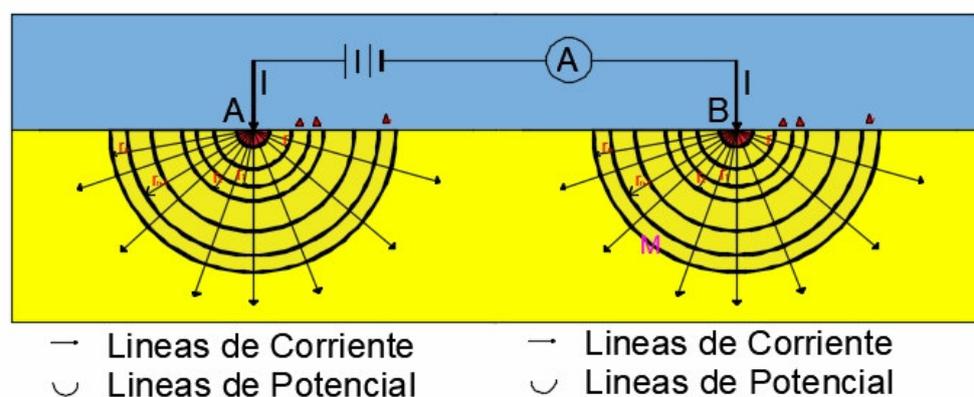


Figura 1. Campo eléctrico generado. (Iakubovskii, 1980, pág. 14)

Si se fija un sistema de superficies equipotenciales en donde la primera pasa por el punto M, la segunda pasa a una distancia Δr , infinitamente pequeña comparada con r , la tercera a la distancia $2\Delta r$ de la primera, la cuarta $3\Delta r$, etc. De este modo se obtiene una serie de superficies semiesféricas de radios que aumentan de modo continuo. (Iakubovskii, 1980, pág. 15)

$$r_1 = r + \Delta r; r_2 = r_1 + \Delta r; r_3 = r_2 + \Delta r, \dots \dots r_{r+1} = r_r + \Delta r$$

(Ec. 16)

Si se observa, el potencial generado en la superficie que tiene un radio r_n , lo designamos como U_n . Seguidamente hallamos la diferencia de potencial ΔU entre las dos superficies equipotenciales que están juntas, considerando la capa semiesférica incluida entre ellas y considerada como un conductor lineal. La intensidad de corriente que fluye a través de esta capa semi esférica es igual a I , es decir a la intensidad de corriente que entra en el terreno a través de los electrodos. (Iakubovskii, 1980, pág. 16). Según la ley de Ohm, para los conductores que son lineales, se tiene la siguiente ecuación:

$$\Delta U_{rr_1} = U_{r_1} - U_r = IR \quad (\text{Ec. 17})$$

Siendo R la resistencia de la capa semiesférica. La magnitud R puede expresarse por la conocida formula de física del modo siguiente:

$$R = \rho \frac{l}{s} \quad (\text{Ec. 18})$$

Siendo ρ la resistividad del conducto, l la longitud y s la sección transversal. En el caso del estudio l es igual a r , y s es el valor medio del área de la sección transversal de la capa semiesférica incluida entre las superficies de radios r y $r+\Delta r$.

$$S = 2\pi \left(r + \frac{\Delta r}{2}\right)^2 \quad (\text{Ec. 19})$$

$$R = \frac{\rho \Delta r}{2\pi (r + \frac{\Delta r}{2})^2} \quad (\text{Ec. 20})$$

$$R = \frac{\rho (r1-r)}{2\pi (r^2+r\Delta r+\frac{\Delta r^2}{4})} \quad (\text{Ec. 21})$$

Considerando que Δr es menor que r y por lo tanto la magnitud $\Delta r^2/4$ es muy pequeña comparándola con los demás valores que se encuentran dentro del paréntesis, podemos escribir lo siguiente:

$$R = \rho \frac{(r1-r)}{2\pi r(r+\Delta r)} = \rho \frac{(r1-r)}{2\pi r.r1} = \frac{\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r1} - \frac{1}{r} \right) \quad (\text{Ec. 22})$$

Seguidamente la diferencia de potencial general se expresará de la siguiente forma:

$$\Delta U_{rr1} = U_{r1} - U_r = -\frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r1} - \frac{1}{r} \right) \quad (\text{Ec. 23})$$

El signo menos expresa que la corriente fluye desde los puntos de potencial elevado hacia los puntos de potencial bajo, es decir que cuando el valor de r aumenta el potencial va a disminuir. Por analogía podemos indicar lo siguiente:

$$\Delta U_{r1r2} = U_{r2} - U_{r1} = -\frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r1} - \frac{1}{r2} \right) \quad (\text{Ec. 24})$$

$$\Delta U_{r2r3} = U_{r3} - U_{r12} = -\frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r2} - \frac{1}{r3} \right) \quad (\text{Ec. 25})$$

.....

$$\Delta U_{rn-1rn} = U_{rn} - U_{rn-1} = -\frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{rn-1} - \frac{1}{rn} \right) \quad (\text{Ec.26})$$

Al sumar la parte derecha y seguidamente la izquierda, las expresiones anteriores se convierten en un valor que expresa la diferencia de potencial ΔU .

$$U_r - U_{rn} = -\frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{rn} \right) \quad (\text{Ec.27})$$

Se toma el radio de la última circunferencia a una distancia muy grande, entonces la diferencia de potencial entre M y el punto en el infinito es cero, esta será la diferencia de potencial en el punto M. (Iakubovskii, 1980, pág. 15)

Luego alcanzamos la siguiente expresión:

$$U_M = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r} \quad (\text{Ec. 28})$$

La figura 2 muestra la relación que existe entre el valor del potencial eléctrico de un electrodo y un medio semiesférico que es alimentado por una corriente cuya intensidad es $I = 100$ Amperios y la distancia varia en tres posiciones con respecto a esa fuente.

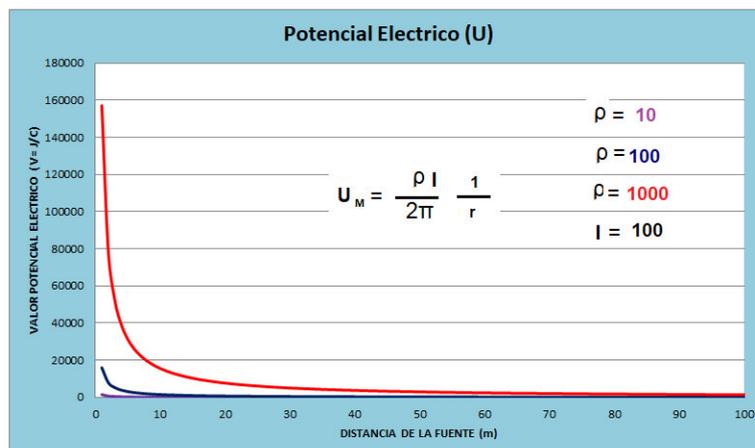


Figura 2. Curva del potencial eléctrico en base a la resistividad. (Pelaez, 2021).

La figura 3 muestra la relación entre el potencial eléctrico de un electrodo y un medio semiesférico que es alimentado por tres corrientes eléctricas cuyas intensidades varían y la distancia es la misma con respecto a esa fuente.

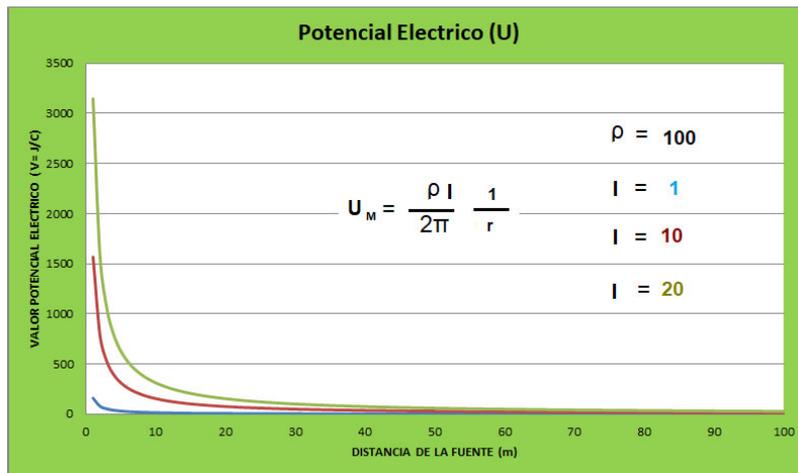


Figura 3. Curva del potencial eléctrico en base a la intensidad. (Pelaez, 2021)

En consecuencia, al variar la intensidad de la corriente o de la resistividad del medio la respuesta del medio se conserva, solo cambia la escala en el eje de las ordenadas. Seguidamente, se muestra la respuesta del potencial eléctrico con dos dipolos. (Figura 4).

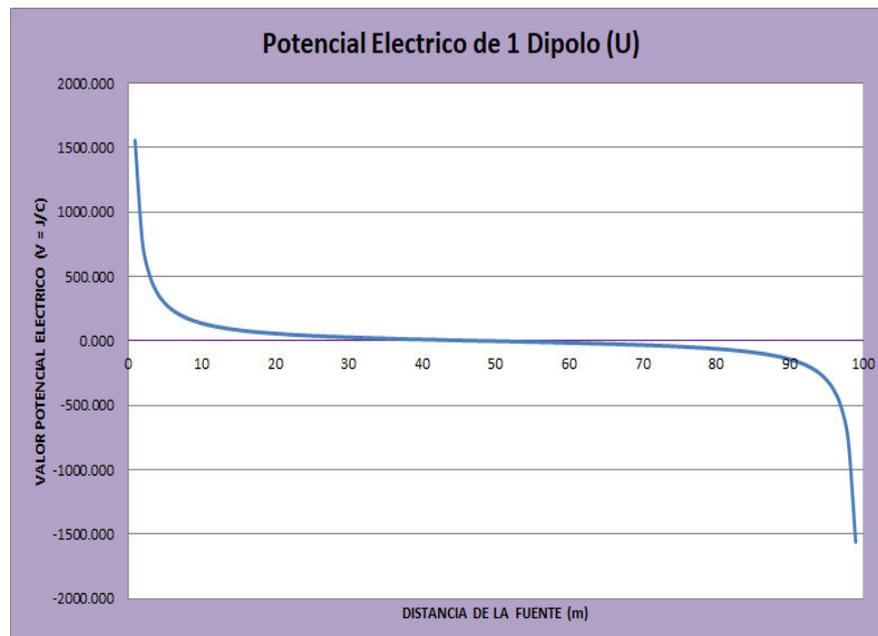


Figura 4. Potencial eléctrico de 1 dipolo. (Pelaez, 2021)

El potencial UM creado en el punto M por ambas tomas de tierra, es igual a la suma de los potenciales UMA y UMB. (Iakubovskii, 1980, pág. 17)

$$U_{MA} = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{|x|} \quad (\text{Ec. 29})$$

$$U_{MB} = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{|L-x|} \quad (\text{Ec. 30})$$

$$U_M = U_{MA} + U_{MB} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{|x|} + \frac{1}{|L-x|} \right) \quad (\text{Ec.31})$$

La intensidad del campo eléctrico creado por una toma de tierra semiesférica se determina en base a la derivada del potencial de este campo en la dirección del radio vector, dirigiendo la fuente al punto m y tomada con signo contrario.

$$E = -\frac{dU}{dr} = -\frac{d\left(\frac{\rho I}{2\pi r}\right)}{dr} \quad (\text{Ec. 32})$$

$$E = \frac{\rho I}{2\pi r^2} \quad (\text{Ec. 33})$$

Luego hallando la intensidad del campo eléctrico Ex en los puntos de la recta que une ambas tomas de tierra. (Iakubovskii, 1980, pág. 18)

$$E_x = -\frac{dU}{dx} = -\frac{\rho I}{2\pi} \left| \frac{1}{x^2} + \frac{1}{(L-x)^2} \right| \quad (\text{Ec. 34})$$

En la figura 5 se muestra los dos tipos de campo, el campo eléctrico E y el potencial eléctrico U y como varia en relación de x el efecto de la distancia de ambos dipolos.

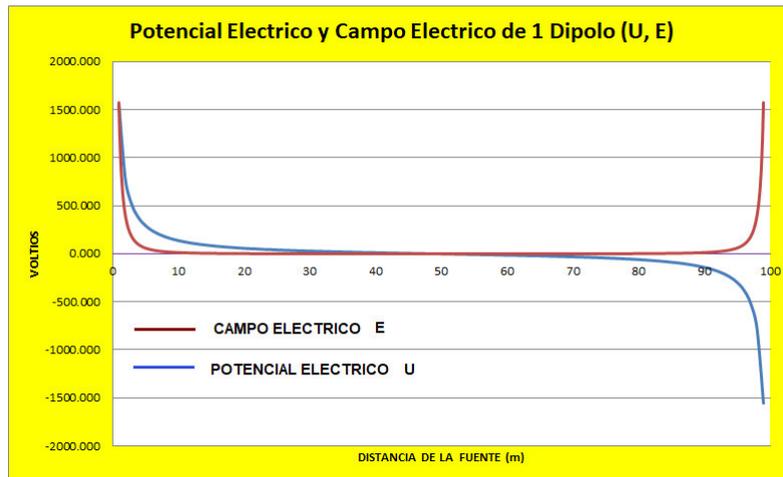


Figura 5. Curvas de potencial y campo eléctricos. (Pelaez, 2021)

En la figura 6, se observa la distribución del potencial en ambos polos y la distribución de las líneas equipotenciales y la distribución de la corriente en el subsuelo en dos dipolos.

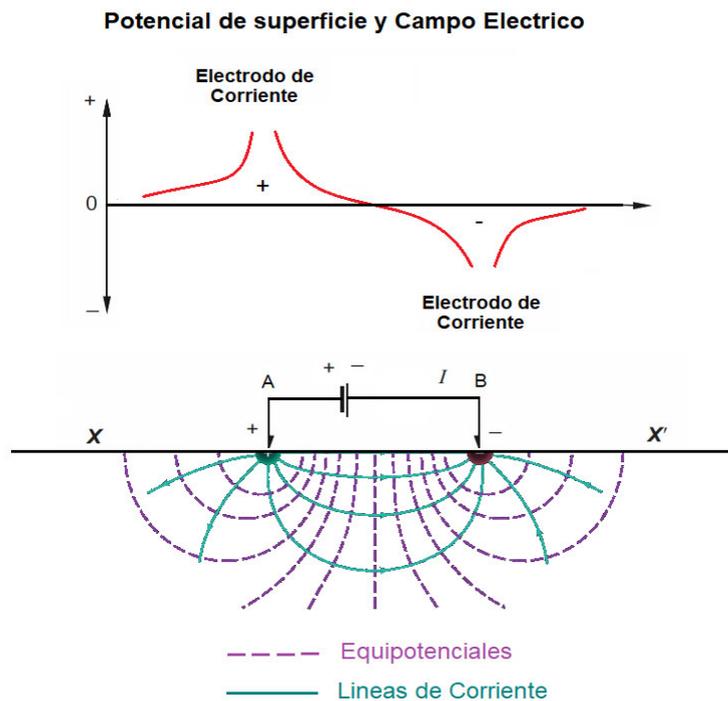


Figura 6. Potencial sobre una superficie y un campo eléctrico. (Iakubovskii, 1980, pág. 18).

Esta característica es la misma y ellas se utilizan con algunas variaciones en la configuración geométrica para estudios de exploración eléctrica.

2.3.3 Densidad de corriente

Se considera la distribución de la densidad de corriente (Figura 7) enviada al terreno mediante 2 tomas de tierra A y B en un plano vertical QQ', que pasa por el punto medio de la recta que une los puntos en que están situadas las tomas de tierra de emisión A y B. Sean I_+ y I_- la corriente que emiten respectivamente estas tomas de tierra. (Iakubovskii, 1980, pág. 20)

En un punto P a una profundidad h, la densidad de corriente J_{AB} es igual a la suma geométrica de las densidades de corriente J_A y J_B .

$$J_{AB} = J_A + J_B \quad (\text{Ec. 35})$$

$$J_A = \sigma E \quad (\text{Ec. 36})$$

$$E = \frac{\rho I}{2\pi r^2} \quad (\text{Ec. 37})$$

$$J_A = \frac{E}{\rho} = \frac{\frac{\rho I}{2\pi r^2}}{\rho} = \frac{I}{2\pi R_A^2} \cos\alpha \quad (\text{Ec. 38})$$

$$J_B = \frac{E}{\rho} = \frac{\frac{\rho I}{2\pi r^2}}{\rho} = \frac{I}{2\pi R_B^2} \cos\beta \quad (\text{Ec. 39})$$

$$J_A + J_B = \frac{I}{2\pi R_A^2} \cos\alpha - \frac{I}{2\pi R_B^2} \cos\beta \quad (\text{Ec. 40})$$

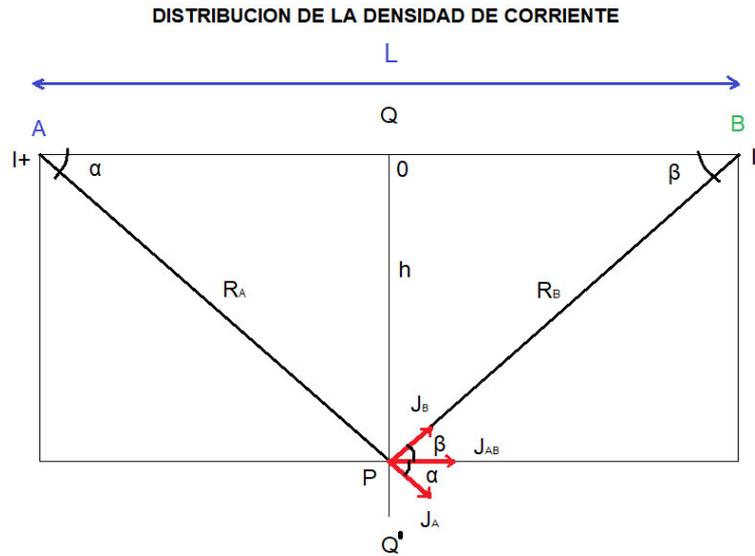


Figura 7. Componentes en la densidad de corriente. (Iakubovskii, 1980, pág. 20)

$$J_{AB} = J_A + J_B = \frac{I}{2\pi} \left(\frac{\cos \alpha}{R_A^2} - \frac{\cos (180-\alpha)}{R_B^2} \right) \quad (\text{Ec. 41})$$

En vista de que el plano QQ' está a la misma distancia de las tomas de tierra A y B, entonces $R_A=R_B=R$ y por consiguiente se tiene:

$$\cos (\beta) \quad (\text{Ec. 42})$$

$$\cos (180 - \alpha) = \cos \alpha \cos 180 - \text{Sen } 180 \text{ Sen } \alpha \quad (\text{Ec. 43})$$

$$\cos (180 - \alpha) = -\cos \alpha \quad (\text{Ec. 44})$$

$$J_{AB} = J_A + J_B = \frac{I}{2\pi} \left(\frac{\cos \alpha}{R^2} + \frac{\cos \alpha}{R^2} \right) \quad (\text{Ec. 45})$$

$$J_{AB} = \frac{I \cos \alpha}{\pi R^2} \quad (\text{Ec.46})$$

Seguidamente considerando el valor del flujo de corriente en la superficie del terreno, en el punto O, $h=0$, $\cos \alpha = 1$, $R=L/2$.

$$J_0 = \frac{I \cos \alpha}{\pi R^2} \quad (\text{Ec. 47})$$

$$J_0 = \frac{I \cos \theta}{\pi \left(\frac{L}{2}\right)^2} \quad (\text{Ec. 48})$$

$$J_0 = \frac{4I}{\pi L^2} \quad (\text{Ec. 49})$$

Luego se encuentra la relación de la densidad de corriente J en profundidad comparada con la densidad de corriente J_0 , sobre la superficie del terreno en el punto O .

$$\cos \alpha = \frac{\frac{L}{2}}{R} \quad (\text{Ec. 50})$$

$$R = \frac{\frac{L}{2}}{\cos \alpha} \quad (\text{Ec. 51})$$

$$\frac{J}{J_0} = \frac{\cos \alpha L^2}{4 R^2} \quad (\text{Ec. 52})$$

$$\frac{J}{J_0} = \left| \frac{\frac{L}{2}}{R} \right|^3 \quad (\text{Ec. 53})$$

$$\frac{J}{J_0} = \left| \frac{1}{1 + \frac{(2h)^2}{L}} \right|^{3/2} \quad (\text{Ec. 54})$$

En el gráfico 8, se puede observar como la curva de densidad de corriente varia con la profundidad.

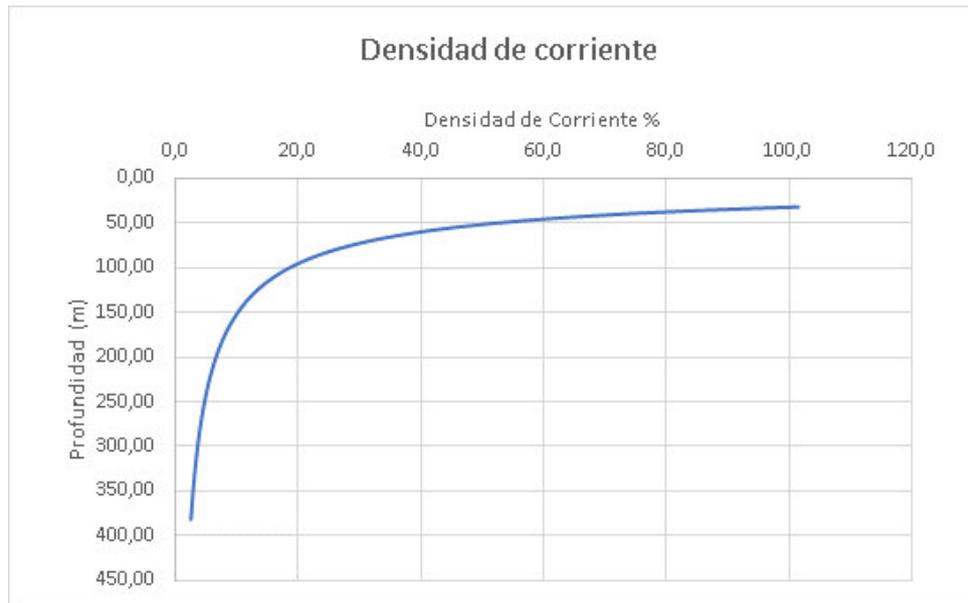


Figura 8. Distribución de la densidad de corriente vs profundidad.

(Pelaez, 2021)

2.3.4 Arreglos de electrodos

La toma de información en campo permitió obtener datos en superficie y en profundidad, a través de un dispositivo compuesto de cuatro electrodos; dos de ellos denominados como A y B que correspondieron a los electrodos de corriente y los otros dos M y N que fueron los electrodos de lectura de la diferencia de potencial, este conjunto de electrodos muchas veces se denomina cuadripolos. En principio los cuatro electrodos adoptaron una disposición geométrica sobre la superficie del terreno. Estas disposiciones se denominarán dispositivos durante el desarrollo del presente estudio.

En cualquier dispositivo, si se conoce las distancias mutuas entre los electrodos, se conoce la intensidad de corriente I aplicada al medio a través de las tomas A y B y se lee la diferencia de potencial ΔV que hay entre los puntos M y N, se podrá calcular la resistividad aparente ρ_a utilizando la siguiente formula:

$$\rho_a = K \frac{\Delta v}{I} \text{ (Ec. 55)}$$

Donde K es un coeficiente que depende únicamente de la geometría del dispositivo electródico y cuyas dimensiones son expresadas en valores de longitud. Si el medio es homogéneo, la fórmula 55 aportará el valor de la resistividad verdadera.

Calculando el valor de K se tiene lo siguiente:

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (\text{Ec. 56})$$

(Rennie & Law, 2019)

Por lo tanto:

$$\rho_a = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{Ec. 57})$$

Donde se ha colocado ρ_a en vez de ρ debido a la definición de resistividad aparente. En este caso el valor de K será:

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (\text{Ec. 58})$$

Los métodos de medición son una parte importante en la adquisición de la información, sin embargo, esta se obtiene cuando se ha elegido el tipo de arreglo o configuración electrónica; esto significa que se debe planear la manera en cómo se organizarán los electrodos de envío de corriente y los de lectura del potencial. La importancia en la separación de los electrodos de corriente y su posición respecto a los de potencial, radica en que la profundidad de donde se está obteniendo la información de la resistividad de formación, depende de su geometría.

2.3.5 Configuraciones

Se denomina arreglo electródico a la disposición geométrica que se utiliza en campo para el registro. Para los estudios eléctricos hay tres tipos de

configuraciones que se emplean generalmente: dipolo-dipolo, polo-polo y polo-dipolo, como se muestra en la Figura 9. De estos dispositivos, el único que cumple con el principio de reciprocidad es el dipolo-dipolo.

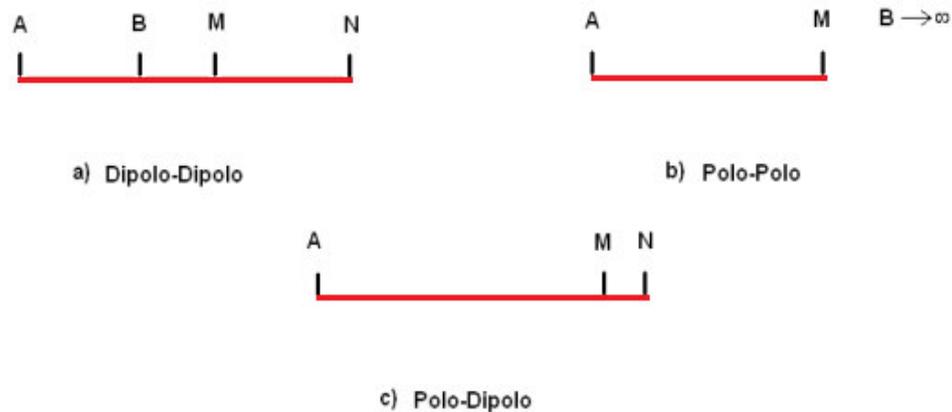


Figura 9. Configuraciones eléctricas. (Pelaez, 2021)

El dispositivo utilizado para el presente estudio de investigación fue el polo-dipolo, el cual se programó en el equipo de registro utilizado.

2.3.6 Polo – Dipolo

Para muchos autores, este es el mejor arreglo ya que combina la intensidad de la señal versus el ruido y la profundidad de investigación que posee el polo-polo, además, es considerado muy versátil debido a la disposición de los electrodos en campo. No obstante, dado que no es un dispositivo simétrico, se puede presentar distorsión lateral, que bien puede mejorarse al realizar una toma de datos de manera inversa.

2.3.7 Resistividad y resistividad aparente

La resistividad “es la propiedad de un material que resiste al flujo de corriente eléctrica, definido como un tensor en material no isotrópico, el inverso del tensor es la conductividad” (Sheriff, 2002, p. 298). Mientras que la resistividad aparente “es la resistividad de un terreno homogéneo e isotrópico

que daría la misma relación entre el voltaje y la corriente medida” (Sheriff, 2002, p. 18).

En la figura 10 se muestra la relación que hay entre la resistencia y la resistividad de un material conductor y su relación con la longitud y el área.

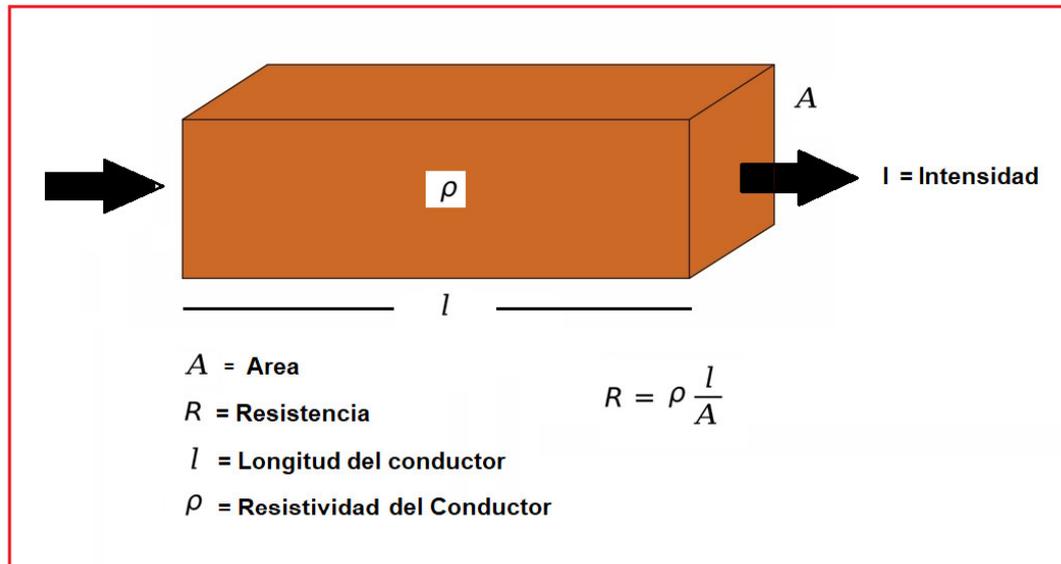


Figura 10. Relación entre la resistencia y la resistividad eléctrica. (Pelaez, 2021).

La resistividad aparente es el valor de resistividad que se obtiene en un estudio geo eléctrico y se mide considerando un subsuelo que sea homogéneo y que sobre su superficie se colocó un dispositivo electrónico AMN, tal como se muestra en la siguiente figura 11.

$$\rho = 2\pi \frac{r(r+a)}{a} \frac{\Delta V}{I}$$

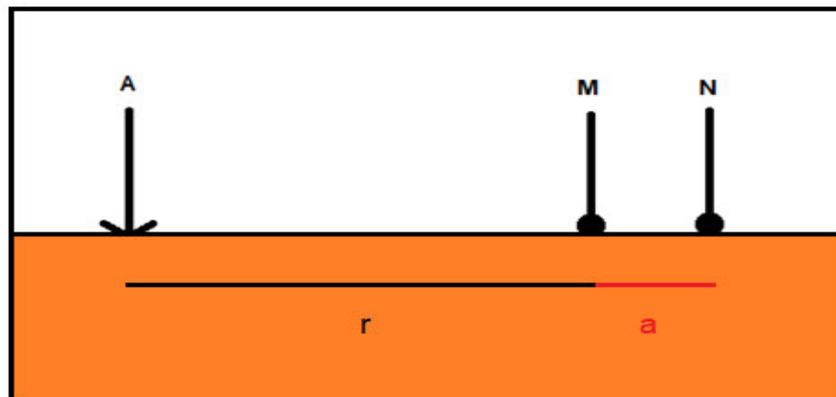


Figura 11. Distribución de las tomas de tierra. (Orellana, 1972, p. 107)

En este contexto (Figura 11), el electrodo A está conectado a una fuente y el campo eléctrico que produce este electrodo en el terreno se estudiará por medio de los otros electrodos M y N que estarán conectados a un voltímetro que mide la diferencia de potencial que aparece entre ellos (los tres electrodos están alineados). El electrodo B que cierra el circuito de A está ubicado en el infinito para que no influya en las observaciones (Orellana, 1972, p. 107).

Si $AM = r$ y $MN = a$, entonces se obtuvo lo siguiente:

$$\Delta V = U_M^N = \frac{\rho I}{2\pi} \left| \frac{1}{r} - \frac{1}{r+a} \right| = \frac{\rho I}{2\pi} \left| \frac{a}{r(r+a)} \right| \quad (\text{Ec. 59})$$

Despejando la ρ resulta la siguiente ecuación:

$$\rho = 2\pi \frac{r(r+a)}{a} \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{Ec. 60})$$

“Esta fórmula se puede utilizar para calcular la resistividad ρ de un subsuelo homogéneo, si se mide las magnitudes que aparecen en la ecuación del segundo miembro” (Orellana, 1972, p. 110).

La resistividad aparente es uno de los conceptos muy importantes en la prospección eléctrica y se puede definir como una variable experimental que expresa los resultados de las mediciones con el método geo eléctrico y que se toma como base para la inversión e interpretación. Este valor de la resistividad (Figura 12) no puede considerarse como promedio ni como media ponderada de los valores de las resistividades tomadas en campo, porque resultaría una resistividad ficticia ρ_a que en general no será igual a la ρ_1 que corresponde al electrodo A, ni a la ρ_2 que se halla bajo los puntos M y N, sino que dependerá de ρ_1 , ρ_2 , ρ_3 y de la distancia entre los electrodos (Orellana, 1972, p. 108).

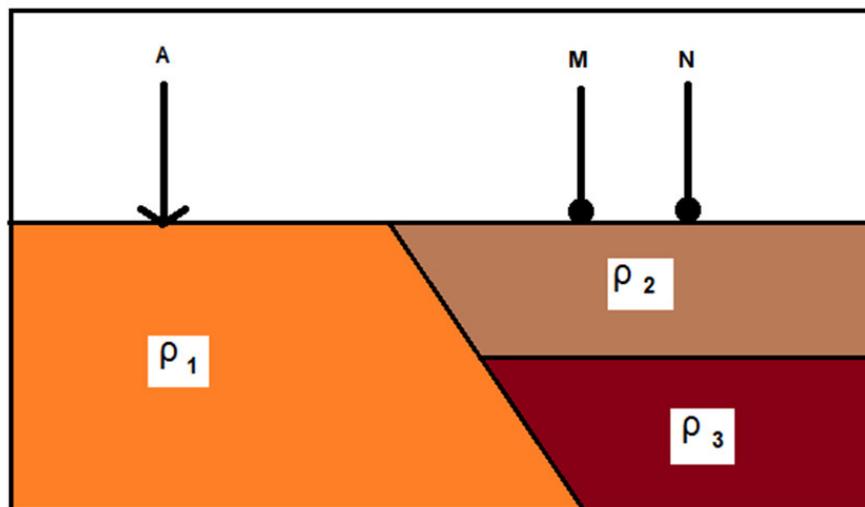


Figura 12. **Subsuelo heterogéneo.** (Orellana, 1972, p. 108)

2.3.8 Conductividad

“La conductividad es la capacidad de un material de conducir corriente eléctrica en un material isotrópico, es el recíproco de resistividad” (Sheriff, 2002, p. 64).

La conductividad eléctrica (símbolo σ) es la medida de la capacidad de un material o sustancia para dejar pasar la corriente eléctrica a través de él. La conductividad depende de la estructura atómica y molecular del material.

Numéricamente es el inverso de la resistividad. Por lo tanto, $\sigma = 1/\rho$, y su unidad es el Siemens/metro.

2.3.9 Polarización inducida

Se le llama polarización inducida al método de exploración geofísica que consiste en determinar los valores de cargabilidad mediante la inyección de corriente y generar una polarización en un medio del subsuelo en profundidad. Hay medios en la cual debido a la presencia de minerales tales como los sulfuros generan una cargabilidad. Seguidamente se hace mediciones del decaimiento de este sobre voltaje en el tiempo de este medio cargado después de la cesación del pulso de corriente (método del dominio del tiempo) (Sheriff, 2002, p. 188).

2.3.9.1 Tipos de polarización inducida.

Con el paso de la corriente eléctrica a través de la roca se crea un campo eléctrico exterior E sobre un cuerpo y origina en este uno o varios tipos de polarización dependiendo de su génesis.

Según Orellana (1972) existen hasta cuatro tipos de polarización:

- La polarización interfacial es producida por la acumulación de cargas en las superficies límites o de separación entre materiales diferentes.
- La polarización iónica es originada por el desplazamiento de los iones respecto a su posición de equilibrio en la red cristalina. Es decir, al aplicar un campo eléctrico a las moléculas formadas por aniones y cationes se induce una polarización, es decir, habrá separación entre los centros de carga positiva y negativa.
- La polarización electrónica se genera debido a un desplazamiento y deformación de las orbitas electrónicas cuando se aplica un campo eléctrico. Esta polarización se da en los átomos de manera independiente a los otros tipos de polarización conocidos.

La polarización dipolar se manifiesta a través de momentos dipolares que son permanentes en la cual no es necesario la presencia de un campo eléctrico externo. Cuando se aplica un campo eléctrico sobre esta polarización se produce un alineamiento dando origen a una polarización por orientación.

El interés de la exploración utilizando el método de IP incluye un rango amplio de frecuencias, que para el presente estudio implicó realizar un análisis espectral, para verificar en los datos utilizados, que el contenido de las frecuencias varían desde 0.001 a 5 Hertz aproximadamente y se consideran frecuencias bajas.

La polarización del volumen ocurre cuando hay un transporte de las cargas libres que están disponibles en un material que se mueven bajo la acción de un campo eléctrico aplicado. Si el material es uniforme, estas cargas libres producen una corriente de conducción. Además, como es más probable, la movilidad de estas cargas cambian de un lugar a otro debido a los defectos en la red cristalina, a cambios en las propiedades del cristal, a concentraciones o agotamiento de iones en una estructura sólida, o porque la distancia entre las barreras de la movilidad es muy larga en la escala atómica. Por lo tanto, este tipo de polarización será muy lenta. Entonces, la polarización se incrementará a frecuencias debajo de los 3 Hertz (Nabighian, 1998).

En el campo de la geofísica, dentro del método IP, existen dos mecanismos por los cuales el comportamiento natural del medio tiene un comportamiento tipo condensador. El primero se denomina polarización de membrana o también conocido como electrolítico y la segunda polarización por grano o de electrodos. Este último puede estar asociado con minerales potencialmente económicos a diferencia del primero.

2.3.10 Polarización de membrana

La conducción electrolítica es el factor predominante en la mayoría de las rocas, siendo la única forma de conducción cuando no hay minerales presentes y la inyección de corriente es de baja frecuencia. Por lo tanto, una

estructura rocosa algo porosa puede permitir el flujo de corriente cuando no hay presencia de minerales metálicos (Telford, Geldart, & Sheriff, 1990, p. 579).

La mayoría de los minerales de roca presentan una carga negativa neta en la interfase entre la superficie de la roca y el líquido de poro. En consecuencia los iones positivos serán atraídos hacia esta interfase y los iones negativos serán repelidos; esta concentración positiva de iones se extenderá a la zona de fluidos hasta una profundidad de aproximadamente $10^{-6} = 0.000001$ cm (Telford, Geldart, & Sheriff, 1990, p. 579).

Si este es el orden de anchura del poro en sí, los iones negativos se acumularán en un extremo de la interfase y dejara libre el otro lado cuando se aplique un potencial de corriente a través de ella. Como resultado de esta distribución polarizada, habrá un flujo de corriente impedido de moverse. Seguidamente, cuando la corriente se apague, los iones volverán a sus posiciones originales, tomándose un tiempo finito para hacerlo.

Hay superficies cargadas negativamente en muchos granos de minerales. Cuando estos granos forman las paredes de los poros, los iones negativos son repelidos y los iones positivos en el fluido de los poros son atraídos dentro de los granos creando una capa superficial, o membrana de iones (aproximadamente de 100 μm en grosor) (Dentith & Mudge, 2014, p. 254).

Cuando un poro suficientemente estrecho, los iones positivos crean una barrera en todo su ancho (Figura 13) evitando el movimiento de iones negativos a través del fluido de poros. Esto impide el flujo de corriente y resulta en una concentración local de estos iones en un lado de la barrera y una deficiencia en el otro lado, es decir, hay una polarización eléctrica. Mientras se aplica el potencial, cargas de igual polaridad son forzadas dentro de la proximidad, análoga a la formación de un condensador cargado (Dentith & Mudge, 2014, p. 254).

La arcilla y los minerales fibrosos tienen cargas superficiales particularmente fuertes de modo que cuando están en contacto con el poro espacial ellos pueden atraer una nube de iones positivos. De nuevo el movimiento de iones negativos se dificulta (Figura 13). El efecto de polarización depende de la especie de mineral de arcilla presente, con un efecto máximo que ocurre típicamente en un volumen de ~ 10% de arcilla (Dentith & Mudge, 2014, p. 254) .

La polarización de la membrana se desarrolla con mayor éxito donde la carga superficial del grano es mayor, por lo que es predominantemente asociado con minerales de arcilla y donde los poros son pequeños. También aumenta con la salinidad del fluido de los poros (Dentith & Mudge, 2014, p. 254).

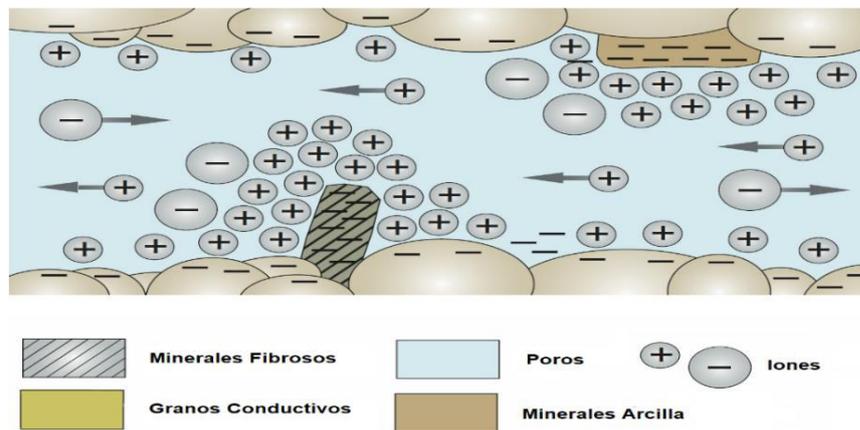


Figura 13. Polarización de membrana. Fuente. Tomado de Dentith & Mudge (2014)

2.3.11 Polarización de granos o de electrodos

Este tipo de polarización es similar en principio a la polarización de membrana, en él se observa que existe un flujo de corriente que es en parte electrónica y en parte electrolítica cuando hay presencia de un material metálico y por lo tanto se genera una reacción química que se ubica en la interfase entre el mineral y la solución (Telford, Geldart, & Sheriff, 1990, p. 580).

La presencia de un mineral metálico, que tiene carga neta en su superficie y signos opuestos en ambas caras, resultará en una acumulación de iones en ambos lados, generando la acción de una electrólisis, mediante un intercambio de electrones entre el metal y los iones de la solución en la interfase. Este efecto es conocido como sobrevoltaje (Telford, Geldart, & Sheriff, 1990, p. 580).

Debido a que la velocidad de flujo de corriente en el electrolito es más lenta que en el metal, el apilamiento de los iones se mantiene por un voltaje externo y cuando la corriente se interrumpe, el voltaje residual decae y los iones difusos regresan a su estado de equilibrio original (Telford, Geldart, & Sheriff, 1990, p. 580).

De igual forma, cuando los iones fluyen a través del fluido de los poros en respuesta a un potencial aplicado, ellos pueden encontrar granos eléctricamente conductores, por ejemplo, los sulfuros. También, pueden formar una barrera con la cual los iones pueden interactuar eléctricamente en el medio. (Figura 14). Para que la corriente fluya, los iones en un lado de la barrera deben intercambiar electrones con el grano conductor, que a su vez intercambia electrones con iones del otro lado de la barrera. Localmente el circuito eléctrico consiste en una combinación de conducción iónica y electrónica e implica una reacción química entre el mineral y la solución (el fluido en los poros) (Dentith & Mudge, 2014, p. 254).

El intercambio de electrones da como resultado, que el grano conductor llegue a polarizarse, generando por ejemplo, que las cargas opuestas se acumulen en ambos lados del grano. Los iones de polaridad opuesta tenderán a concentrarse próximos al límite del grano. Si su habilidad de intercambiar electrones no coincide con los iones en el electrolito, o hay insuficiente energía para que tome lugar el intercambio, siempre habrá una acumulación de iones adyacentes al grano. Mientras se aplica el potencial, cargas de igual polaridad son forzadas dentro de su proximidad a acumularse de nuevo formando un condensador cargado. La polarización de grano requiere granos minerales conductores, de modo que se espere formar la polarización cuando el sulfuro

conductor o el mineral óxido o grafito, estén presentes (Dentith & Mudge, 2014, p. 254).

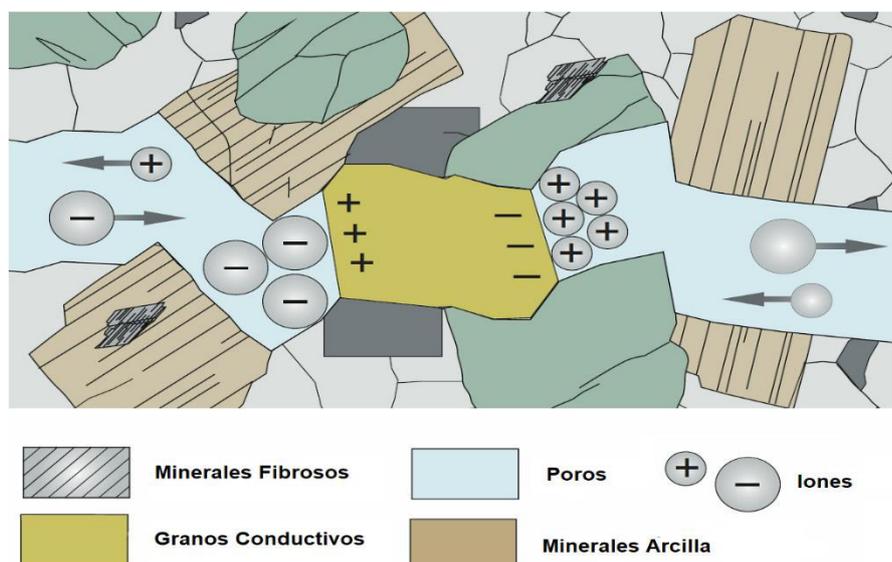


Figura 14. Polarización de grano o de electrodos. Fuente. Tomado de Dentith & Mudge (2014)

En este contexto, el intercambio de carga a través de la interfase metal-electrolito, sólo puede ocurrir en presencia de reacciones químicas del tipo oxidación-reducción, de esta manera, la interfase presenta una impedancia que es dependiente de las reacciones electroquímicas y del transporte de iones reactivos que alimenten esas reacciones (Sheriff, 2002). En otras palabras, depende del reactivo limitante.

En este mismo orden de ideas, la aplicación de la IP en la búsqueda de minerales ha sido exitosa en la detección de pirita, pirrotita, calcopirita, grafito, galena, bornita, magnetita y pirolusita, que son minerales que se encuentran íntimamente relacionados en su mecanismo de formación y con una composición química semejante. Además, su respuesta eléctrica presenta comportamientos similares (Parasnis, 1973).

Como se ha indicado anteriormente, la polarización inducida es el proceso mediante la cual se induce la polarización en un medio del subsuelo,

y la cargabilidad es una propiedad del subsuelo mediante la cual se cuantifica esta propiedad.

2.3.12 Cargabilidad

“Se define como una de las unidades de polarización inducida en el dominio del tiempo, descrito a través de la razón del voltaje de decaimiento inicial, también conocida como voltaje secundario respecto al voltaje primario” (Sheriff, 2002, p. 51).

La cargabilidad es una propiedad física relacionada a la conductividad, donde las cargas iónicas contenidas en el agua en el interior de una roca porosa se comienzan a mover bajo la influencia de un campo eléctrico resultando en una corriente eléctrica. Sin embargo, algunos de los iones dentro de los poros no se mueven dentro de la roca y comienzan a acumularse en los límites impermeables. Esta construcción de cargas iónicas es comúnmente identificada como una polarización inducida. Esto es responsable de generar momentos de dipolos eléctricos dentro de la roca. Se usa el concepto de cargabilidad para caracterizar la formación e intensidad de la polarización inducida dentro de una roca, bajo la influencia de un campo eléctrico (Kang, 2018).

Este valor de cargabilidad se observa cuando una corriente estacionaria se inyecta en el subsuelo mediante dos electrodos y luego esta corriente se interrumpe. Esta tensión no retornará a cero en forma instantánea, sino que decaerá lentamente en el tiempo, lo que indica que esta carga ha sido almacenada en el medio donde se inyectó esta corriente. Esta carga, que se acumula principalmente en las interfases presentes entre los minerales componentes del medio, es responsable del efecto de la polarización inducida (IP).

En este contexto, la cargabilidad se define como la cantidad de energía potencial almacenada dentro de una roca cargable debido a la acumulación de cargas iónicas. La cargabilidad integral la podemos definir como el área

bajo la curva de descarga donde $V(t)$ y V_m tienen las mismas unidades y la cargabilidad se expresa en milisegundos (Telford, Geldart, & Sheriff, 1990, p. 582). Donde V_m es el voltaje primario y $V(t)$ es el voltaje secundario.

$$M = \frac{1}{V_m} \int_{t_1}^{t_2} V(t) dt \quad (\text{Ec. 61})$$

Este método de polarización inducida se utiliza en la exploración de minerales de sulfuros y permite distinguir zonas de anomalías relacionadas a una mineralización por los valores altos de cargabilidad obtenidos en el procesamiento de los datos de campo. Existe dos formas de registrar este método, en el dominio del tiempo y de la frecuencia.

2.3.12.1 Dominio del tiempo.

La forma más simple para medir el efecto del IP con un equipo en el dominio del tiempo es “comparar el voltaje residual existente en un tiempo después de que la corriente se cortó con un voltaje estable durante el intervalo de flujo de corriente” (Telford, Geldart, & Sheriff, 1990, p. 581).

Cuando la corriente es inyectada dentro del terreno, el potencial se levanta inmediatamente, pero toma algún tiempo para alcanzar el máximo. El mismo comportamiento se observa en el potencial cuando la corriente se corta. El potencial no cae a un nivel de cero inmediatamente, sino que toma algún tiempo en decaer hasta un nivel de cero. Este efecto se observa en la curva de decaimiento que se registrará en el equipo receptor.

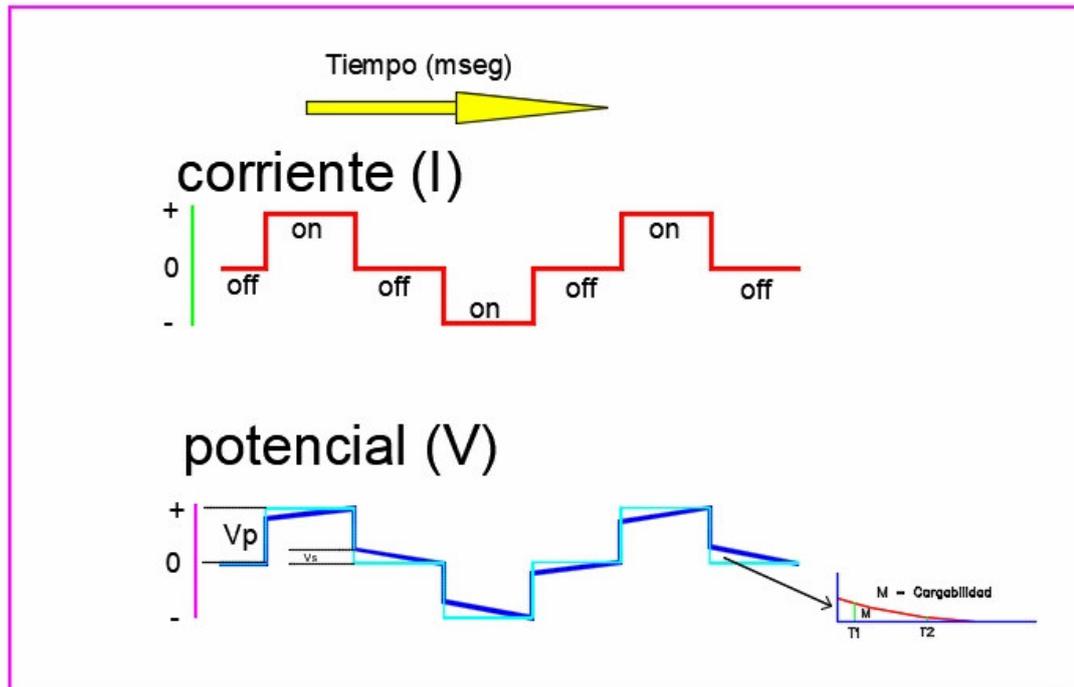


Figura 15. Formas de onda de corriente y potencial residual.

Fuente. Tomado de Dentith & Mudge (2014)

2.3.12.2 Dominio de frecuencia.

En el dominio de frecuencia, una corriente alterna con un rango diferente de frecuencias se transmite en el terreno y el cambio en la resistividad aparente entre cada frecuencia se usa como una medida de la polarización eléctrica. En su forma más sofisticada, se usan frecuencias que se extienden a través del espectro entre 0.01 Hz a 1000 Hz. Esto también, se conoce como polarización espectral IP (SIP), o resistividad compleja (Butler, 2005, p. 273).

En este contexto, el método descrito ha sido exitoso en discriminar varios minerales de sulfuro y óxido en un número de tipos de depósito, para lo cual, se necesita un tiempo considerable para hacer las mediciones espectrales y como consecuencia el método permanece principalmente en los ámbitos de la investigación y los últimos años ya se está utilizando como un método aplicado para exploración, estudios hidrogeológicos y ambientales. En los estudios convencionales del dominio de frecuencia, la corriente es

transmitida como una onda cuadrada alterna de muy baja frecuencia, en el rango de 0.1 a 3 Hz, pero generalmente es de 0.1 Hz (Butler, 2005, p. 273). “Otros investigadores consideran el rango más alto en 10 Hz” (Telford, Geldart, & Sheriff, 1990, p. 582).

Actualmente se emplean dos métodos de medición de IP en el dominio frecuencial:

Dispersión de frecuencia: Las mediciones se hacen en dos frecuencias, la más alta generalmente es tres veces la frecuencia más baja y la resistividad aparente del terreno se calcula utilizando ambas frecuencias y se toma la resistividad de la frecuencia más baja como la resistividad aparente del suelo. Además, la diferencia en la resistividad en las dos frecuencias, relativa a la resistividad más alta, se usa para calcular la polarización inducida, parámetro conocido como el efecto de frecuencia porcentual (PFE) (Butler, 2005, p. 273).

$$\text{PFE}(\%) = \frac{\rho_b - \rho_a}{\rho_a} \cdot 100 \quad (\text{Ec. 62})$$

ρ_a = resistividad en la frecuencia más alta

ρ_b = resistividad en la frecuencia más baja

El efecto de la frecuencia también se puede expresar experimentalmente:

$$\text{FE}(\text{Ideal}) = \frac{\rho_o - \rho_w}{\rho_w} = \frac{\rho_o}{\rho_w} - 1 \quad (\text{Ec. 63})$$

ρ_o = resistividad en corriente continua

ρ_w = resistividad en corriente alterna

Por diferencia de fase: ocurre cuando existe un retraso o cambio de fase entre la corriente de onda sinusoidal transmitida y el voltaje medido en cada frecuencia que también se puede usar como indicación de polarización eléctrica. El cambio de fase en dos frecuencias se puede combinar en un solo

parámetro conocido como el cambio de fase relativo (RPS), que es relativamente inmune a los efectos de acoplamiento electromagnético (Butler, 2005, p. 273).

$$\text{RPS} = \phi_{\text{alto}} - \phi_{\text{bajo}} \text{ (Ec. 64)}$$

En este contexto, como se observa en la Figura 16, “el valor de fase ϕ con un valor de frecuencia baja y un valor de fase ϕ alto para una frecuencia alta que se expresen en unidades de grados” (Butler, 2005, p. 272).

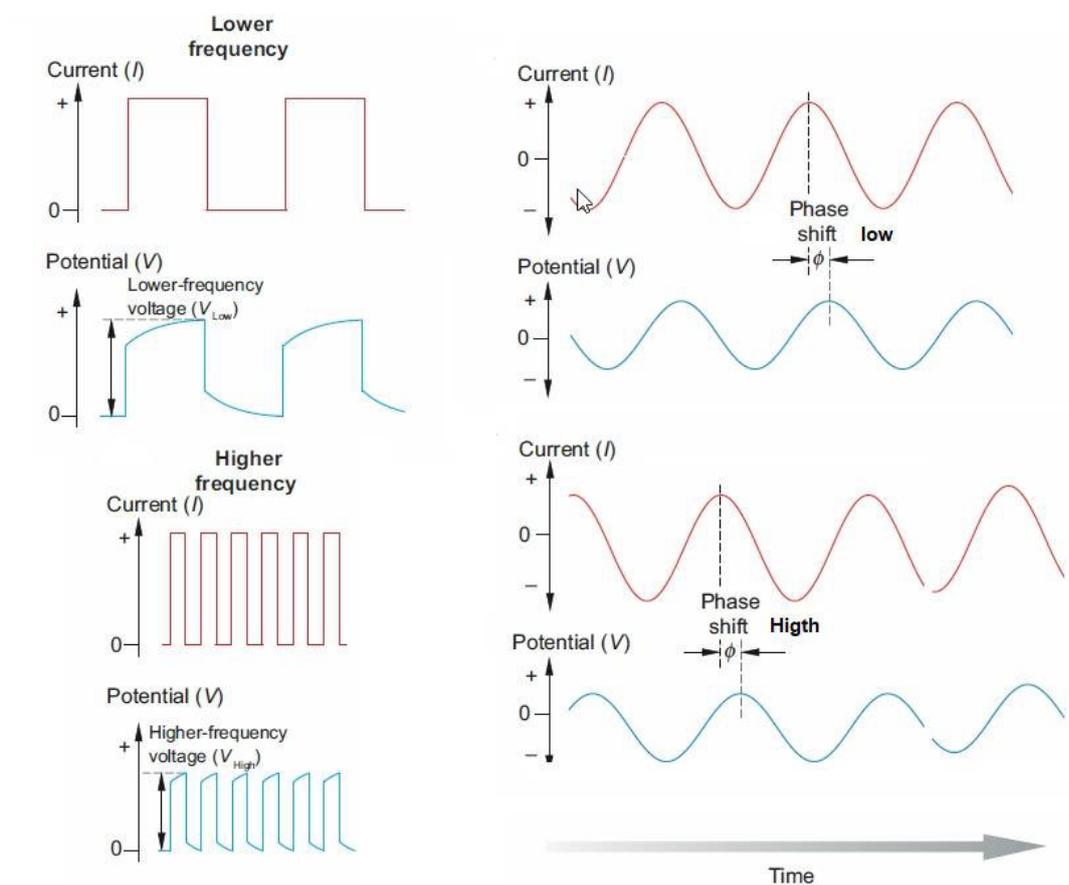


Figura 16. Diferencia de fase entre la onda de corriente y la onda de voltaje en dos frecuencias diferentes. Fuente. Tomado de Butler (2005)

2.3.12.3 Relación de IP en el dominio del tiempo y de la frecuencia.

Los análisis que se realizan a las propiedades físicas en algunas muestras de roca que proceden de áreas de exploración u obtenidas en zonas mineras cercanas facilitan la planificación de los estudios y la interpretación de los datos registrados. En este sentido, estos datos pueden ser usados como referencia para generar algunos modelos numéricos destinados a evaluar la aplicabilidad de la técnica geofísica.

En base a lo expuesto, un estudio se puede registrar en el dominio del tiempo, produciendo valores de resistividad y cargabilidad. Asimismo, también se puede registrar en el dominio de la frecuencia independientemente de la primera opción; obteniendo valores de resistividad compleja, por lo que, se puede registrar utilizando dos instrumentos de geofísica de forma independiente y en fechas diferentes.

Este último enfoque, producirá valores de resistividad compleja, amplitud y de ángulo de fase. Aunque intuitivamente, se podría esperar una relación uno a uno entre la cargabilidad en el dominio del tiempo y el ángulo de fase en el dominio de la frecuencia. Esta es una relación comúnmente reconocida y también se sabe que existen excepciones donde se observan diferencias en la respuesta de IP espectral, especialmente para los diferentes tipos de rocas y particularmente para rocas mineralizadas que exhiben una dispersión de frecuencia significativa.

En el presente trabajo de investigación, se está utilizando datos registrados en el dominio del tiempo, convertidos al dominio de la frecuencia utilizando la transformada de Fourier. Por lo tanto, se está utilizando un mismo dato expresado en valores de frecuencia, para posteriormente compararlos en el dominio del tiempo y viceversa. Finalmente, en base al enfoque del dominio del tiempo estándar como en el dominio espectral, fue posible subestimar la naturaleza polarizable de las muestras mineralizadas, destacando el hecho que las frecuencias inyectadas corresponden a valores de 0.125 Hertz.

En teoría, debido a que las mediciones en el dominio del tiempo y de la frecuencia pertenecen al mismo fenómeno, sus resultados deberían ser los mismos. Este cambio puede hacerse mediante una transformada de Fourier del dominio del tiempo a la frecuencia y viceversa. La onda cuadrada usada en el dominio del tiempo contiene todas las frecuencias, asumiendo que los tiempos utilizados en el registro de campo ha permitido registrar todas las frecuencias (Telford, Geldart, & Sheriff, 1990, p. 583).

En este sentido, Siegel (1959), definió la cargabilidad como:

$$M = \frac{\lim_{t \rightarrow \infty} v(t) - \lim_{t \rightarrow 0} v(t)}{\lim_{t \rightarrow \infty} v(t)} \quad (\text{Ec. 65})$$

Por la teoría de la transformada de Laplace se puede escribir de la siguiente forma:

$$\lim_{t \rightarrow \infty} v(t) = J\rho_{dc} \quad (\text{Ec. 66})$$

$$\lim_{t \rightarrow 0} v(t) = J\rho^{\infty} \quad (\text{Ec. 67})$$

Donde $J\rho^{\infty}$ es la resistividad aparente en una frecuencia muy alta y J la densidad de corriente. Asumiendo que $J\rho^{\infty} = J\rho_{ac}$, se puede escribir para la cargabilidad (Telford, Geldart, & Sheriff, 1990).

$$M = \frac{\rho_{dc} - \rho^{\infty}}{\rho_{dc}} \quad (\text{Ec. 68})$$

$$M = 1 - \frac{\rho^{\infty}}{\rho_{dc}} \quad (\text{Ec. 69})$$

$$M = 1 - \frac{\rho_{ac}}{\rho_{dc}} \quad (\text{Ec. 70})$$

Reordenando las ecuaciones, se obtiene lo siguiente:

$$M = \frac{FE}{1+FE} \text{ (Ec. 71)}$$

Donde $FE \ll 1$

Cuyo efecto de la frecuencia (FE), involucra la medición de la resistividad aparente con dos o más frecuencias diferentes de corriente alterna. El efecto de la frecuencia porcentual PFE: Es el valor del efecto de la frecuencia expresada en porcentaje.

2.3.12.4 Principios de operación entre el IP y el SIP.

Los métodos de IP y SIP implican pasar una corriente a través del suelo utilizando dos electrodos de corriente 'C' para medir una diferencia de voltaje a través de dos electrodos de potencia 'P' y se utiliza las mismas configuraciones de los electrodos o conjuntos de electrodos. Las configuraciones más populares son dipolo-dipolo y polo-dipolo y se puede lograr una mayor profundidad de investigación mediante el uso de una mayor distancia entre los electrodos.

En el método SIP, las respuestas de la resistividad y el retraso de fase se plotean contra los valores de frecuencia; este espectro de respuesta es la forma de diagnosticar el IP en una zona de estudio. Este comportamiento de la resistividad y de la fase en un rango de frecuencias se denomina un proceso de relajación del sistema eléctrico en un medio subsuperficial.

Así mismo, se utiliza una señal registrada en el tiempo y se convierte al dominio espectral para generar perfiles en valores de amplitud y fase, que permiten analizar los aportes y diferencias con los perfiles de resistividad y cargabilidad convencional, facilitando la comparación de los resultados dado que ambos corresponden a la misma información registrada.

2.3.13 Contexto geológico en la zona de estudio

El complejo basal de la costa (Bellido & Narváez, 1960) está ubicado en la costa sur del Perú, entre los poblados de San Juan de Marcona, Mollendo e Ilo forma la Cordillera de la Costa. Este tipo de rocas también son conocidas como macizo de Arequipa (Cobbing & Pitcher, 1972). El complejo basal de la costa está constituido por rocas del Mesoproterozoico y Paleozoico. Que comprenden gneis, esquistos, dioritas, granitos y migmatitas. Este basamento rocoso ha sufrido una deformación continua y una cristalización del granito por lo que se considera como un ortogneis y ha sufrido inyecciones de granitos rojos que corresponden a una edad entre los 2000 a 600 Ma. (Cobbing E. , 1985).

INGEMMET ha realizado dataciones radiométricas en muestras de zircones determinando edades de 1862.6 Millones de años (+8.1) para un gneis diorítico y de 996.4 Millones de años (+5.3) para rocas graníticas, asignándoles una edad que corresponde al Mesoproterozoico al complejo basal de la costa. Estas rocas están relacionadas a depósitos de feldespatos en forma de diques.

Seguidamente encontramos al Grupo Cabanillas de manera discordante sobre el gneis Mesoproterozoico, este grupo está constituido por una secuencia de areniscas cuarzosas que están intercaladas con arcillitas silicificadas del Devónico. Seguidamente tenemos a la Formación Chocolate del Jurásico inferior constituida por lavas andesíticas y dacíticas con algunos horizontes de conglomerados, sus afloramientos se ubican en la Punta de Bombón y Cledesí. Dentro de los volcánicos eruptivos, se tiene el volcánico Chocolate como un volcánico eruptivo.

La Formación Guaneros del Jurásico superior está en discordancia con el Volcánico Chocolate y está compuesto por lavas andesíticas y dacíticas porfiríticos, aglomerados y areniscas, en donde su origen eruptivo está ubicado más al oeste en una zona que ahora está cubierta por el océano Pacífico. (INGEMMET, 2003).

Un nuevo ciclo volcánico se generó en un periodo entre el Cretácico superior e inicios del Terciario y esto originó los extensos depósitos del Grupo Toquepala que afloran desde el límite del río Tambo hacia el Sureste, conformando las zonas bajas e intermedias del lado occidental andino. Este depósito muestra varias discordancias entre sus varias fases, que indican interrupciones en sus ciclos, seguidos por varios procesos erosivos, que están constituidos por brechas de lava y flujos piroclásticos que muestran una composición andesítica y dacíticas.

En la Formación Moquegua se observa la sedimentación que se inició en el Oligoceno temprano, encima de un terreno irregular establecido por sus rocas volcánicas, la Formación Camaná formada de areniscas y lutitas de color crema y abigarradas que corresponden al Oligoceno medio. La Formación Millo constituida por conglomerados polimícticos con un origen diverso de gravas redondeadas, areniscas conglomeráticas, tobas y cenizas volcánica, las cuales recubren una importante área de estudio y finalmente viene la disposición de los depósitos cuaternarios ubicados en las partes altas (INGEMMET, 2003).

Durante el Mesozoico inferior se intruyó la súper unidad Punta Coles constituida principalmente por dioritas y granodioritas de 190 Ma. (Pitcher & Bussell, 1985); esta súper unidad es el componente más antiguo del Batolito de la Costa, la cual intruyó a la Formación Chocolate (Jenks, 1948). En el Cretáceo tardío y el Terciario medio se emplazó la súper unidad Ilo compuesta de diorita, diorita cuarcífera, granodiorita hornblendica de 103 Ma. (Pitcher & Bussell, 1985), la cual intruyó a los intrusivos de la súper unidad Punta Coles y en el Cretáceo Superior se emplazó la súper unidad Yarabamba compuesta por intrusivos de composición diorítica, monzonítica y granodiorítica con hornblenda.

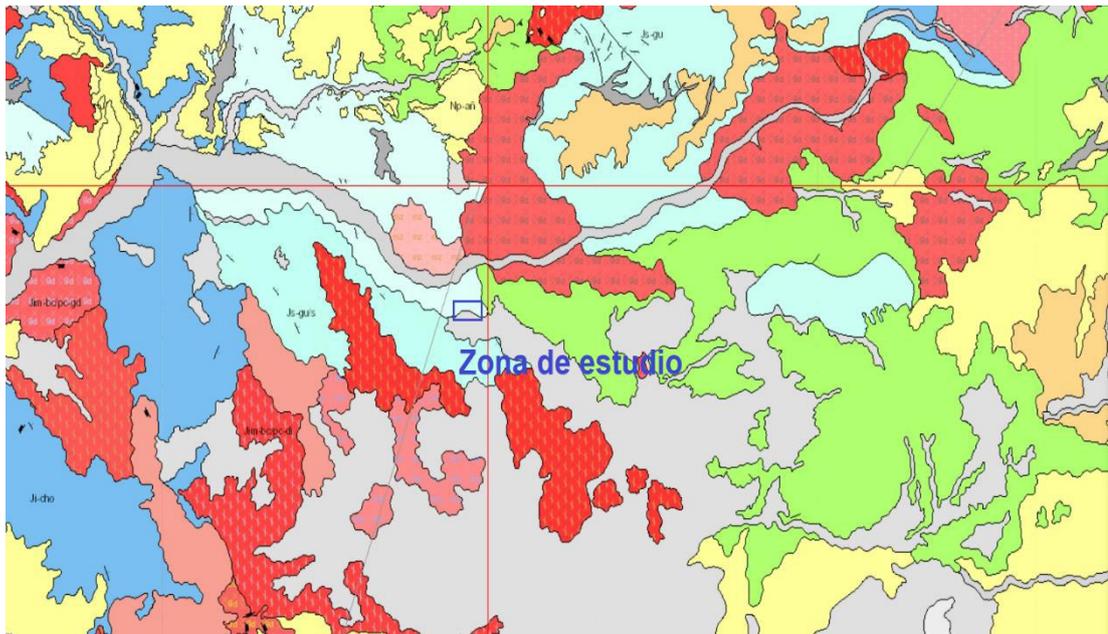


Figura 17. Mapa Geológico regional, cuadrángulo Punta de Bombón, hoja 35-S. (Medina J. , 2017, p. 24)

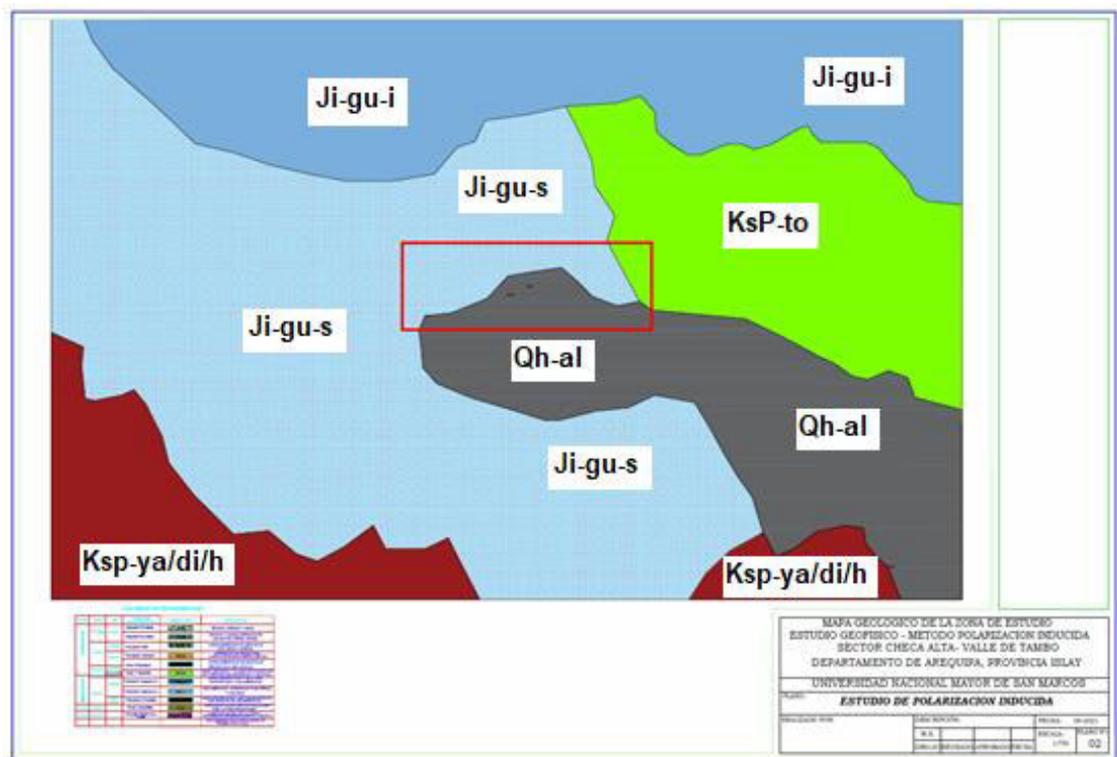


Figura 18. Mapa Geológico detalle de la zona de estudio. (Pelaez, 2021)

ERATEMA	SISTEMA	SERIE	UNIDADES ESTRATIGRAFICAS	ESPESOR (metros)	LITOLOGIA	SIMBOLOGIA	DESCRIPCIÓN		
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENA	Depósitos Fluviales	25		Qh-fl	Gravas, arenas y limos		
			Depósitos Aluviales	100		Qh-al	Gravas y conglomerados en una matriz areno-limosa		
	NEOGENO	PLIOCENA	Formación Millo	200		Np-mi	Conglomerados polimícticos con limos y arenas		
			Formación Camana	85		Nm-ca	Areniscas de grano fino y arcillas blanco-amarillentos		
	PALEOGENO	MIOCENO	Grupo Moquegua	300		PN-mo	Conglomerados polimícticos con limos y areniscas		
				1000		KsP-ya/di-gd-mz	Lavas, brechas y flujos piroclásticos de composición andesítica y dacítica		
	MESOZOICO	CRETACEO	PALEOGENO	Grupo Toquepala	1000		KsP-to	Super Unidad Yarabamba Diorita, Granodiorita y Monzonita Super Unidad de Ilo Granodiorita y Diorita	
					500		Ki-il/gd-di	Lavas andesíticas y dacíticas porfíricas y aglomerados	
		JURÁSICO	SUPERIOR	Formación Guaneros	Miembro Superior	500		Js-gu_s	Lavas andesíticas y dacíticas porfíricas y aglomerados
					Miembro Inferior	1000		Js-gu_i	Aglomerados, areniscas fosilíferas y arcosas
INFERIOR		MEDIO	Formación Chocolate	1600		Ji-cho	Super Unidad Punta Coles granodiorita, diorita y monzonita		
				1500		Jim-pc/gd-gr-mz	Lavas andesíticas y dacíticas afíricas con niveles de aglomerados		
PALEOZOICO		DEVÓNICO	Grupo Cabanillas	1500		D-ca	Areniscas cuarzosas intercaladas con lutitas silicatadas		
				+/- 2000		Pr-gr-di	Intrusivos Menores de granodiorita y diorita		
PROTEROZOICO			Complejo basal de la costa	+/- 2000		PPE-gn	Ortogneis con inyecciones de granito pegmatítico rojo		

Figura 19. Columna estratigráfica del área de estudio, cuadrángulo Punta de Bombón, Hoja 35-S. (Medina J. , 2017, p. 24)

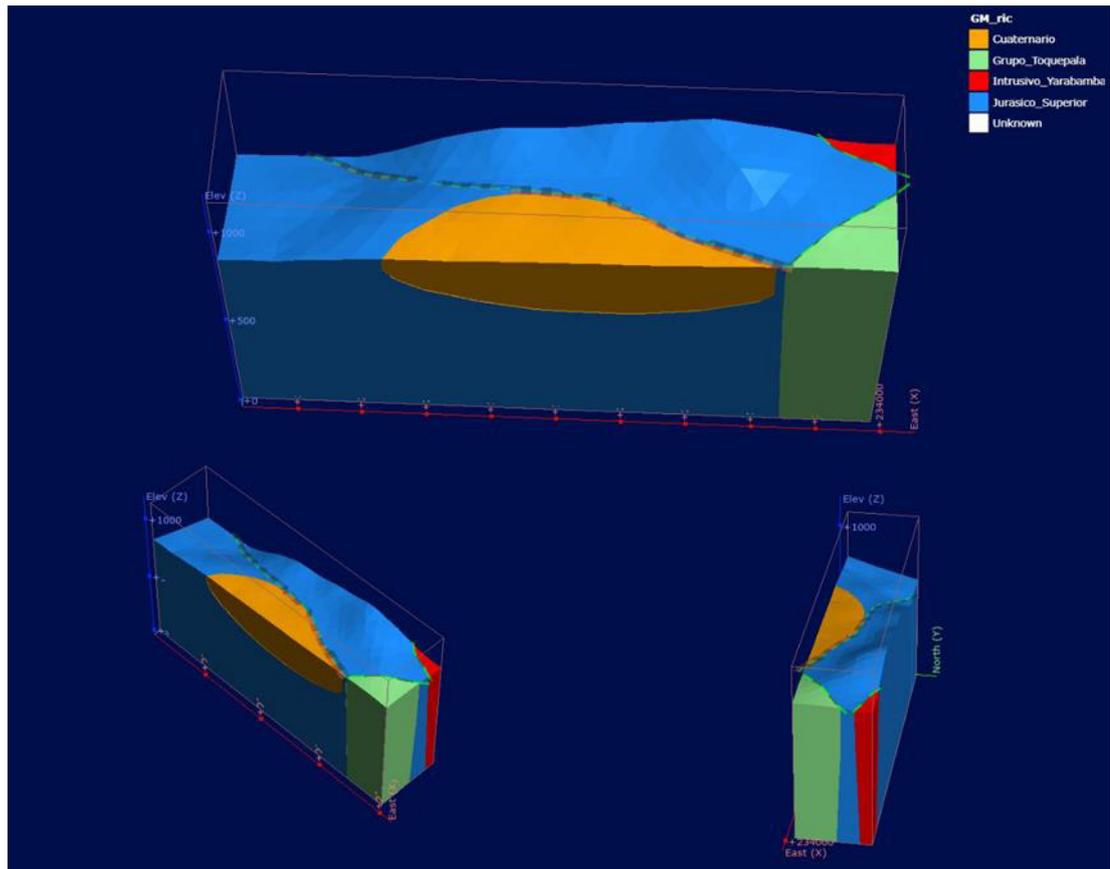


Figura 20. Modelo geológico obtenido en el área de estudio, usando Leapfrog Geo 6.0. (Pelaez, 2021)

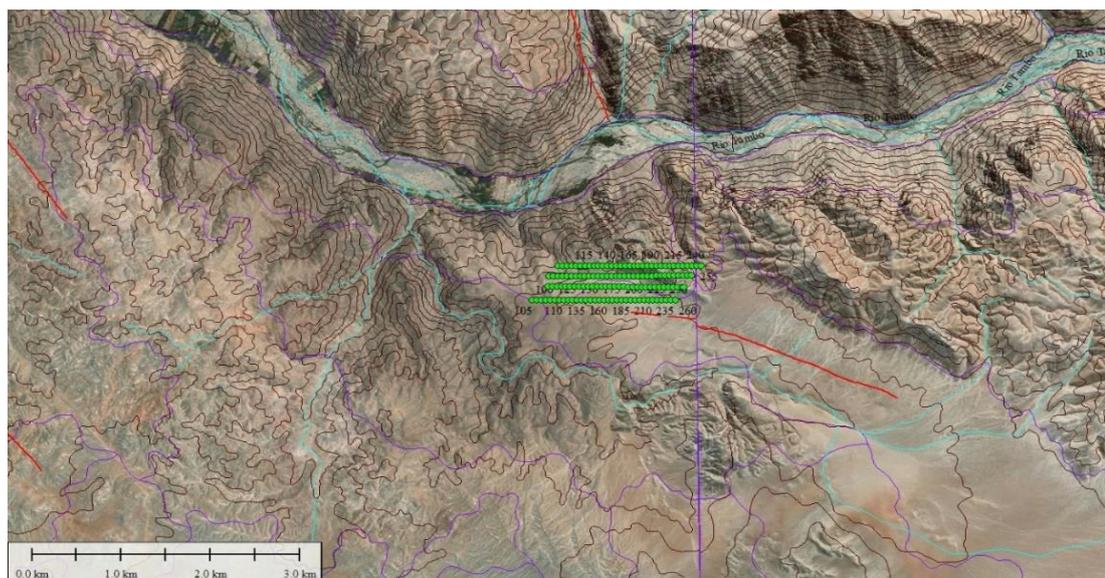


Figura 21. Mapa de ubicación de la zona de estudio. (Pelaez, 2021)

2.4 Marco conceptual

2.4.1 Amplitud

Se considera una medida de la variación de desplazamiento máximo y que expresa una distancia entre un punto el más alejado y el punto de equilibrio o punto medio de una función de onda.

2.4.2 Anomalía geofísica

Expresa los valores anómalos comparados con una referencia o fondo local o regional.

2.4.3 Cargabilidad espectral (SIP)

La polarización inducida espectral (SIP), también llamada resistividad compleja, es un método de espectroscopia de impedancia para determinar las características de polarización de suelos y rocas. El principio del método se basa en el cambio de la conductividad electroquímica y electrónica provocado por variaciones en la movilidad de los iones en el electrolito en los espacios porosos de las rocas y en el suelo (Attwa & Günther , 2012).

2.4.4 Conductividad eléctrica

Capacidad de un material para soportar el flujo de una corriente eléctrica. En materiales isotrópicos lineales, la conductividad es la relación entre la densidad de corriente eléctrica y el campo eléctrico generado.

2.4.5 Dipolo

Conjunto de dos polos magnéticos o eléctricos de signos opuestos y cercanos entre sí.

2.4.6 Frecuencia

Se expresa como una medida del número de veces que un fenómeno se repite por una unidad de tiempo. Su unidad es en Hertzios (Hz).

2.4.7 Fase

Se expresa como una medida de la diferencia de tiempo entre dos ondas senoidales comparadas. Es una diferencia verdadera de tiempo, pero se mide en términos de ángulo, en grados o radianes.

2.4.8 Ley de Ohm

Mediante esta ley se muestra la relación que existe entre el voltaje y la intensidad de corriente aplicada a un medio que se conoce como resistencia, esta relación se expresa como $R= V/I$ y sus unidades son en ohmios.

2.4.9 Numero de onda

El número de onda se conoce como la cantidad de veces que una onda vibra en una unidad de distancia. Su unidad se expresa en ciclos por metro o su recíproco, m^{-1} .

2.4.10 Permitividad eléctrica

Es también conocida como constante dieléctrica, se considera como un parámetro físico que expresa como un material es afectado por la presencia de un campo eléctrico.

2.4.11 Polarización

Un método de exploración que implica la medición del lento decaimiento del voltaje en el suelo después del cese de un impulso de excitación de corriente (método del dominio del tiempo).

2.4.12 Polarización inducida espectral

La polarización inducida espectral es un método geo eléctrico basado en la medición de la impedancia compleja del subsuelo. Las mediciones se realizan típicamente con corrientes alternas y con frecuencias en el rango desde 1 mili Hz a pocos KHz para conocer la variación de la resistividad y de la fase con la frecuencia.

2.4.13 Polarizabilidad

Se define como la tendencia relativa que ofrece una distribución de cargas frente a un campo eléctrico externo, la presencia de un ion o un dipolo eléctrico.

2.4.14 Potencia

Se define como la cantidad de trabajo (w) efectuado en una unidad de tiempo (t).

$$\text{Potencia} = \frac{w}{t} \quad (\text{Ec. 72})$$

2.4.15 Resistividad eléctrica

La resistividad o resistencia específica es una característica propia de los materiales y tiene unidades de ohmios–metro, y nos indica que tanto se opone el material al paso de la corriente eléctrica.

$$\text{Resistividad} = \rho \frac{l}{t} \quad (\text{Ec. 73})$$

2.4.16 Resistividad compleja

Se define como una resistividad aparente que contiene una parte real y una parte imaginaria.

CAPÍTULO III. MARCO METODOLÓGICO

3.1 Generalidades

La metodología que se utilizó en el presente trabajo de investigación correspondió inicialmente a un diagnóstico sustentado en los datos registrados en campo, luego se identificó las necesidades que se presentan durante un estudio de polarización inducida y se determinó cuáles eran sus limitaciones, para finalmente plantear una solución que permita identificar las variables independientes y dependientes.

Con los resultados obtenidos se logró presentar una nueva interpretación que muestra una respuesta complementaria adicional a los datos iniciales y estos hallazgos pueden ser implementados en los futuros estudios de geofísica para obtener una mejor caracterización de las nuevas zonas de estudio.

La metodología aplicada en el presente trabajo estuvo compuesta por las siguientes fases:

- Concepción de la idea,
- Descripción del problema,
- Marco teórico,
- Alcance de la investigación,
- Definición y formulación de las hipótesis,
- Diseño de la investigación,
- Selección de muestras,
- Recolección de datos,
- Análisis de los datos
- Resultados finales
- Reporte de investigación

Además, mediante las técnicas de investigación se elaboró un plan de trabajo que permitió confirmar si los resultados obtenidos permiten responder a la pregunta planteada en la hipótesis general.

En este contexto, las técnicas de investigación utilizados fueron las siguientes:

- Diseño preliminar del estudio
- Pruebas preliminares
- Registro en campo
- Control de calidad
- Procesamiento de datos
- Interpretación de los datos
- Aplicación de los nuevos algoritmos a los datos registrados
- Comparación de los resultados
- Interpretación
- Conclusiones y recomendaciones.

3.2 Tipo y diseño de la investigación

Este tipo de diseño corresponde a un estudio no experimental, el cual se define como aquel método en donde no se manipulan las variables, solo se observan naturalmente para luego describirlas. En otras palabras, se interpreta la realidad de una situación ya existente no provocada.

Los diseños no experimentales, se clasifican en transversales y longitudinales. El primero tiene lugar cuando se recolectan los datos en un solo momento y los longitudinales son aquellos estudios en los que se recolectan datos en 2 o más momentos. El presente estudio se encuadra en la investigación transversal, dado que se describen las variables y se analiza su relación en ese momento.

En el diseño no experimental transversal, se definen hasta 3 tipos de variables:

- Exploratorias
- Descriptivas
- Correlacionales

En este caso la variable es de tipo descriptivo porque el propósito es indagar la incidencia y valores cuando se manifiesta una variable, es decir se proporciona una descripción. Además, es correlacional porque su propósito es describir las relaciones entre dos o más variables, pero que presentan un sentido de causalidad.

3.3 Matriz de consistencia

	Problema	Objetivos	Hipótesis
General	¿Qué relación existe entre la cargabilidad en el dominio del tiempo y su respuesta espectral en un estudio de Polarización Inducida realizado en el sector de Checa Alta, Valle de Tambo, Arequipa?	Determinar la relación entre la cargabilidad en el dominio del tiempo y su respuesta espectral en un estudio de Polarización Inducida realizado en el sector de Checa Alta, Valle de Tambo, Arequipa.	¿Existe una fuerte relación entre la cargabilidad en el dominio del tiempo y su respuesta espectral en un estudio de Polarización Inducida realizado en el sector de Checa Alta, Valle de Tambo, Arequipa?
Específicas	1. ¿Qué relación existe entre la cargabilidad y la respuesta espectral de la frecuencia en un estudio de polarización inducida realizado en el sector de checa alta, Valle de Tambo, Arequipa?	1. Determina la relación que existe entre la cargabilidad y la respuesta espectral de la frecuencia en un estudio de polarización inducida realizado en el sector de checa alta, Valle de Tambo, Arequipa.?	1. Existe una relación significativa entre la cargabilidad y la respuesta espectral de la frecuencia en un estudio de polarización inducida realizado en el sector de checa alta, Valle de Tambo, Arequipa.?
	2. ¿Qué relación existe entre la cargabilidad y la respuesta espectral de la Amplitud en un estudio de polarización inducida realizado en el sector de checa alta, Valle de Tambo, Arequipa.?	2. Determinar la relación que existe entre la cargabilidad y la respuesta espectral de la Amplitud en un estudio de polarización inducida realizado en el sector de checa alta, Valle de Tambo, Arequipa.?	2. Existe una relación significativa entre la cargabilidad y la respuesta espectral de la Amplitud en un estudio de polarización inducida realizado en el sector de checa alta, Valle de Tambo, Arequipa.?

	3. ¿Qué relación existe entre la cargabilidad y la respuesta espectral de la Fase en un estudio de polarización inducida realizado en el sector de checa alta, Valle de Tambo, Arequipa.?	3. Determinar la relación que existe entre la cargabilidad y la respuesta espectral de la Fase en un estudio de polarización inducida realizado en el sector de checa alta, Valle de Tambo, Arequipa.?	3. Existe una relación significativa entre la cargabilidad y la respuesta espectral de la Fase en un estudio de polarización inducida realizado en el sector de checa alta, Valle de Tambo, Arequipa.?
--	---	--	--

3.4 Operacionalización de variables

Variables	Definición	Dimensiones	Indicadores	Escala
Independiente: Cargabilidad en el dominio del tiempo	Wait (1959) definió la Cargabilidad como la integral del área bajo la curva de decaimiento del tiempo normalizado por un Voltaje primario, que puede expresarse en milivoltios o en milisegundos.	Cargabilidad varía entre 0.001 a 20	Milivoltios o Milisegundos	Ordinal
Dependiente: Respuesta espectral de un estudio de IP : Frecuencia, Amplitud y Fase	El Espectro de respuesta: frecuencia medida del número de veces que se repite un fenómeno por unidad de tiempo, amplitud es el movimiento ondulatorio de una señal, fase es un estado diferenciado de otro	La Frecuencia varía entre 0.001 a 10 Hertz.	Frecuencia	Ordinal
		Las amplitudes varían entre 0 a 10000 UA.	Amplitud	Ordinal
		La fase varía entre 0 a 500 mili radianes	Radianes	Ordinal

3.5 Variables

3.5.1 Variable independiente

Cargabilidad, “es una de las varias unidades de polarización inducida en el dominio del tiempo. La razón del voltaje de decaimiento inicial o voltaje secundario respecto al voltaje primario” (Sheriff, 2002, p. 51).

La cargabilidad es una propiedad física que está relacionada a la conductividad donde las cargas iónicas contenidas en el agua que se encuentran dentro de una roca porosa comienzan a moverse bajo la influencia de un campo eléctrico y resulta en una corriente eléctrica. A pesar de esto, algunos de los iones ubicados dentro de los poros no se moverán y será el inicio de una acumulación de carga en los límites impermeables. Esta acumulación de cargas iónicas comúnmente es conocida como una polarización inducida y es la responsable de generar momentos de dipolos eléctricos dentro de la roca. Se empleó el concepto de cargabilidad para caracterizar la formación e intensidad de la polarización inducida dentro de una roca, bajo la influencia de un campo eléctrico (Kang, 2018).

3.5.2 Variable dependiente

Espectro de amplitud: Se considera como una medida que tiene un carácter oscilatorio cuya variación máxima se expresa como un desplazamiento y que varía en el tiempo. Las unidades se dan en unidades de amplificación.

Espectro de fase: Se considera como una diferencia de tiempo entre dos ondulaciones. Se miden en valores angulares o radianes.

Espectro de frecuencia: Se considera como una medida de repetición de un fenómeno que varían en una unidad de tiempo. Se expresa en términos de Hertzios.

3.6 Hipótesis

La hipótesis es una suposición, que considerando los datos registrados sirven de base para realizar una investigación o argumentación.

3.6.1 Hipótesis general

La variable cargabilidad en el dominio del tiempo tiene una relación directa con la respuesta espectral en un estudio de Polarización Inducida realizado en el sector de Checa Alta, Valle de Tambo, Arequipa.

3.6.2 Hipótesis específicas

- La variable cargabilidad tiene una relación directa con la respuesta espectral de la frecuencia en un estudio de polarización inducida realizado en el sector de Checa Alta, Valle de Tambo, Arequipa.
- La variable cargabilidad tiene una relación directa con la respuesta espectral de la Amplitud en un estudio de polarización inducida realizado en el sector de Checa Alta, Valle de Tambo, Arequipa.
- La variable cargabilidad tiene una relación directa con la respuesta espectral de la fase en un estudio de polarización inducida realizado en el sector de Checa Alta, Valle de Tambo, Arequipa.
- La hipótesis general y específicas del presente estudio, están orientadas a encontrar una relación entre el valor de la cargabilidad y su valor en el dominio espectral, en este caso un valor de las variables de amplitud, fase y frecuencia.

3.7 Unidad de análisis

La unidad de medida es la que se registró en campo, que corresponde a la cargabilidad, mientras que la unidad de análisis resulta de la extracción de los valores de cargabilidad mediante la transformada de Fourier y que corresponden a tres unidades de análisis: la amplitud, la fase y la frecuencia.

3.8 Población y muestra

La población es el conjunto de mediciones cuyo interés corresponde al investigador, Arias (2012) “es un conjunto finito o infinito de elementos con características comunes para los cuales serán extensivas las conclusiones de la investigación. Ésta queda delimitada por el problema y por los objetivos del estudio” (p. 81).

3.8.1 Población

La población del presente estudio de investigación corresponde al área de cobertura total de 828,400 metros cuadrados, en donde se ha distribuido los valores de cargabilidad en cuatro (4) áreas espaciales que se extienden en profundidad. Esta medición corresponde a un resultado obtenido a través de cuatro (4) áreas paralelas que tienen una dirección de oeste a este y un (1) área de muestra de 207,100 metros cuadrados. Con esta disposición se ha podido obtener información hasta una profundidad de 400 metros. En el Cuadro 1, se muestra los cálculos de áreas aplicadas en el estudio:

Cuadro 1. Cálculos de valores de población y muestra

Áreas	Estación	Intervalo Dipolos	Longitud Lineal (m)	Ancho (m)	Área m ²	Suma de áreas m ²
1ra área	38	50	1900	109	207 100	207 100
2da área	38	50	1900	109	207 100	414 200
3ra área	38	50	1900	109	207 100	621 300
4ta área	38	50	1900	109	207 100	828 400

La población expresada en kilómetros será de 1.9 km x 0.436 km =

0.8284 km².

3.8.2 Muestra

Por definición, una muestra es un subconjunto de la población. Para Arias (2012) “la muestra es un subconjunto representativo y finito que se extrae de la población accesible” (p. 83).

En el presente estudio, la muestra correspondió a un área de 207,100 metros cuadrados que es considerada una sección representativa de la población y que también está referida a la variable cargabilidad. Esto se basa en el estudio geofísico realizado en donde se hace un muestreo espacial a intervalos regulares a lo largo de las líneas o áreas paralelas que son constantes y en donde también se ha generado una cuadrícula con dirección X-Y estableciendo una numeración a lo largo de la misma. La distribución del muestreo empleado determina la resolución del estudio, así como el tiempo de ejecución de esta.

En este mismo sentido, los levantamientos geofísicos para una zona de interés principal deben planearse con anticipación con la finalidad de realizar estimados de costos y los tiempos de registro así como para optimizar los parámetros que se utilizarán en el registro. Otro aspecto importante a considerar correspondió a las principales características geológicas, como son las fallas o canales, que pueden influir en la dirección de las líneas de recepción y de fuente.

Finalmente, la metodología de lectura o toma de datos que correspondió al muestreo estuvo constituida por 4 electrodos que tiene una configuración Polo-Dipolo. El tamaño de la muestra fue aproximadamente 3600 lecturas con los diferentes dipolos a diferentes profundidades, para un total de 14400 lecturas en las cuatro líneas registradas.

3.8.3 Muestreo

En el presente estudio se realizaron dos tipos de muestreo:

- Muestreo espacial: es la parte del proceso cuyo fin es digitalizar una imagen o un área de interés. Se realizó este muestreo en la distribución de las líneas de campo para la toma de los datos de IP. En este sentido, Porras (2014) establece que “otro objetivo de estudio puede ser la caracterización del muestreo espacial de dependencia en un área, de modo que la ubicación de las muestras deberá ser tal que se obtengan estimaciones confiables de similitud en cada rango de distancias” (p. 7).
- Muestreo en el tiempo: el cual se utiliza para señales que tienen un carácter temporal y son de naturaleza continua. Este tipo de muestreo se utilizó a través del equipo de registro y en el momento de toma de datos de la curva de decaimiento a través de las 20 ventanas de registro.

3.9 Pruebas y equipos para registro de datos

Los equipos utilizados para el registro fueron calibrados y se corrieron las pruebas de inicio antes del registro de campo, seguidamente se muestran las pruebas realizadas y las características de los equipos.

3.9.1 Pruebas realizadas

Las pruebas realizadas fueron las siguientes: pruebas de continuidad de los cables, pruebas de transmisión de polarización inducida utilizando varios voltajes y variando el selector de voltaje. Se verificó los voltajes de salida y los valores de las amplitudes de salida del transmisor de corriente para verificar su estabilidad. También se verificó que el receptor estaba cumpliendo con las especificaciones según las especificaciones técnicas de los expertos. Se realizó un chequeo técnico y especializado empleando los dos instrumentos, el receptor y un transmisor para verificar su funcionamiento en campo. Esto permitió recoger información necesaria para posteriormente analizar la cargabilidad del dominio de tiempo en este estudio de polarización inducida que es materia de este trabajo de investigación.

3.9.2 Instrumentos

3.9.2.1 Receptor.

Es un instrumento digital marca DGG de 32 canales, que permite una visualización directa de la resistividad aparente y el efecto de la polarización inducida IP en la forma de cargabilidad total, según la longitud del impulso de 0.5, 1, 2, 4, 8 y 16 segundos.

El Receptor IP de GDD es una nueva unidad compacta, de bajo consumo diseñado para mediciones de resistividad y de cargabilidad, que cuenta con altas capacidades que permiten que funcione en todas las condiciones de campo. Se puede configurar en varios polos o recepción de múltiples dipolos. El receptor utiliza un PC portátil PDA para procesar la adquisición de datos. Una pantalla VGA permite el monitoreo de los resultados en directo en el campo. El sistema operativo es Windows Mobile® 6.1 clásico y el software se puede actualizar fácilmente a través de Internet.



Figura 22. Equipo receptor GEODE de 32 canales. (Pelaez, 2021)

Características:

- Polos de recepción / dipolos: 8 polos / dipolos, ampliables a 32 canales, para arreglos dipolo- dipolo, polo -dipolo o polo - polo.

- Ventanas programables: El equipo GRx8 - 32 canales ofrece veinte ventanas totalmente programables para una mayor flexibilidad en la definición de la curva de caída IP.
- Modos disponibles de muestreo para el usuario: aritmético, logarítmico, semilogarítmico, Cole-Cole y definido por el usuario.
- Pantalla IP: Valores de cargabilidad, resistividad y curvas de caída IP donde se pueden visualizar en tiempo real gracias a la pantalla QVGA. Antes de la adquisición de datos, el GRx8 - 32 se puede utilizar como una pantalla gráfica de canal para monitorizar el nivel de ruido y el control de la forma de onda de tensión primaria a través de un proceso de visualización continua.
- Memoria interna: Capacidad de almacenar hasta 64,000 lecturas de 8 polos / dipolos, memoria ampliable hasta 512,000 lecturas sobre el PDA modelo. Cada lectura incluye todo el conjunto de parámetros que caracterizan las mediciones. Los datos se almacenan en la memoria de tipo USB que no requiere ninguna batería de litio de salvaguardia.

3.9.2.2 Transmisor.

El transmisor consta de un módulo principal y cables de conexión, las características técnicas son las siguientes:

- Potencia: 5000W. Módulo de control digital micro controlado.
- Corriente máxima: 10Amp.
- Dominio de Tiempo: 1, 2, 4 y 8 segundos.
- Frecuencias de salida de acuerdo con periodo: 0.25, 0.125, 0.0625, 0.03125 Hertz.

- Voltajes de salida: 200, 300, 500, 700, 1000, 1500, 2000, 2500 y 3000 Voltios.
- Resolución Amperios: 10mA.
- Peso: 80Kg aprox.
- Voltaje de entrada: 220Vac trifásico (usar MGE-10KW)
- Frecuencia 60 Hertz del generador eléctrico.



Figura 23. Equipo transmisor TIP5KW. (Pelaez, 2021)

A continuación, se aprecia la Figura 24, en la cual se muestra la ubicación de las líneas y los intervalos de estaciones. Por lo general, un intervalo de muestreo espacial pequeño dio como resultado más lecturas y una mayor recopilación de datos. Por lo tanto, el subsuelo se podrá reconstruir mejor tanto en superficie como en profundidad.

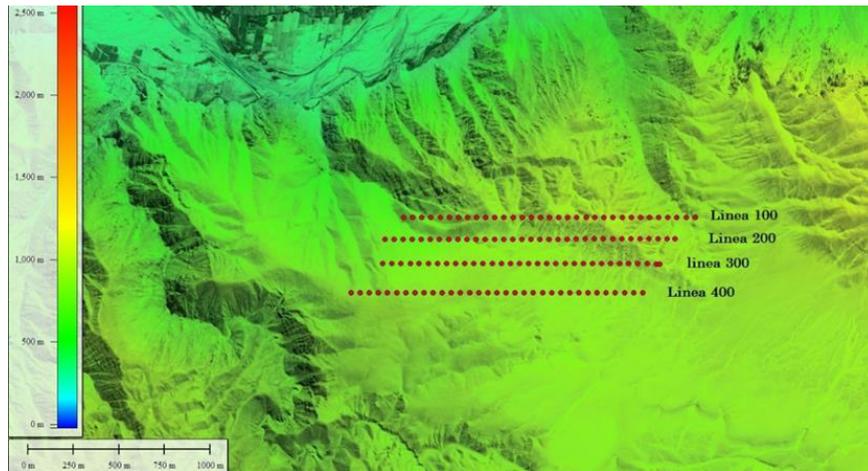


Figura 24. Ubicación de líneas receptoras en campo. (Pelaez, 2021)

3.10 Análisis y procesamiento de datos

Las variables cuantitativas son aquellas que adoptan valores numéricos, es decir cifras y que se pueden identificar como una unidad experimental. Para el presente estudio, la unidad experimental fue la cargabilidad, además, como producto del proceso de transformación, también se obtuvo un conjunto de unidades experimentales, tales como la frecuencia, la amplitud y la fase.

Desde el punto de vista estadístico la distribución de frecuencias es la agrupación de datos por categorías mutuamente excluyentes que indican el número en cada categoría. La Figura 25 muestra una distribución sesgada a la derecha de la cargabilidad en donde se observa que no hay valores de cargabilidad extraordinariamente altos.

DISTRIBUCION DE LAS CARGABILIDADES



Figura 25. Distribución de frecuencia de los datos de cargabilidad.
(Pelaez, 2021)

La Figura 26, muestra una distribución de frecuencias con los datos de amplitud en donde se observa que se tiene una distribución regular para los datos de amplitud bajos que varían de 1 K hasta 40 K y una dispersión de amplitud para los datos altos mayores a 40K.

DISTRIBUCION DE LAS AMPLITUDES

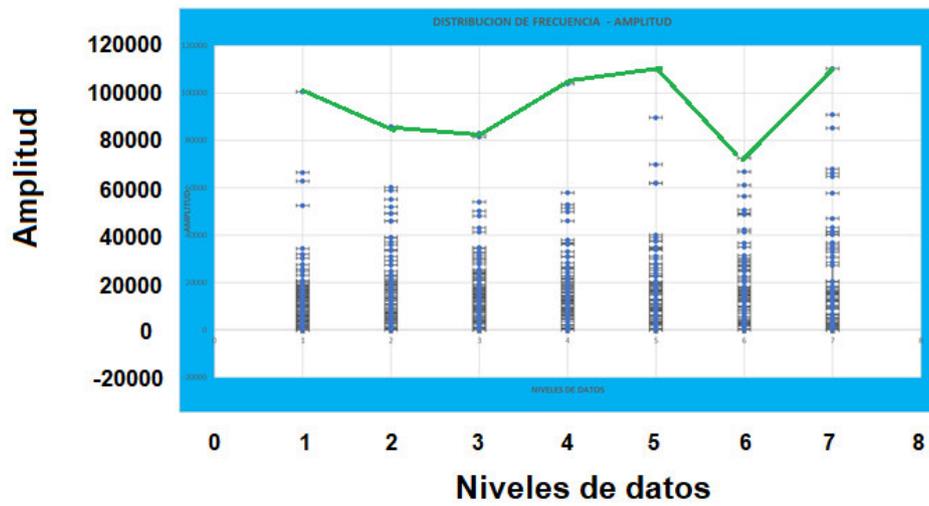


Figura 26. Distribución de frecuencia de los datos de amplitud.
(Pelaez, 2021)

La Figura 27 muestra una distribución de frecuencias para los datos de fase dentro de 2 rangos, el primero entre 0 y 200 mili radianes. El segundo entre 490 y 600 mili radianes. Esto corresponde a dos tipos de datos superficiales y de profundidad donde hay regularidad en cada una de las fases.

DISTRIBUCION DE LAS FASES



Figura 27. Distribución de frecuencia de los datos de fase. (Pelaez, 2021)

3.10.1 Reconstrucción de la curva de decaimiento

“Se define a la señal como una magnitud física que varía con el tiempo, el espacio o cualquier otra variable u otras variables independientes. Matemáticamente se puede describir una señal como una función de una o varias variables independientes” (Proakis & Manolakis, 2007, p. 2).

En este trabajo de investigación, la señal corresponde a la curva de decaimiento registrada en campo y que pertenece a cada punto en superficie y en profundidad; que ha sido registrada por dos dipolos distribuidos a lo largo de cada línea. En la Figura 28 se muestra en el eje de las “x” la variable en el tiempo expresada en milisegundos y en el eje “y” la variable en milivoltios.

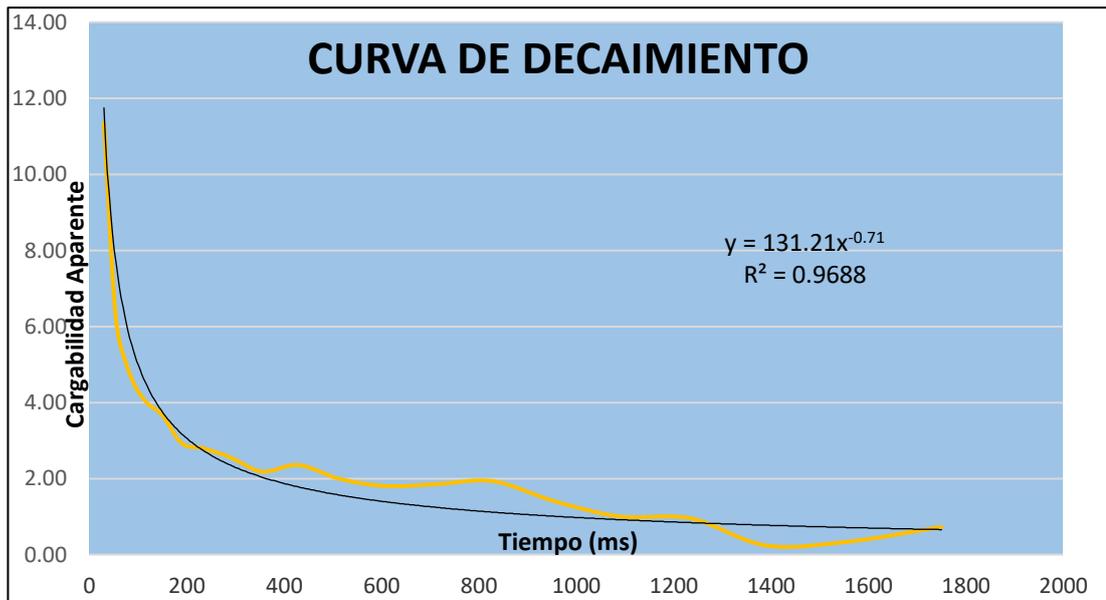


Figura 28. Curva de decaimiento obtenida en campo en milisegundos y milivoltios. (Pelaez, 2021)

El muestreo temporal se realizó instrumentalmente utilizando un muestreo denominado Cole-Cole, en el cual se definieron 20 ventanas, una longitud de registro de 2000 milisegundos, un tiempo de retraso de 20 milisegundos y en donde los anchos de las 20 ventanas fueron variables. A continuación, en la Figura 29 se muestra la distribución de las ventanas y en la Figura 30 se muestra la distribución de los anchos de las ventanas en las posiciones intermedias del tiempo de registro.

TIPO DE VENTANA DE MUESTREO COLE - GDD				
SLICE	Duration(msec)	Start (msec)	End (msec)	Mid-Point (msec)
Td	20	0	20	0
T1	20	20	40	30
T2	30	40	70	55
T3	30	70	100	85
T4	30	100	130	115
T5	40	130	170	150
T6	40	170	210	190
T7	50	210	260	235
T8	60	260	320	290
T9	70	320	390	355
T10	80	390	470	430
T11	90	470	560	515
T12	100	560	660	610
T13	110	660	770	715
T14	120	770	890	830
T15	130	890	1020	955
T16	140	1020	1160	1090
T17	150	1160	1310	1235
T18	160	1310	1470	1390
T19	180	1470	1650	1560
T20	200	1650	1850	1750
Total Tp	1850			

Figura 29. Tipo de ventana de muestreo COLE. (Pelaez, 2021)

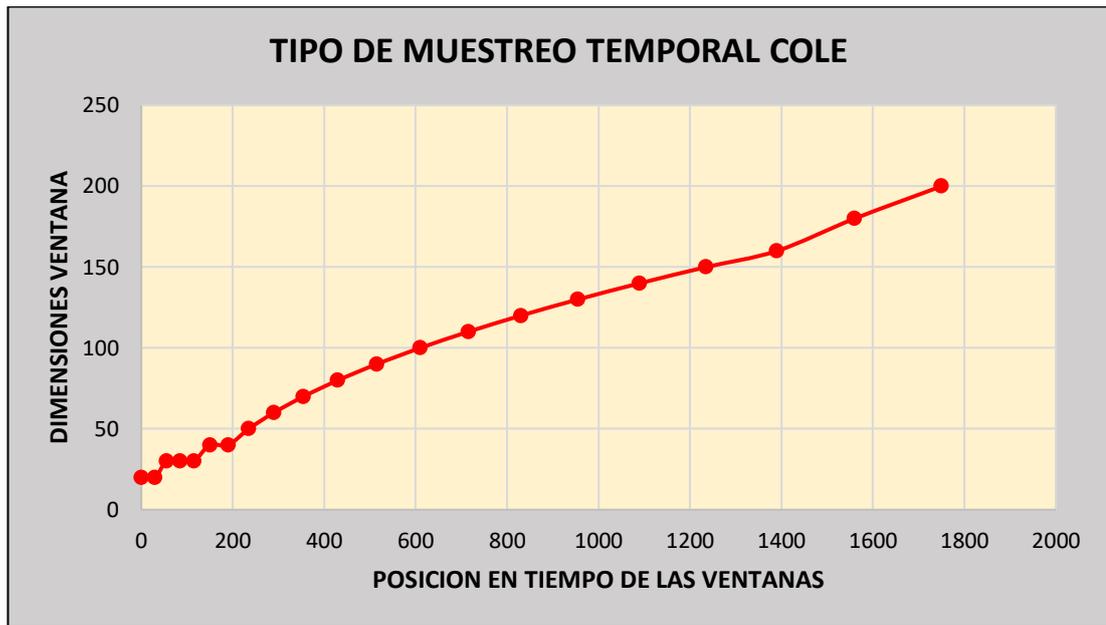


Figura 30. Posición y dimensiones de las ventanas de muestreo. (Pelaez, 2021)

3.10.2 Modelo matemático

Un Modelo matemático se considera una representación de carácter simplificado que se expresa a través de ecuaciones, funciones o algunas fórmulas matemáticas de algún fenómeno que relaciona una o más variables.

Así se puede definir lo siguiente:

$$\text{Variable Depend.} = f(\langle \text{Variables indep.} | \text{parametros} | \text{funciones fuerza} \rangle)$$

Una variable se considera una característica que refleja un determinado comportamiento de un sistema, ella puede ser independiente o dependiente. La variable independiente es la que cambia y es la que controla los efectos en la dependiente.

3.10.3 Determinación del modelo

Los datos registrados en las 20 ventanas en el dominio del tiempo se transformaron a logaritmos en base 10 para la determinación del modelo exponencial, seguidamente se utilizó la metodología por mínimos cuadrados

para obtener los coeficientes a_0 y a_1 y determinar la función exponencial que expresa el comportamiento de la curva de decaimiento en cada punto a lo largo de cada perfil.

La siguiente función genera una línea recta y mediante ella se determina los coeficientes a_0 y a_1 :

$$y = a_0 + a_1 x + e \quad (\text{Ec. 74})$$

Los coeficientes a_0 y a_1 representan la intersección con el eje “y” y la pendiente. El valor e expresa el error, o la diferencia entre el modelo y los datos observados. Reordenamos la ecuación como:

$$e = y - a_0 - a_1 x \quad (\text{Ec. 75})$$

El error es considerado como la discrepancia entre un valor verdadero y un valor aproximado. Un mejor ajuste consiste en minimizar la suma de estos errores residuales en los datos.

$$\sum_{i=1}^n e_i = \sum_{i=1}^n (y_i - a_0 - a_1 x_i) \quad (\text{Ec. 76})$$

Donde n = número total de puntos. A continuación se expresa la forma como se minimiza la suma de los cuadrados en los residuos entre los datos.

$$s_r = \sum_{i=1}^n e_i^2 = \sum_{i=1}^n (y_{i,medida} - y_{i,modelo})^2 = \sum_{i=1}^n (y_i - a_0 - a_1 x_i)^2 \quad (\text{Ec. 77})$$

Al utilizar este criterio se obtiene varias ventajas como por ejemplo obtener una línea única para la cantidad de datos registrados.

Luego se obtienen los valores de a_0 y a_1 , seguidamente se deriva con respecto a cada uno de los coeficientes.

$$\frac{\partial s_r}{\partial a_0} = -2 \sum (y_1 - a_0 - a_1 x_i) \quad (\text{Ec. 78})$$

$$\frac{\partial s_r}{\partial a_1} = -2 \sum [(y_1 - a_0 - a_1 x_i) x_i] \quad (\text{Ec. 79})$$

Donde todas las sumas varían de $i=1$ a n . Luego se igualan estas derivadas a cero, el resultado será un S , mínimo. Las ecuaciones se expresan como:

$$0 = \sum y_i - \sum a_0 - \sum a_1 x_i \quad (\text{Ec. 80})$$

$$0 = \sum y_i x_i - \sum a_0 x_i - \sum a_1 x_i^2 \quad (\text{Ec. 81})$$

Ahora se observa que $\sum a_0 = n a_0$, expresando en las ecuaciones como un conjunto de dos ecuaciones lineales simultaneas, con dos incógnitas (a_0 y a_1).

$$n a_0 + (\sum x_i) a_1 = \sum y_i \quad (\text{Ec. 82})$$

$$(\sum x_i) a_0 + (\sum x_i^2) a_1 = \sum x_i y_i \quad (\text{Ec. 83})$$

Estas ecuaciones son normales y se resolverán en forma simultánea.

$$a_1 = \frac{n \sum x_i y_i - \sum x_i \sum y_i}{n \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2} \quad (\text{Ec. 84})$$

$$a_0 = \frac{\sum y_i - (\sum x_i) a_1}{n} \quad (\text{Ec. 85})$$

Una vez obtenidos los valores de los coeficientes a_1 , se aplicó el inverso del logaritmo en base 10 al valor de a_2 , lo que permitió obtener los dos coeficientes que representan la función exponencial final que es la que representa la curva de decaimiento.

x1	y1	x' = log x	y' = log y	x'y'	x'^2
30	10.90	1.48	1.04	1.53	2.18
55	6.29	1.74	0.80	1.39	3.03
85	4.91	1.93	0.69	1.33	3.72
115	4.27	2.06	0.63	1.30	4.25
150	3.74	2.18	0.57	1.25	4.74
190	3.28	2.28	0.52	1.18	5.19
235	3.03	2.37	0.48	1.14	5.62
290	2.67	2.46	0.43	1.05	6.06
355	2.42	2.55	0.38	0.98	6.50
430	2.14	2.63	0.33	0.87	6.94
515	1.95	2.71	0.29	0.79	7.35
610	1.85	2.79	0.27	0.74	7.76
715	1.60	2.85	0.20	0.58	8.15
830	1.40	2.92	0.15	0.42	8.52
955	1.22	2.98	0.09	0.26	8.88
1090	1.06	3.04	0.03	0.08	9.23
1235	0.95	3.09	-0.02	-0.06	9.56
1390	0.86	3.14	-0.07	-0.21	9.88
1560	0.82	3.19	-0.09	-0.28	10.20
1750	0.67	3.24	-0.17	-0.56	10.52
		51.64	6.54	13.78	138.27

Figura 31. Valores de curva decaimiento. (Pelaez, 2021)



Figura 32. Curva de decaimiento. (Pelaez, 2021)

$$Y = 89.183 X^{-0.629} \quad (\text{Ec. 86})$$

$$R^2 = 0.9845 \quad (\text{Ec. 87})$$

La ecuación 86, corresponde a la ecuación de potencias, mientras que la ecuación 87 corresponde al coeficiente de correlación o de Pearson que presenta un valor de 0.9845, es decir, es próximo a 1. Este valor expresa la relación entre las dos variables y cuyo valor es próximo a 1. Mientras este valor esté más cerca de 1 habrá una mayor similitud entre las dos ecuaciones. En la mayoría de las comparaciones de los datos de las curvas este valor ha sido muy próximo a 1.

Se consideran las siguientes condiciones de contorno antes de realizar una regresión polinomial y lineal múltiple. Además se deben de cumplir lo siguiente antes de aplicar los mínimos cuadrados.

- El valor de x debe ser fijo, no debe ser aleatorio y no debe presentar error.
- Cada valor es aleatorio, independiente y tienen la misma varianza.
- Para cada valor le corresponde un valor x , además deben presentar una distribución normal.

A la curva de decaimiento se le aplico una linealización para obtener un modelo exponencial, que también lo podemos llamar ecuación de potencias. Este modelo exponencial fue calculado en base al coeficiente de la función y a su respectivo exponente, fue necesario considerar que la relación entre la variable independiente y dependiente tiene un carácter lineal. Al aplicar la regresión lineal los datos registrados se ajustaron y así se obtuvo una función con sus correspondientes coeficientes.

3.10.4 Regresión polinomial

Se utilizó la regresión polinomial con la finalidad de generar un modelo que relacione una función que tienen un carácter no lineal mediante sus variables independientes y dependientes. Se ha utilizado este método porque la función que expresa la caída de potencial muestra un comportamiento curvilíneo.

En conclusión, la regresión polinomial se considera muy similar a la regresión lineal, diferenciándose en el carácter espacial; en este contexto, considerando estos aspectos se aplicó una regresión polinomial a los datos del estudio, para obtener los coeficientes de la función de transferencia.

Para el presente estudio se planteó obtener un polinomio que es de segundo grado.

$$y = a_0 + a_1x_i + a_2x_i^2 + e \quad (\text{Ec. 88})$$

Donde la suma de los cuadrados de los residuos es el siguiente:

$$s_r = \sum_{i=1}^n (y_i - a_0 - a_1x_i - a_2x_i^2)^2 \quad (\text{Ec. 89})$$

Derivando con respecto a cada coeficiente del polinomio obtendremos:

$$\frac{\partial s_r}{\partial a_0} = -2 \sum (y_i - a_0 - a_1x_i - a_2x_i^2) \quad (\text{Ec. 90})$$

$$\frac{\partial s_r}{\partial a_1} = -2 \sum x_i (y_i - a_0 - a_1x_i - a_2x_i^2) \quad (\text{Ec. 91})$$

$$\frac{\partial s_r}{\partial a_2} = -2 \sum x_i^2 (y_i - a_0 - a_1x_i - a_2x_i^2) \quad (\text{Ec. 92})$$

Cada una se iguala a cero y se reordenan para obtener las siguientes ecuaciones.

$$(n)a_0 + (\sum x_i)a_1 + (\sum x_i^2)a_2 = \sum y_i \quad (\text{Ec. 93})$$

$$(\sum x_i)a_0 + (\sum x_i^2)a_1 + (\sum x_i^3)a_2 = \sum x_i y_i \quad (\text{Ec. 94})$$

$$(\sum x_i^2)a_0 + (\sum x_i^3)a_1 + (\sum x_i^4)a_2 = \sum x_i^2 y_i \quad (\text{Ec. 95})$$

Todas las sumas varían desde $i=1$ hasta n . Todas ellas son lineales y poseen tres incógnitas a_0, a_1, a_2 . Finalmente se resuelve como un sistema de tres ecuaciones simultáneas (93, 94 y 95).

El error estándar se formula de la siguiente manera:

$$s_{\frac{y}{x}} = 2 \sqrt{\frac{s_r}{n-(m+1)}} \quad (\text{Ec. 96})$$

3.10.5 Determinación de la función de transferencia

En la teoría de control, el concepto de función de transferencia es una herramienta importantísima que permitirá analizar cómo se comporta un determinado proceso, bien sea industrial, académico o en el tiempo.

En otras palabras, una función de transferencia es una función matemática lineal o no lineal que utiliza los modelos matemáticos para caracterizar la zona de estudio y permite representar el comportamiento dinámico y estacionario de cualquier sistema.

Una vez que se han determinados los coeficientes del polinomio cuadrático a través de la regresión polinomial para cada punto del perfil se pudo definir esta función como la función de transferencia y a esta función se aplicará la transformada de Fourier.

$$y = a_0 + a_1x_i + a_2x_i^2 \quad (\text{Ec. 97})$$

Al aplicar la transformada de Fourier a la función de transferencia, los nuevos datos extraídos de este proceso generarán las nuevas variables de frecuencia vs amplitud y frecuencia vs fase.

3.10.6 Relación de la ecuación exponencial con el tiempo

Adicionalmente a los resultados obtenidos anteriormente, se ha propuesto la siguiente ecuación exponencial relacionándola con el tiempo. La

primera es el valor de la cargabilidad M obtenida por integración de la curva de decaimiento y la segunda ecuación corresponde a la ecuación exponencial expresada en la variable tiempo. Por lo tanto, se propone lo siguiente:

$$TR = b X^a \quad (\text{Ec. 98})$$

Donde TR = tiempo de registro, que es una constante que en este caso es 2000 milisegundos. Expresando el valor de x en valor del tiempo, se obtiene:

$$TR = b t^a \quad (\text{Ec. 99})$$

Aplicando integración en ambos lados de la ecuación:

$$TR = b \int_{t_1}^{t_2} t^a dt \quad (\text{Ec. 100})$$

Esta ecuación expresa la relación entre el tiempo de registro y la ecuación exponencial obtenida mediante el procesamiento de los datos registrados en campo que determina los valores de cargabilidad. Esta nueva relación es la que define la curva de decaimiento expresada en tiempo y a través de ella se puede obtener los tiempos correspondientes a cada punto en profundidad para la caracterización de la zona de estudio.

Mediante esta identidad también se puede obtener los valores expresados en periodo de tiempo. Despejando el tiempo se obtiene:

$$t = 10^{\left(\frac{\text{Log}(2000) + \text{Log}(a + 1) - \text{Log}(b)}{a + 1}\right)}$$

(Ec. 101)

CAPÍTULO IV. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

4.1 Análisis de resultados

4.1.1 Sistema de adquisición de datos

La señal es una variable física que contiene o transporta información, que en el presente estudio corresponde a la variable cargabilidad, que cambia en el tiempo. Las señales que varían en el tiempo se pueden representar mediante una función $y(t)$ del tiempo y pueden ser continuas o discretas (Proakis & Manolakis, 2007, p. 3).

Considerando este sistema como un dispositivo que transforma una señal, por lo tanto se ha procesado y se ha transformado esta señal.

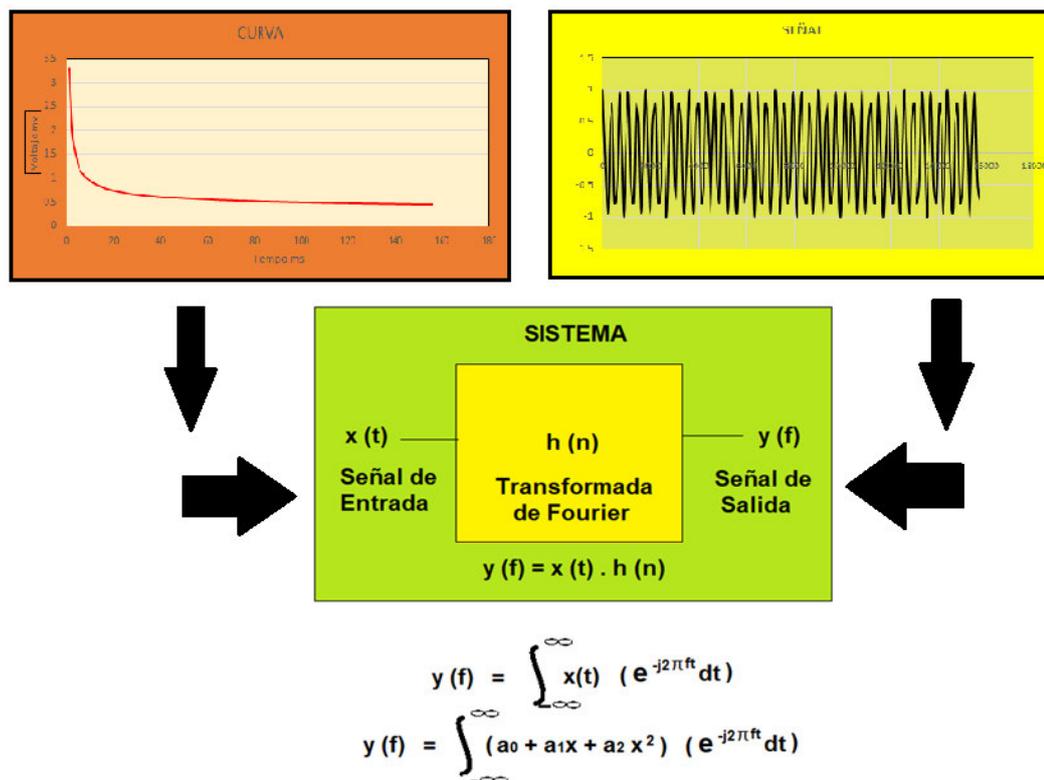


Figura 33. Sistema de aplicación. Transformada de Fourier. (Pelaez, 2021).

En este estudio, se amplió la definición del concepto de sistema para incluir no sólo para dispositivos físicos, sino también para implementarla y aplicarla en un algoritmo que ha realizado el trabajo de transformación de la señal de entrada y se ha obtenido una señal de salida o señal espectral. Este algoritmo se sustenta en la transformada de Fourier y es a través de este medio, donde se efectúan las operaciones matemáticas y se obtiene los resultados finales de este estudio de investigación.

La mayoría de las señales geofísicas que se encuentran en el medio son analógicas, el equipo receptor que se utilizó fue el encargado de realizar la conversión a una señal digital, registrando los datos y grabándolos como un archivo final, por lo tanto se considera que los datos ya fueron procesados en forma digital. En la Figura 34, se muestra el logaritmo de la curva de decaimiento compuesto tomando en consideración los archivos digitales generados en cada punto de registro. Esta señal ya se expresa en valores de logaritmo tomando en consideración la función de transferencia obtenida de la curva de decaimiento.

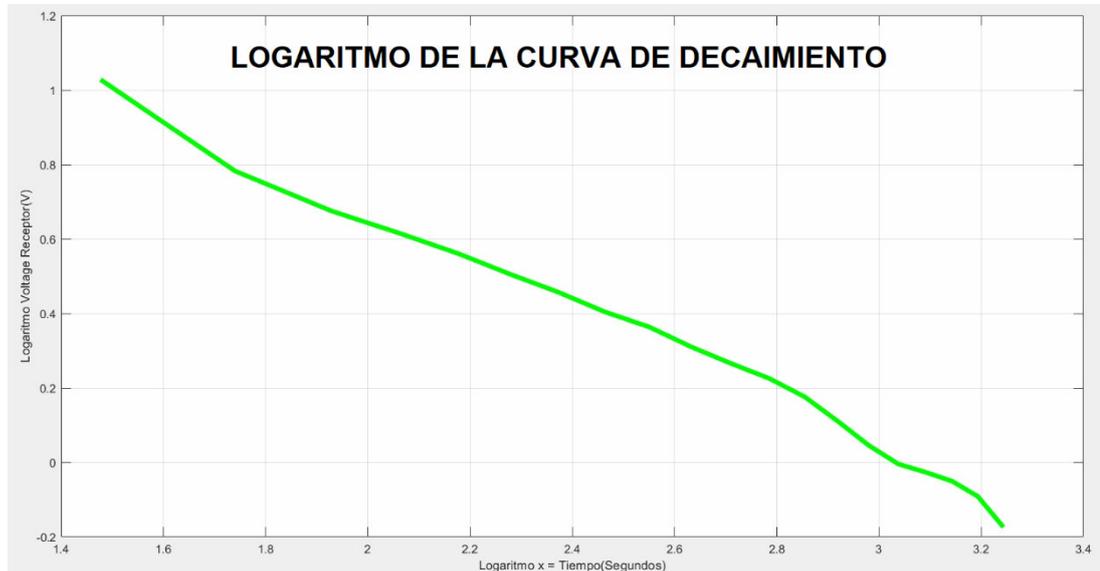


Figura 34. Logaritmo de la curva de decaimiento. (Pelaez, 2021)

4.1.2 Transformada continua de Fourier

Se define como una función continua de Fourier, aquella señal que es analógica y que es generada por un fenómeno electromagnético. Esta señal se representa por una función matemática continua en la que varía su amplitud y periodo en función del tiempo (Medina J. , 2010, p. 18).

Una transformada de Fourier es una operación que convierte funciones del dominio del tiempo a la frecuencia. Esta es la fórmula de la transformada continua que se ha utilizado y define el principio de esta transformada (Medina J. , 2010, p. 18). La transformada de Fourier es un instrumento de gran valor que permite analizar las funciones no periódicas. Complementa a las series de Fourier y permite analizar un sistema donde están involucradas las funciones periódicas. En palabras sencillas las series de Fourier permiten representar una señal periódica en términos de sus componentes sinusoidales, cada componente con una frecuencia en particular. La transformada permite hacer lo mismos pero para funciones no periódicas.

$$X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-j2\pi ft} dt \quad (\text{Ec. 102})$$

T= Tiempo

f=Frecuencia en Hertz

x(t)=Función de Transferencia

$e^{-j2\pi ft} dt$ = Función Kernel

X(f)=Espectro en función de la frecuencia

En el mismo contexto, como hay una transformada directa, también existe una transformada inversa de Fourier que convierte del dominio de la frecuencia al dominio del tiempo, considerando que ambas son consistentes entre sí. (Medina J. , 2010, p. 18).

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} X(f) e^{+j2\pi ft} df \quad (\text{Ec. 103})$$

4.1.3 Transformada de Fourier discreta

Es un tipo de transformada de característica discreta que utiliza la transformada de Fourier para realizar el cambio del dominio de tiempo a la frecuencia, lo que se requiere es que la función de entrada sea una secuencia discreta y que tenga una duración finita, esto es importante para poder utilizar y generar un algoritmo para el procesamiento de datos.

La Transformada Discreta de Fourier, es una herramienta que permite obtener un dato de salida de un sistema en el estacionario cuando un dato de entrada es una senoide o una combinación de éstas. El resultado se muestra como una descomposición de la señal expresada como un rango de frecuencias.

Para la aplicación y transformación de los datos en el presente estudio, se utilizó la transformada de Fourier discreta y esto ha permitido incluirlo en el algoritmo del lenguaje de MATLAB.

$$X(k) = \sum_{n=0}^{N-1} x(n) e^{-\frac{2\pi jkn}{N}} \quad (\text{Ec. 104})$$

N=Número de muestras en x(n)

x(n)= Función de distribución con índice n

X(k)= Espectro en función de la frecuencia discreta con índice k

$e_{-(N)^{-2\pi jkn}}$ = Función Kernel

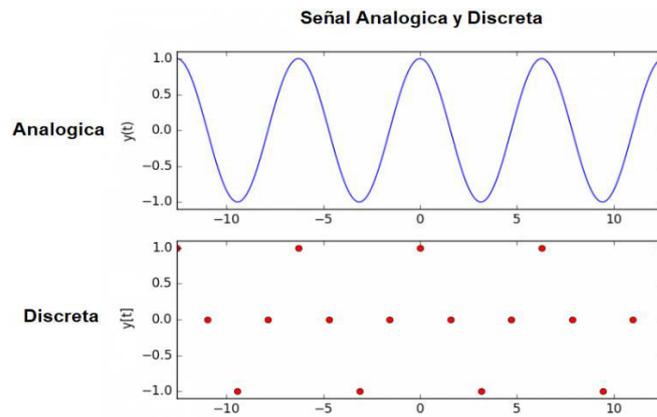


Figura 35. Señal analógica y señal discreta. (Pelaez, 2021)

4.1.4 Contenido espectral de una señal transformada

El contenido espectral de una señal transformada permite observar el contenido de frecuencias, de amplitud y fase. Este proceso se realizó en una computadora utilizando un algoritmo en MATLAB. En la Figura 36 se observa el contenido de frecuencias obtenidas al aplicar la transformada de Fourier.

En esta figura observamos que el contenido de frecuencias varía alrededor de las bajas frecuencias 0.125 y 0.560 Hertz cuyos valores máximos de amplitud llegan hasta los 75 UA. Se observan frecuencias mayores a 1 Hertz que corresponden a un ruido de fondo pero con amplitudes muy bajas.

ESPECTRO FRECUENCIA VS AMPLITUD

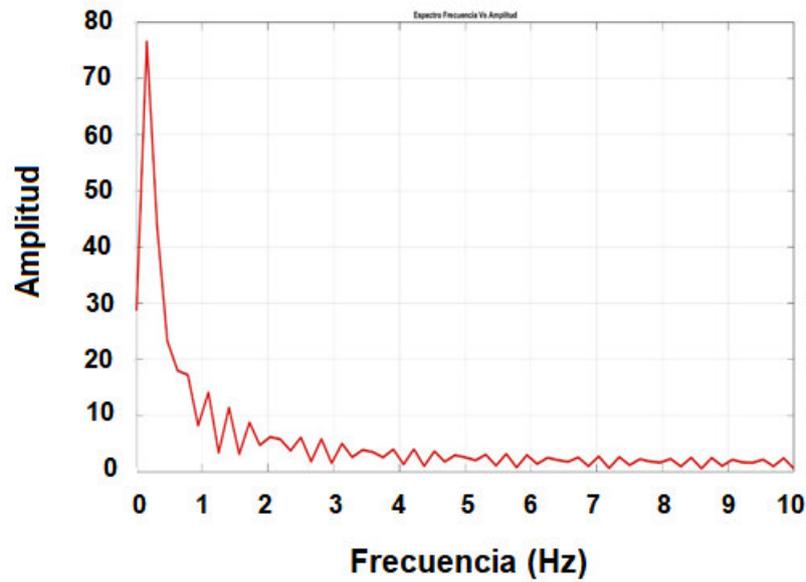


Figura 36. Espectro de Amplitud vs Frecuencia. (Pelaez, 2021)

ESPECTRO FRECUENCIA VS FASE

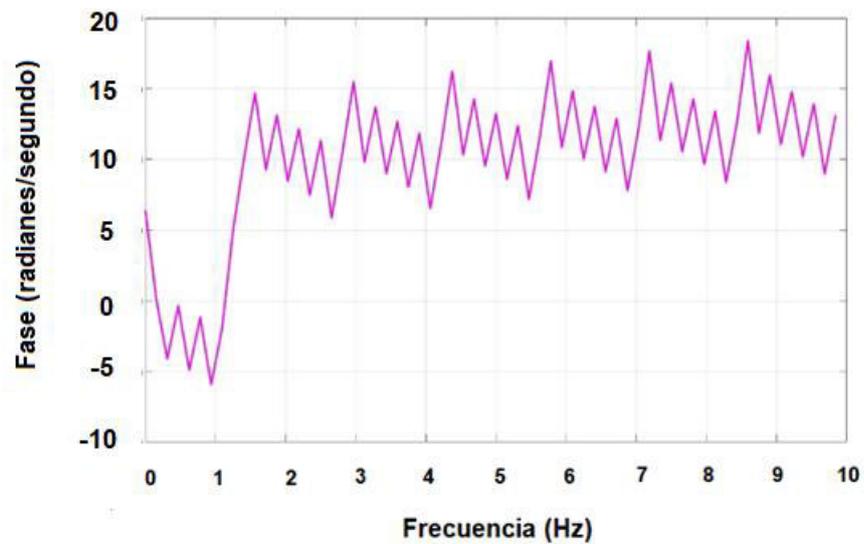


Figura 37. Espectro de Fase vs Frecuencia. (Pelaez, 2021)

En la Figura 37 se muestra un espectro de fase obtenidas al aplicar la transformada de Fourier a una señal. Los valores de fase también se centran en un rango de frecuencias bajas con componentes de fase positivos y negativos. A partir de las frecuencias mayores a 1 Hertz, los valores de fase corresponden a un tipo de ruido de fondo.

El concepto de frecuencia está muy vinculado con un movimiento que es periódico y de carácter oscilatorio y que se puede describir mediante funciones senoidales y cosenoidales. La frecuencia es el inverso del tiempo donde puede ser continuo o discreto.

Matemáticamente se utiliza la siguiente expresión para describir su comportamiento oscilatorio que es continua en el tiempo.

$$X_a(t) = A \cos (\omega_0 t + \varphi) \quad (\text{Ec. 105})$$

$$-\infty < t < +\infty$$

Esta señal queda completamente caracterizada mediante los tres parámetros siguientes:

A, que es la amplitud de la sinusoide

ω_0 , que es la frecuencia en radianes por segundo (rad/s)

φ , que es la fase en radianes.

A menudo se utiliza la frecuencia F medida en ciclos por segundo o Hertz (Hz).

$$\omega_0 = 2\pi F \quad (\text{Ec. 106})$$

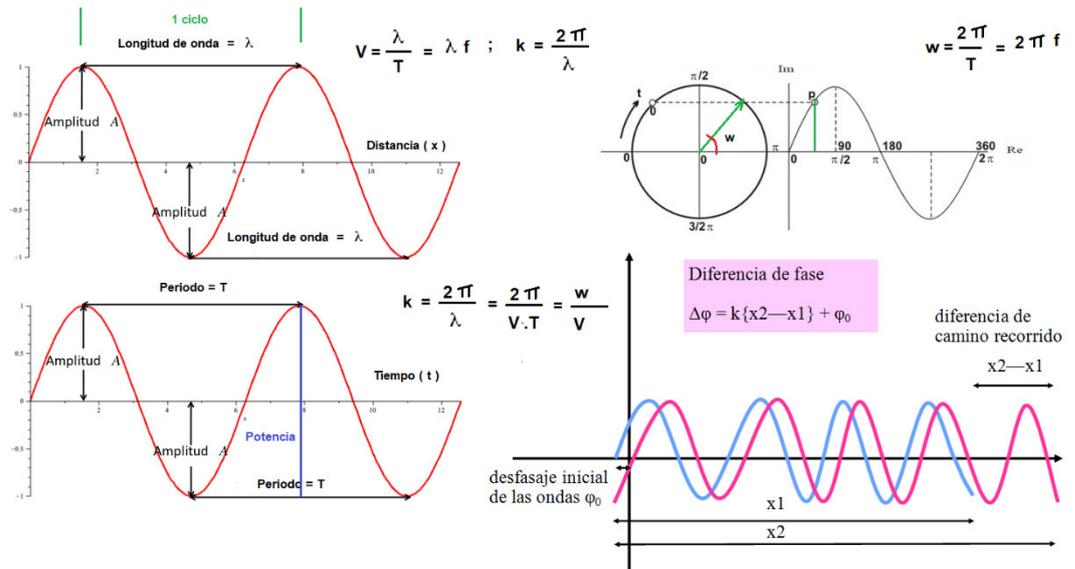


Figura 38. Elementos de una señal armónica. (Pelaez, 2021)

Seguidamente podemos describir en términos de F:

$$X_a(t) = A \cos(2\pi F t + \varphi) \quad (\text{Ec. 107})$$

$$-\infty < t < +\infty$$

Se utiliza ambas expresiones, para representar señales sinusoidales.

Las propiedades de las señales sinusoidales, también conocidas como las condiciones de Dirichlet, son las siguientes:

- Considerando que la frecuencia (F) tiene un valor fijo, $X_a(t)$ expresa el periodo. Se demuestra la siguiente igualdad.

$$X_a(t + T_p) = X_a(t) \quad (\text{Ec. 108})$$

- Donde $T_p = \frac{1}{F}$ expresa el valor del período fundamental.
- Tomando como base las frecuencias expresadas en el tiempo, ellas son diferentes.

- Al incrementar el tiempo, habrá un incremento de la velocidad de la oscilación en la señal, por lo tanto se generarán altas frecuencias.

La relación que se ha descrito para las señales sinusoidales se puede expresar como señales exponenciales complejas de la siguiente manera:

$$x_a(t) = A e^{j(2\pi Ft + \varphi)} \quad (\text{Ec. 109})$$

Esta ecuación también se puede expresar en función de una señal sinusoidal aplicando la identidad de Euler de la siguiente manera:

$$e^{\pm j\varphi} = \text{Cos } \varphi + j \text{ Sen } \varphi \quad (\text{Ec. 110})$$

La frecuencia siempre tendrá un valor positivo y se expresa como un número de ciclos en una unidad de tiempo que contiene una señal periódica. En este sentido, la señal se expresa de la siguiente forma:

$$X_a(t) = A \text{Cos} (w_0 t + \varphi) = \frac{A}{2} e^{j(2\pi Ft + \varphi)} + \frac{A}{2} e^{-j(2\pi Ft + \varphi)} \quad (\text{Ec. 111})$$

4.1.5 MATLAB

MATLAB es un sistema interactivo que se basa en matrices y está dirigido para aplicaciones científicas y de ingeniería de computación y visualización numérica. Su fuerza radica en el hecho que los problemas numéricos complejos se pueden resolver fácilmente y en una fracción del tiempo requerido por un lenguaje de programación como Fortran o C. También presenta alta capacidad de programación incorporando nuevos comandos y funciones de forma simple.

MATLAB es un sistema de cómputo numérico que ofrece un entorno de desarrollo integrado con un lenguaje de programación propio. Está disponible para las plataformas Unix, Windows, macOS y GNU/Linux. Para el presente trabajo de investigación se utilizó una plataforma en Windows.

Para el desarrollo del presente trabajo, se formuló un algoritmo en MATLAB para el procesamiento de datos de IP (Anexo 2). Dentro de las actividades del programa se realizó lo siguiente:

- Se construyó la curva de decaimiento utilizando las 20 ventanas de registro en los datos de campo.
- Se calculó la cargabilidad utilizando una integración debajo de la curva de decaimiento.
- Se determinó la función exponencial utilizando la curva de decaimiento.
- Se determinó la función de transferencia mediante la función polinómica de 2do grado.
- Se calculó la Transforma de Fourier del dominio del tiempo a la frecuencia.
- Se determino los errores de variación.
- Se ploteo las diferentes funciones obtenidas.
- Se determinó la relación entre la cargabilidad y la cargabilidad espectral.
- Se realizo la inversión de los datos para generar una sección real y los cubos 3D.

4.1.6 Relación entre cargabilidad del tiempo y la espectral

El concepto de relajación significa el regreso de un sistema perturbado a un estado de equilibrio . Un proceso de relajación se puede clasificar por un tiempo de relajación τ . Una descripción teórica muy simple de un proceso de

relajación se puede expresar en función del tiempo t y a través de una ley exponencial $\exp(-t/\tau)$ que expresa un decaimiento exponencial.

La ecuación de Cole-Cole es un modelo de relajación que se usa a menudo para describir la relajación dieléctrica en polímeros. Esta ecuación se expresa de la siguiente forma (Titov & Tarasov, 2013)

$$\varepsilon^* = \varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_0 - \varepsilon_\infty}{1 + (i\omega\tau)^{1-\alpha}}, \quad (\text{Ec. 112})$$

Donde ε_0 y ε_∞ son los valores de las constantes dieléctricas de baja frecuencia y alta frecuencia, respectivamente, τ es el tiempo de relajación central y $c = 1 - \alpha$ es un exponente que expresa las diferentes formas espectrales y que describe la amplitud de la distribución del tiempo de relajación.

Uno de los métodos que permite extraer los parámetros espectrales tomando en consideración los datos de polarización inducida en el dominio del tiempo es utilizando la ecuación Cole-Cole. Se ha demostrado que el modelo de impedancia de Cole-Cole funciona igualmente bien en el dominio del tiempo y de la frecuencia. Los ensayos de campo muestran el método en el dominio del tiempo para generar parámetros espectrales consistentes con los generados por los ensayos en el dominio de la frecuencia. Este proceso demuestra tener una utilidad adicional, ya que la solución directa de Cole-Cole demuestra una base excelente para cuantificar el ruido en la curva de decaimiento en el proceso de medición. (Johnson, 1993)

Los efectos de la IP se pueden observar utilizando observaciones en el dominio de la frecuencia. Las características de decaimiento de la IP observada en el tiempo se pueden transformar en el dominio de la frecuencia utilizando las técnicas de Fourier. Las mediciones en el dominio de la frecuencia se pueden realizar en dos diferentes frecuencias que suelen ser inferiores a 10 Hz. (Kiberu, 2002, pág. 28)

La relación que se ha obtenido de la curva de decaimiento en el tiempo con la cargabilidad espectral se ha obtenido de manera indirecta, en primer lugar se ha calculado la función de transferencia de la curva de decaimiento en todos los datos registrados en el tiempo y utilizando esta función de transferencia se le ha aplicado la transformada de Fourier y se han obtenido tres variables que corresponden al dominio espectral. Estas variables corresponden a la frecuencia angular, la fase y la amplitud para cada punto registrado en campo. Estas variables no expresan un valor directo de cargabilidad sino expresan un valor intrínseco de cada variable y esto permite hacer una diferencia y expresar la característica propia de cada punto tanto en profundidad como distancia y expresar la variabilidad de la zona de estudio identificando las zonas de interés.

4.2 Discusión de resultados

4.2.1 Discusión y comparación de resultados

En la mayoría de los estudios de Polarización Inducida los resultados han sido presentados sobre la variable cargabilidad. Estos resultados obtenidos muestran que existe una relación directa y lineal entre la concentración de sulfuros y los valores de cargabilidad. Aguilera (2012) propuso una relación para cargabilidades encima de 20 milisegundos con valores de 0.5 % en sulfuros totales y para tiempos mayores a 30 milisegundos valores de 1% en sulfuros totales. También señaló que no hay una relación directa cuando hay un contenido de magnetita y la cargabilidad. Esto se debe a que la magnetita es un mineral de origen magmático formado por diferenciación magmática o metamorfismo de contacto. Mientras que los sulfuros como la pirita y la calcopirita son de origen hidrotermal y metamórfico. Se puede encontrar una asociación entre ambos pero no es una relación directa.

Otro de los aspectos importantes que se ha notado es que en zonas donde el mapeo no ha detectado presencia de sulfuros macroscópicos

presentan valores de cargabilidad y esto se debe a que intrínsecamente presentan una diseminación muy fina y la presencia de algunas vetillas de sulfuros que las podemos correlacionar con algunas anomalías de cargabilidad. Estos valores de cargabilidad se presentan en litologías compactas como son los intrusivos.

Jimenez (2008) realizó dos estudios uno en México y el segundo en Perú utilizando el método de IP/resistividad compleja. En estos estudios utilizó dos tipos de electrodos para inyectar corriente, uno de cobre y el otro de aluminio. El objetivo fue comparar las respuestas obtenidas utilizando estos electrodos. Los mejores resultados fueron obtenidos con los electrodos de cobre porque se obtuvo datos de alta calidad con niveles de ruido bajo. Comparando los dos estudios, uno de ellos presentó mayor resistividad que el otro, se puede concluir que mientras mayor sea la resistividad del medio mayor será la resistencia de contacto en el terreno.

Uno de los resultados concluyentes fue que los electrodos de cobre utilizados para la inyección de corriente reducen en gran medida la resistencia de contacto respecto a los electrodos de aluminio. Los electrodos de corriente generan mayor polarización y problemas de inestabilidad durante el proceso de inyección de corriente. Otro de los aspectos importantes observados fue la atenuación de la intensidad de corriente debido a las capas muy resistivas y al usar electrodos de aluminio afectaron las lecturas sobre todo para los niveles más profundos, por lo tanto los valores de la señal con respecto al ruido fueron muy similares y esto no ayudo a discriminar los datos con el ruido sobre todo en profundidad.

Al realizar la inversión de los datos de IP utilizando la diferencia de fase y los de fase desacoplada se observó altos niveles de ruido por lo tanto no ayudo en la definición de los cuerpos anómalos. Se puede indicar que los electrodos de cobre son más estables y generan datos más consistentes y de bajo nivel de ruido comparados con los electrodos de aluminio.

Al comparar nuestros datos registrados en nuestro estudio de IP podemos indicar que hemos utilizado un filtro digital para eliminar el ruido telúrico que se acopló a la curva de decaimiento y esto distorsionó a los valores de cargabilidad. Este procedimiento lo hemos utilizado a lo largo de todo el proceso de datos de IP y resistividad antes de la inversión de los datos.

Dentro del estudio de geofísica Pintor (2012), realizó un estudio 3D en Colombia cuyo objetivo fue determinar la configuración y profundidad de los cuerpos porfiríticos e inferir las zonas de fracturas mineralizadas relacionadas a sulfuros. Se determinó el espesor del saprolito y de la zona meteorizada y se hicieron las recomendaciones para la perforación. Además se identificó las zonas de alteración hidrotermal relacionadas a presencia de oro.

Se generó un cubo 3D con valores de cargabilidad y resistividad. Se identificó las anomalías como depósitos de sulfuros y las zonas con alteración que estaban asociadas a enriquecimiento en oro. Finalmente se hizo las recomendaciones para las campañas de perforación.

El registro de un estudio 3D permitió la obtención de mejores datos y aplicar un mejor filtrado del ruido. Esto preserva la respuesta de anisotropía y permite obtener un cubo más consistente y de mejor calidad. Ese criterio se ha aplicado a nuestro estudio de investigación preservando la firma del método de IP y la respuesta del terreno.

Contreras (2017) realizó el estudio de IP para determinar la presencia de la zona mineralizada en el Yacimiento Minero de Shahuindo Cajamarca. Después del procesamiento de los datos se realizó la correlación con los datos geológicos para poder identificar las zonas de anomalías relacionadas a una mineralización.

En las zonas Norte, Centro, Sur y Noroeste, se definieron las anomalías de cargabilidad que coincidieron con la presencia de sulfuros. Las anomalías magnéticas están asociadas a un alineamiento estructural.

El resultado del estudio de geofísica presentó una litología bien definida y las zonas de mineralización del Yacimiento. En él se logró determinar las zonas de cargabilidad alta cuyos valores arrojaron 14 mV/V, en las zonas mineralizadas del Norte, Centro, Sur y Noroeste.

Los valores altos de cargabilidad nos indican un porcentaje alto con presencia de sulfuros y que tienen un carácter diseminado. Esto fue importante sobre todo para identificar las zonas de anomalía relacionada a mineralización de sulfuros.

Fuentes (2017) reconoció la presencia de un cuerpo intrusivo en profundidad mineralizado de carácter polimetálico utilizando los métodos geofísicos de IP y de Gamma Ray. Mediante este estudio se pudo delimitar las estructuras con alto grado de alteración hidrotermal mediante la aplicación del método de espectrometría de rayos Gamma. Delinear mediante el método de IP la forma del cuerpo mineralizado en profundidad, correlacionar la geología con los dos métodos geofísicos propuestos y finalmente hacer el modelamiento del cuerpo mineralizado después de la inversión geofísica.

Este proceso comprendió lo siguiente, la fase de registro, proceso e interpretación y finalmente expresar los resultados en mapas de contorno y perfiles donde se mostraban las anomalías obtenidas.

A través del método de IP/RES, fue posible identificar un cuerpo altamente mineralizado en profundidad con un contraste de resistividad alto. Esta es la característica de ensamble de un tipo de yacimiento pórfido de naturaleza diorítico y que corresponde al Mioceno, en donde la mineralización ha llegado a la superficie a través de una brecha. Según la mineralogía cumple el modelo Gossan – Capa de Hierro – Zona Lixiviada – Zona de Oxidación y finalmente una zona mineralizada por sulfuros.

Estos estudios mostraron resultados positivos, lo que permitió inferir la presencia de un cuerpo en profundidad con alto grado de cargabilidad y baja resistividad. Esta respuesta de la señal es propia de los pórfidos profundos

con alto grado de mineralización dentro de un cuerpo porfirítico, lo que hace de este proyecto un buen candidato para una campaña de perforación y logeo.

El estudio de Ponce (2017) se realizó con la finalidad de poder determinar la forma del yacimiento y el comportamiento en profundidad del yacimiento Jesica, ubicado en Ocuvi Puno.

Mediante este estudio se determinó los contactos litológicos, la disposición estructural y la disposición de la mineralogía del yacimiento.

Finalmente con los resultados se mejoró el proceso de interpretación para determinar el origen y el comportamiento de la zona de mineralización. También se utilizó la misma metodología de registro en campo, procesamiento, correlación geológica y la interpretación final.

El yacimiento presentó estructuras cuya orientación fueron de este-oeste y noreste-suroeste. Su mineralización estaba relacionada con el oro, asociada a una brecha hidrotermal con presencia de oxidación y en otros sectores presentó pirita fina diseminada con algunas vetillas de sílice gris.

El alineamiento coincidió con altos valores de resistividad y cargabilidad en la zona central y zona sur que estaban relacionados a una mineralización de óxidos, mientras que la mineralización de sulfuros fue detectada en la zona al oeste de la anomalía sur.

Este estudio geológico y geofísico determinó la profundidad del yacimiento considerando el aspecto litológico, estructural y mineralógico.

4.3 Comprobación de las hipótesis

4.3.1 Hipótesis general

A partir de los resultados obtenidos, se acepta la hipótesis general, entendiendo que existe una fuerte relación entre la cargabilidad en el dominio

del tiempo y su respuesta espectral en un estudio de Polarización Inducida. Estos resultados guardan una relación como lo que sostiene Van Schoor & Mare (2009) quienes señalan que la variable de cargabilidad en el dominio del tiempo y el ángulo de fase en el dominio espectral guardan una relación uno a uno y por lo tanto, son equivalentes.

No obstante, en la mayoría de los casos se compara dos señales que han sido registradas en forma independiente y que utilizan fuentes de inyección de corriente continua y corriente alterna. Pero en el presente estudio se utilizó una misma señal que fue registrada en el tiempo y que a partir de ella se extrajo una señal adicional y complementaria, lo cual permitió mejorar la caracterización de la zona analizada. Por lo tanto, fue posible establecer una relación mucho más directa y estrecha entre las variables, determinando en consecuencia que las mismas, son equivalentes y existe una relación de uno a uno entre ellas.

En este contexto, para determinar la validez de las hipótesis planteadas en el presente estudio, se procedió a utilizar un equipo transmisor compuesto de 4 etapas: potencia, control, frecuencia y conexión. Este equipo fue el responsable de producir la corriente eléctrica inyectada en el terreno, mientras que el equipo receptor fue el encargado de efectuar las lecturas en el tiempo del voltaje residual producto del almacenamiento del medio.

Además, el procedimiento utilizado fue el siguiente:

La amplitud de la corriente directa de 220 voltios fue transmitida del generador eléctrico a través de los puntos A1 y A2, al transmisor. Después de que la amplitud se incrementó a 200 V, 300 V, 500 V o más, se envió a los puntos B1 y B2. La corriente transmitida a través del punto B1 se midió con un PIC (circuito integrado programable) que es una tarjeta que funciona como un convertidor analógico digital (ADC) y que corresponde a la fase de control. Seguidamente ingreso a la etapa de frecuencia a través de los puntos K1 y K2 y se convirtió en una onda cuadrada cuyas frecuencias dependieron del periodo seleccionado, en este caso se utilizó una frecuencia de 0.125 Hz,

dato que se seleccionó el periodo de 2 segundos, cuya longitud total fue de 8 segundos. Esta onda cuadrada salió por los puntos C1 y C2, en los cuales se inyectó la corriente en el terreno (Abdülkadir & Akpancar, 2015).

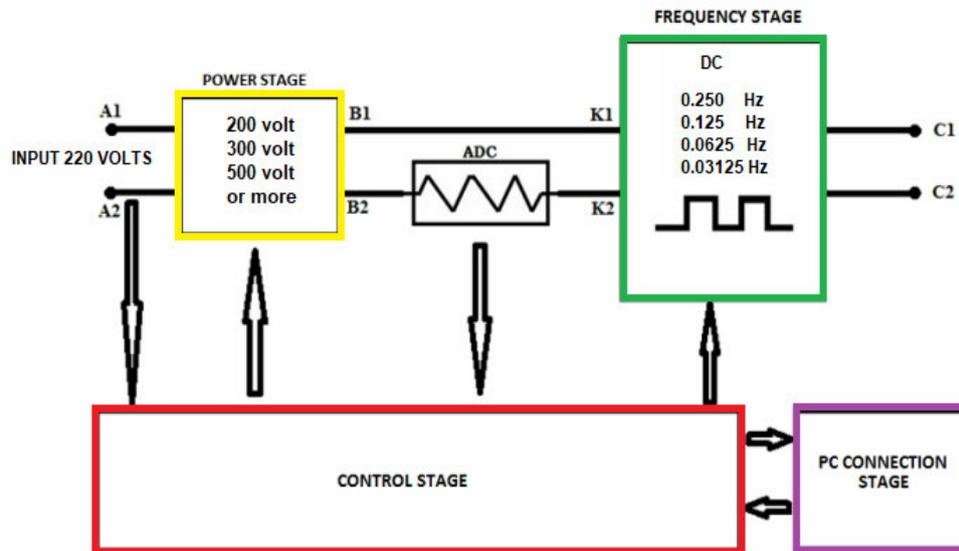


Figura 39. Etapas del transmisor. (Pelaez, 2021)

A través de este método de corriente continua se inyectó una mono frecuencia de 0.125 Hertz al terreno, registrado en un periodo de 8 segundos, que se distribuyó de la siguiente manera: pulso positivo 2 segundos, nivel cero 2 segundos, pulso negativo 2 segundos y nivel cero 2 segundos.

4.3.2 Hipótesis específicas

Hipótesis 1: se determinó que, si existe una relación significativa entre la cargabilidad y la respuesta espectral de la frecuencia en este estudio de polarización inducida realizado en el sector de Checa alta, Valle de Tambo, Arequipa.

Considerando que, se detectó que la frecuencia es afectada por el medio en la cual se inyecta la corriente, la cual en el caso del presente estudio

corresponde a la respuesta del terreno mismo, y que estos valores de frecuencia fueron obtenidos calculando el inverso del periodo de tiempo para cada punto, fue posible concluir que los valores de frecuencia obtenidos en los perfiles reflejaron la perturbación en cada punto, mostrando que efectivamente existe una relación entre estas variables.

Hipótesis 2: se determinó que, si existe una relación significativa entre la cargabilidad y la respuesta espectral de la amplitud en un estudio de polarización inducida realizado en el sector de Checa alta, Valle de Tambo, Arequipa.

La amplitud es un movimiento oscilatorio y ondulatorio de una señal que expresa una medida de la variación máxima del desplazamiento que se modifica de forma periódica o cuasi periódicamente en el tiempo, y que se obtiene de la descomposición de la función de distribución al aplicar la transformada de Fourier, por lo que, se puede establecer que este valor de amplitud expresa una característica propia del medio y esto permite obtener un valor máximo de la energía de respuesta del terreno.

En este contexto, el concepto de amplitud puede emplearse para nombrar el alargamiento, la distensión o el ensanchamiento de la energía que corresponde a la respuesta del medio. La amplitud de onda se advierte al analizar los valores de acuerdo con los puntos que ocupa la perturbación en el espacio. Por lo tanto, los valores de amplitud obtenidos en los perfiles reflejaron la perturbación en cada punto, mostrando que efectivamente existe una relación entre estas variables.

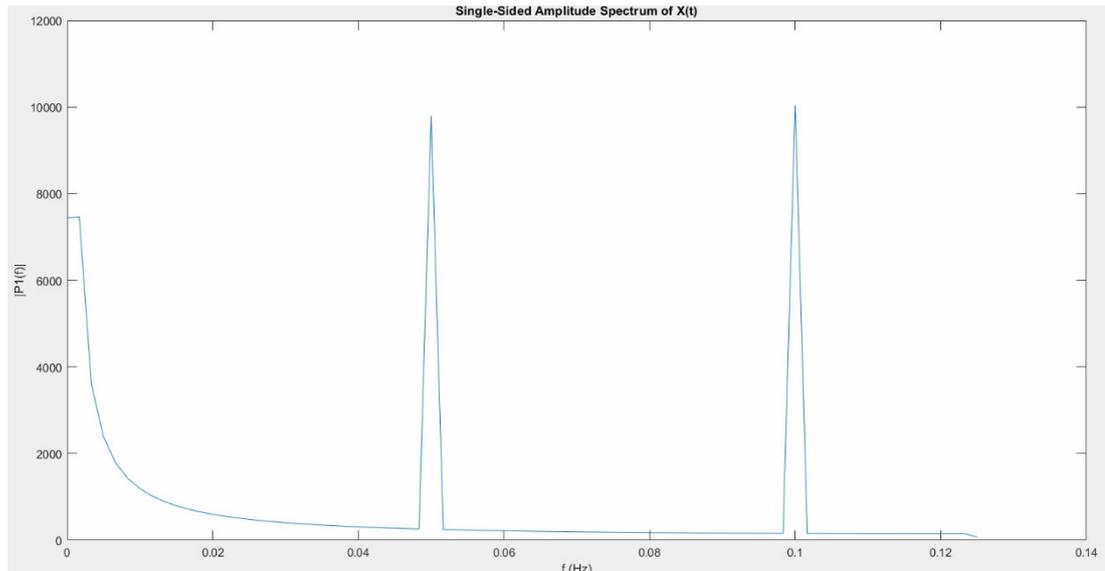


Figura 40. Curva de la transformada de amplitud de un punto.
(Pelaez, 2021)

Hipótesis 3: Se determinó que, si existe una relación significativa entre la cargabilidad y la respuesta espectral de la fase en un estudio de polarización inducida realizado en el sector de Checa alta, Valle de Tambo, Arequipa.

Se define la fase como un estado sucesivo de un fenómeno natural o también como la vibración de un punto que corresponde a una onda. Se dice que dos puntos están en fase cuando la elongación y la velocidad de movimiento coinciden.

En este contexto, la fase se genera de la descomposición de la función de distribución al aplicar la transformada de Fourier. Este valor de fase expresa una característica propia del medio y esto permite caracterizar la zona de estudio, por lo que, valores altos de cargabilidad resultan en valores altos de polarizabilidad y también un valor de fase mayor.

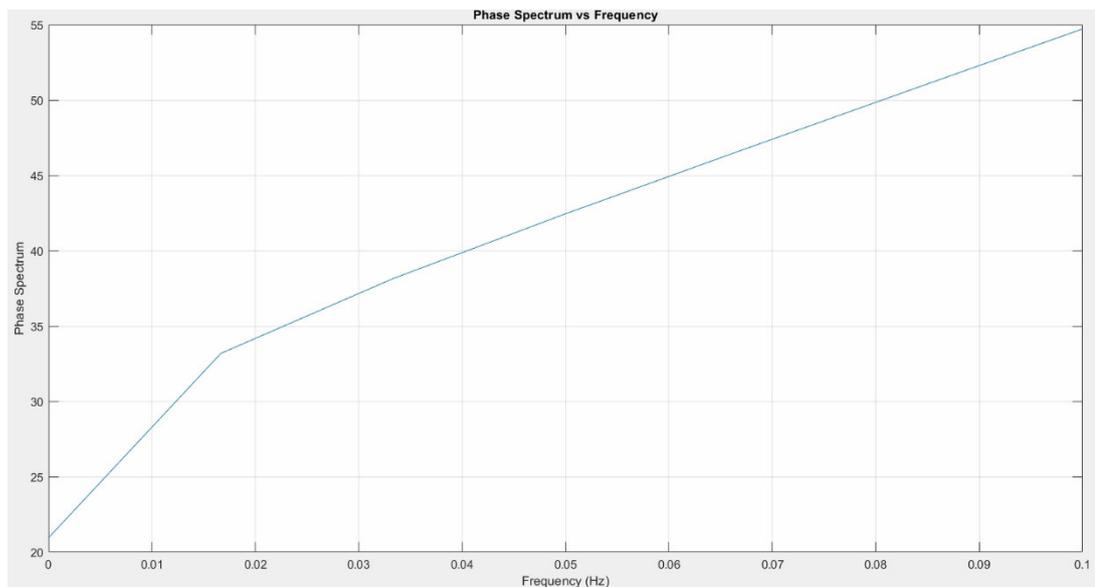


Figura 41. Curva de la transformada de fase de un punto. (Pelaez, 2021)

4.4 Caracterización del volumen

4.4.1 Características resistivas en el objetivo geológico

En base a los resultados del análisis del Cubo 3D considerando a la variable resistividad. Se puede establecer lo siguiente:

Se confirmó dos bloques bien definidos por una falla regional Tambo – Locumba que tiene una dirección noroeste – sureste. El bloque de la derecha en la figura 42, corresponde a valores bajos de resistividad en donde su parte central se observa un cuerpo alargado, muy resistivo y ubicado a 160 metros de profundidad.

En el bloque de la derecha se define las trayectorias de los flujos de agua en tiempos de lluvia que convergen a la zona del río Tambo.

En el bloque de la derecha que corresponde a la zona baja, en superficie se ha encontrado un paquete de 50 metros muy resistivo, que corresponden a un tipo de toba volcánica tipo ignimbrita.

En el bloque de la izquierda corresponde a un tipo de roca muy compacta y resistiva con algunas zonas intermedias meteorizadas producto de la interacción con el agua de lluvias.

En ambos bloques se observan los contrastes de resistividad producida por varios procesos de meteorización que han fracturado y alterado el tipo de roca y suelo.

La porosidad y el contenido químico del agua que llena los espacios porosos han jugado un papel muy importante en los valores de resistividad obtenidos en las lecturas de campo.

Las propiedades eléctricas de los materiales del suelo presentan valores de resistividad bajos que dependen de su cohesión, es decir, de la unión y de la fuerza de atracción entre las moléculas componentes del suelo.

Cuando se aplicaron inicialmente los métodos eléctricos se consideró que los sulfuros presentaban valores altamente conductivos, que la roca hospedante presentaba valores muy resistivos y que la sobrecarga generaba mucho ruido geológico de fondo. No obstante, después de varios años de experiencia se ha demostrado que no todos los sulfuros son altamente conductivos y que el ruido geológico lleva de por sí un mensaje geológico que se puede interpretar. Además, se ha establecido que la roca hospedante puede ser también conductiva.

La conductividad de los depósitos de sulfuros depende de su formación, historia geológica y la meteorización. La sobrecarga puede ser el resultado de una meteorización en el lugar, acumulación de escombros glaciares o sedimentos glaciolacustres y la capa meteorizada es en algunas regiones una fuente importante de varios metales tales como níquel, oro, estaño y aluminio.

La mayoría de los depósitos de sulfuros asociados a una actividad volcánica son altamente conductivos, es decir, las resistividades son menores a 1 ohmio-m. Las áreas que forman la cubierta en donde los depósitos de sulfuros comúnmente ocurren, están compuestos de rocas volcánicas y metamórficas que son altamente resistivas, lo que implica que las resistividades sean mayores a los 1000 ohmios-m. Solo en condiciones ideales los sulfuros y los grafitos son los únicos conductores.

Los valores de resistividad del saprolito, que es una roca meteorizada y que se ubica entre un nivel freático y roca fresca presenta un rango que varían entre 2 y 200 ohmios-m. En estas áreas sedimentarias, la conductividad depende del contenido de arcillas, porosidad, contenido de mineral disuelto y saturación de agua en las rocas, así mismo, la presencia de agua, su estado y su contenido de minerales determina el valor de la resistividad en muchas situaciones.

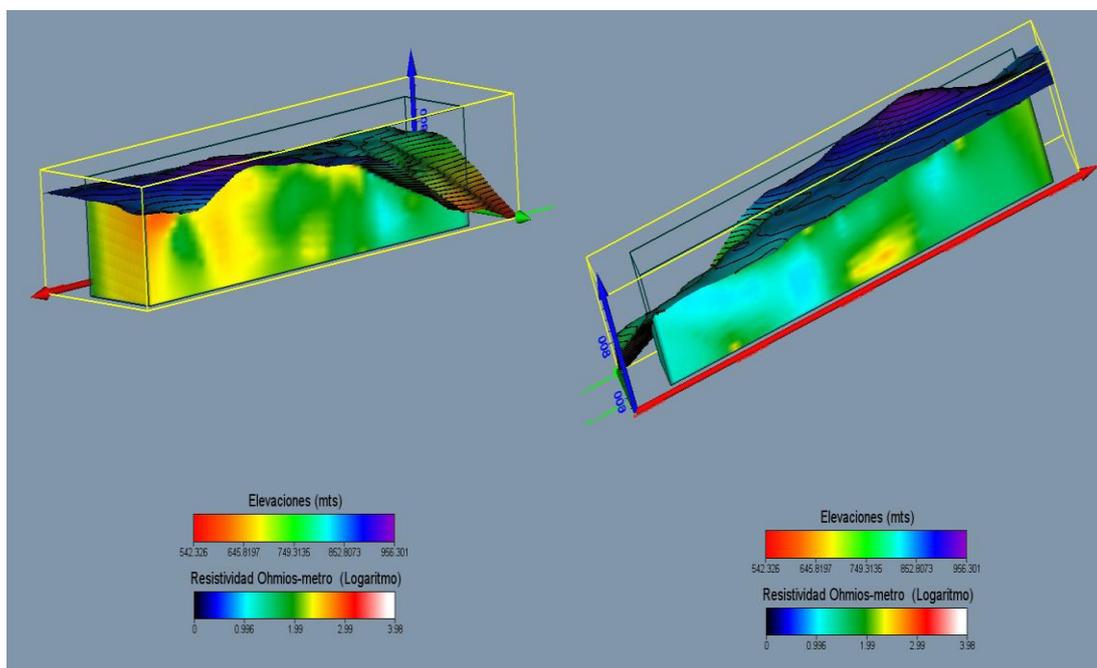


Figura 42. Volumen 3D resistividad logaritmo vista desde dos ángulos. (Pelaez, 2021)

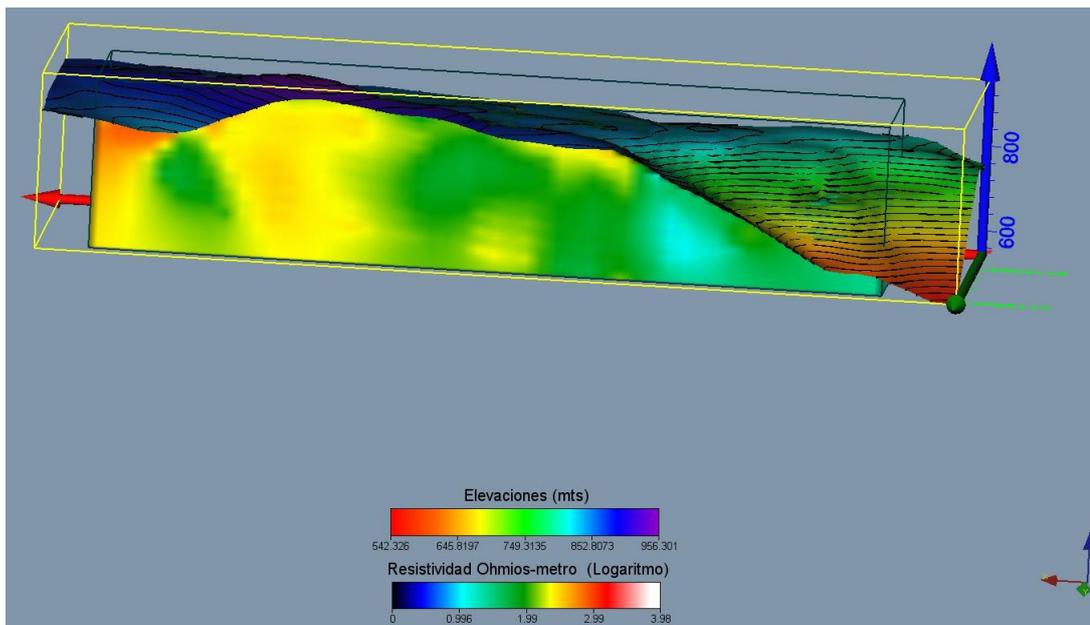


Figura 43. Volumen 3D resistividad logaritmo vista desde un solo ángulo. (Pelaez, 2021)

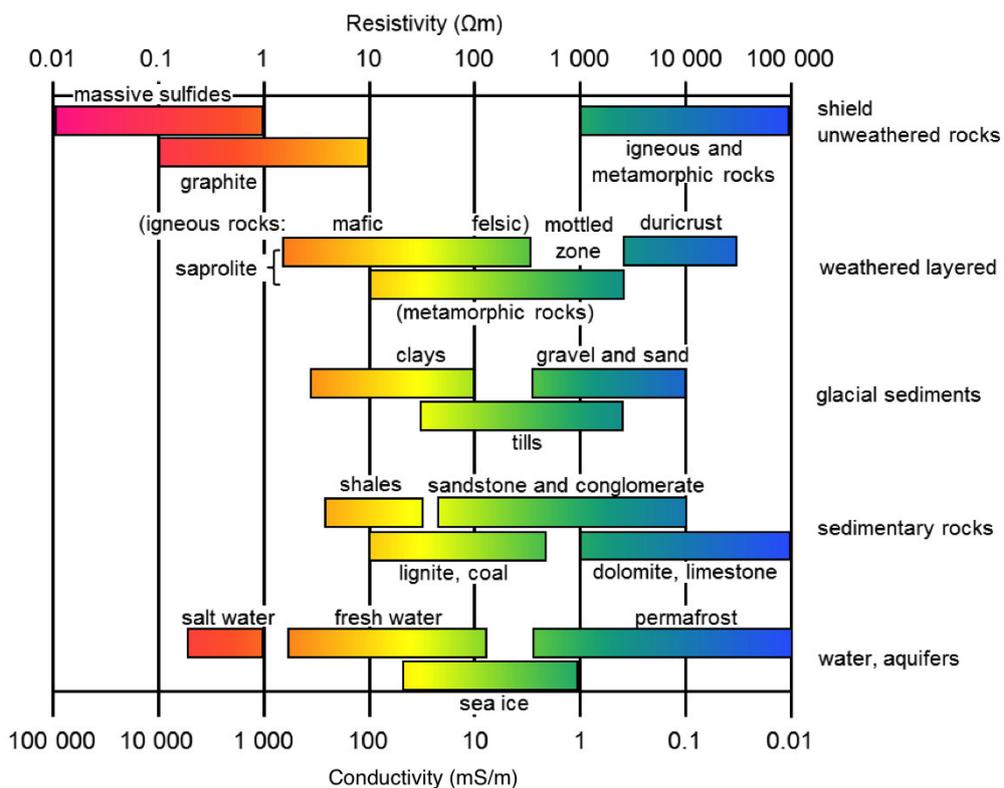


Figura 44. Valores de resistividad y conductividad en tipos de roca. **Fuente.** Tomado de Nabighian (1998)

4.4.2 Características cargabilidad en el objetivo geológico

En base a los resultados del análisis del cubo 3D, desarrollado en función de la variable de cargabilidad, se puede establecer lo siguiente:

Se observa 5 anomalías de cargabilidad, tres de ellas con un valor promedio de 10 milivoltios/Voltio y las dos restantes con un valor promedio de 5 milivoltios/Voltio.

De las 3, 2 son superficiales y la tercera a una profundidad de 160 metros que es la de mayor interés. Esta anomalía de mayor interés se ubica debajo de la cobertura, tal como se observa en la figura 45.

Las dos pequeñas anomalías de cargabilidad que se ubican en superficie tienen una distancia de 800 metros aproximadamente y que corresponden a un tipo de arcillas. Ellas generan una polarización de membrana o acción selectiva de iones donde los aniones como los cationes se acumulan en un extremo de cada partícula.

En el anticlinal principal que presenta una elevación de 956 metros y que corresponde a la parte más alta del estudio, está alineada con la falla regional Tambo-Locumba que tiene una dirección Noroeste-Sureste.

Estos valores de cargabilidad observados en profundidad corresponden a una mineralización de sulfuros; dado que se entiende que a medida que aumenta la abundancia de minerales de sulfuros dentro de una roca, también se promueve el incremento de esta anomalía en esta variable.

Las arcillas representan una fuente de polarización inducida sobre todo en rocas sedimentarias no mineralizadas, considerando que, las capacidades de carga de las rocas ricas en arcilla aumentan su cargabilidad dado que el contenido de arcilla incrementa el potencial de polarización de la membrana.

La anomalía de cargabilidad ubicada en el margen izquierdo a una profundidad de 160 metros, presenta una buena opción de mineralización de

sulfuros, no obstante, es necesario corroborar este hecho con una perforación a esa profundidad.

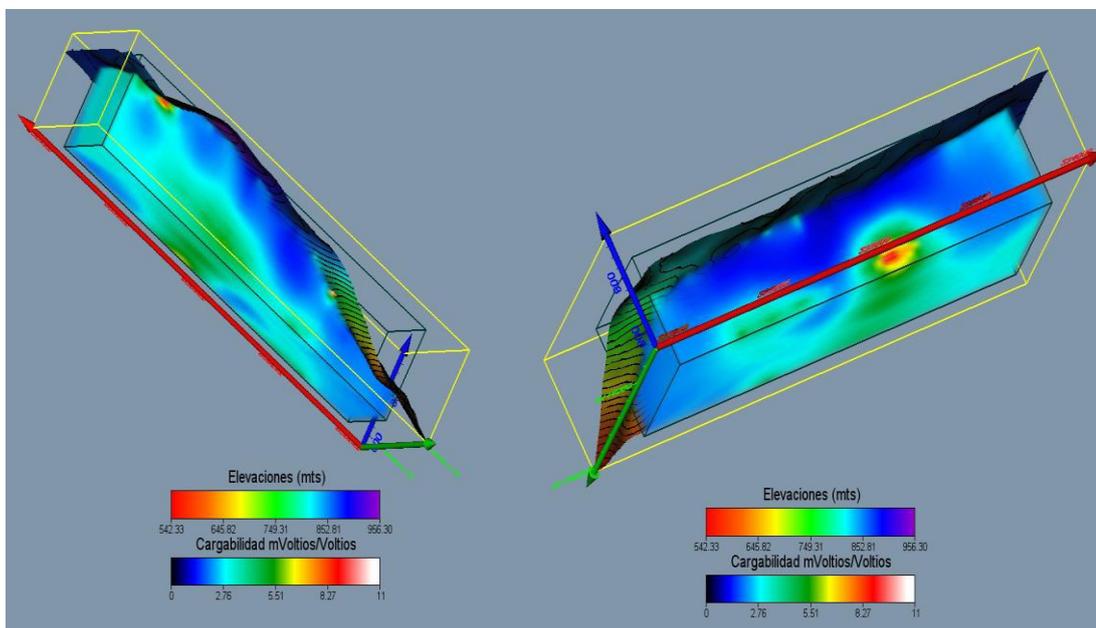


Figura 45. Volumen 3D cargabilidad vista desde dos ángulos. (Pelaez, 2021)

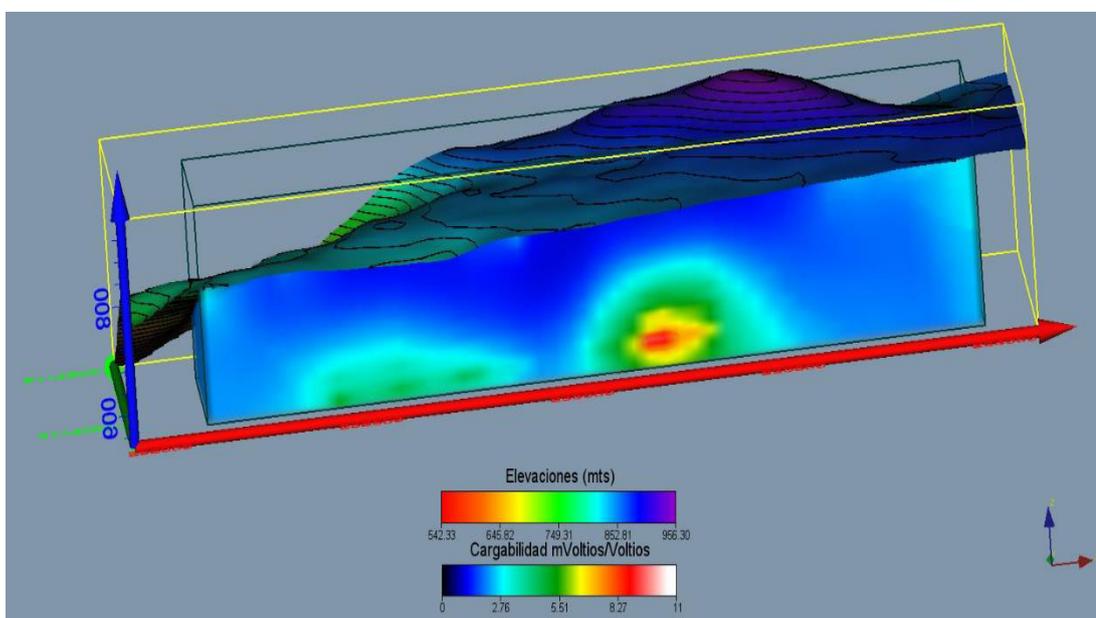


Figura 46. Volumen 3D cargabilidad vista desde un solo ángulo. (Pelaez, 2021)

4.4.3 Características de la amplitud en el objetivo geológico

En base a los resultados del análisis del cubo 3D, desarrollado en función de la variable amplitud, se puede establecer lo siguiente:

Los valores bajos de amplitud de 3 UA que son de color azul confirman la presencia de una anomalía en profundidad hasta una profundidad de 160 metros. Esta anomalía tiene una forma de un dique y que se conecta con la superficie.

Se observa una diferenciación entre un tipo de roca masiva, una zona de poca compactación y zonas débiles que han sufrido alteración.

Este comportamiento de los valores de baja amplitud confirma que es posible usar esta variable para confirmar una diferenciación entre los tipos de roca compacta y zonas no compactas.

Se confirma la presencia de la falla Tambo-Locumba que sigue una dirección Noroeste-Sureste.

Se ha generado un valor de amplitud para cada punto tanto en superficie, como en profundidad. Estos valores distribuidos en el cubo permiten obtener una diferenciación de comportamiento en profundidad en el cubo generado.

La amplitud es una nueva variable que se ha obtenido mediante la transformada de Fourier, y se define como un movimiento oscilatorio que expresa la variación máxima del desplazamiento que cambia periódicamente en el tiempo, también se puede considerar como la distancia entre dos puntos, uno más alejado respecto al punto medio.

Se han Identificado zonas de meteorización relacionadas con algún porcentaje de porosidad. En la zona baja en superficie se sigue confirmando

un paquete de 50 metros muy resistivo, que corresponden a un tipo de toba volcánica tipo ignimbrita.

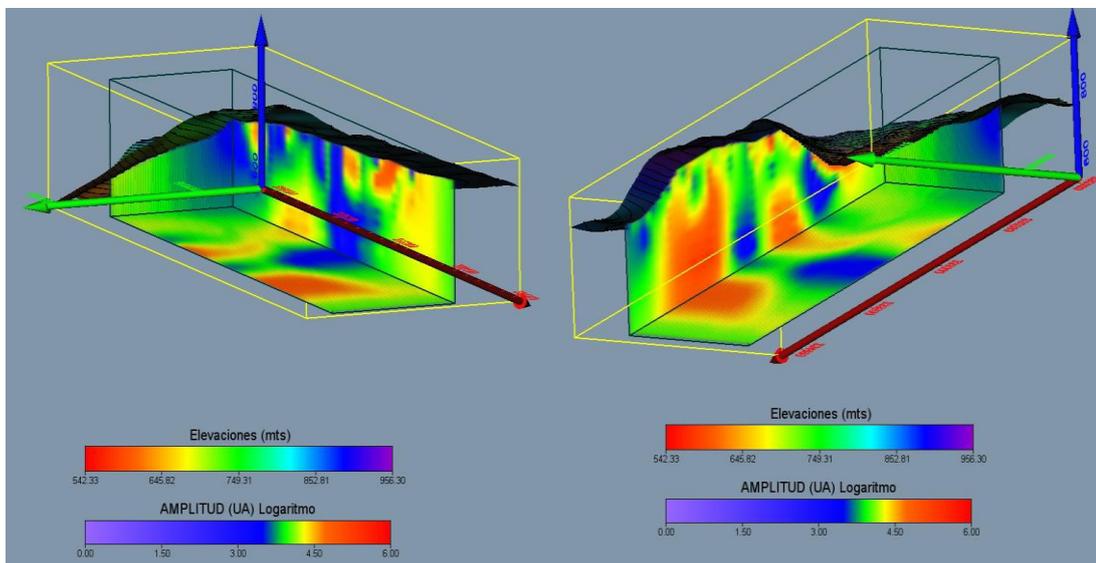


Figura 47. Volumen 3D amplitud vista desde dos ángulos. (Pelaez, 2021)

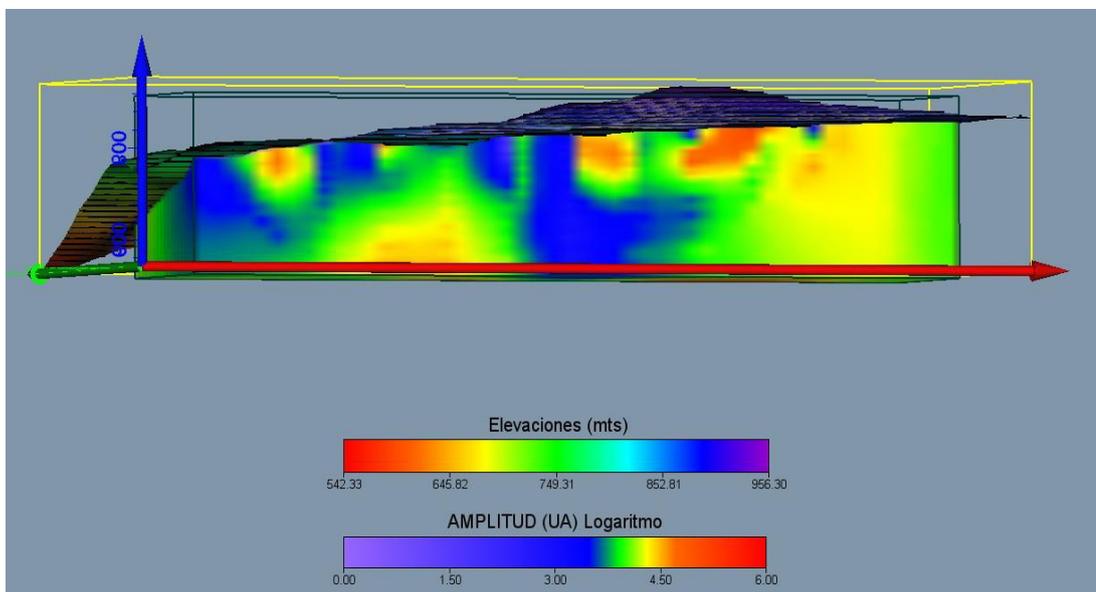


Figura 48. Volumen 3D amplitud vista desde un solo ángulo. (Pelaez, 2021)

4.4.4 Características de la fase en el objetivo geológico

En base a los resultados del análisis del cubo 3D, desarrollado en función de la variable fase, se puede establecer lo siguiente:

Los valores de fase en el cubo 3D, confirman la presencia de dos bloques y que ambos bloques están divididos por una falla, que en este caso corresponde a la falla Tambo-Locumba.

Se ha acotado el rango de los valores, utilizando el logaritmo de fase para observar los cambios en esta variable. Esta forma de logaritmo permite reducir un rango muy amplio de valores permitiendo en consecuencia detectar las diferencias entre ellos.

En el bloque derecho se observa dos áreas bien definidas cuyos valores corresponden entre 600 a 800 mili radianes y una zona de baja cohesión con valores bajos entre 0 a 200 mili radianes. Esto se debe a una diferenciación en el tipo de roca, el primero corresponde a un tipo de roca masiva poca alterada y que corresponde al anticlinal en la zona de estudio. La segunda área corresponde a un tipo de roca más alterada y fracturada y que se ubica en profundidad.

Los valores de fase son fundamentales, dado que permiten identificar zonas de roca alterada respecto al medio hospedante.

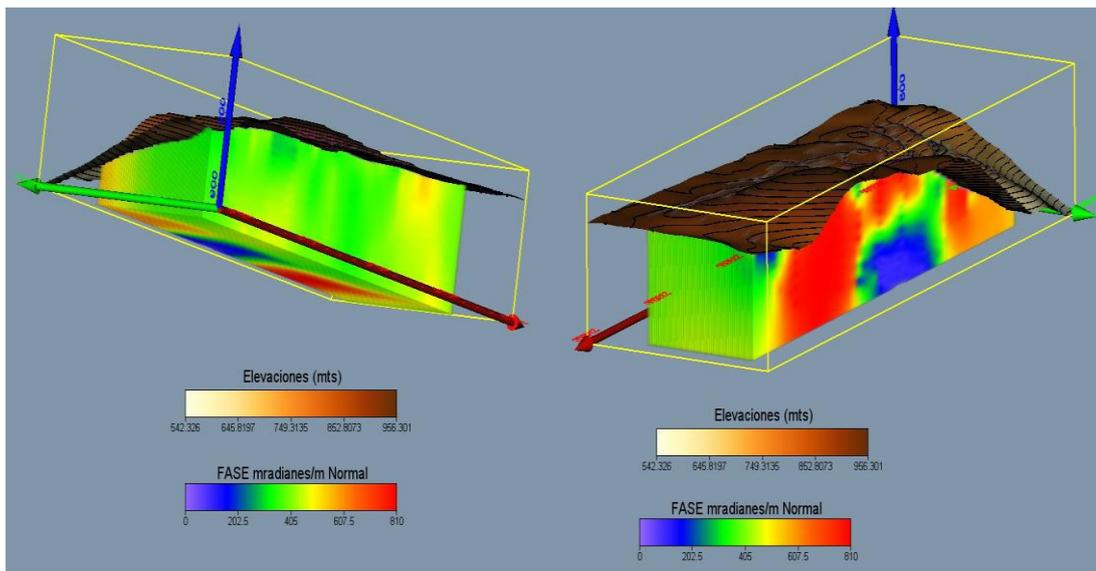


Figura 49. Volumen 3D fase vista desde dos ángulos. (Pelaez, 2021)

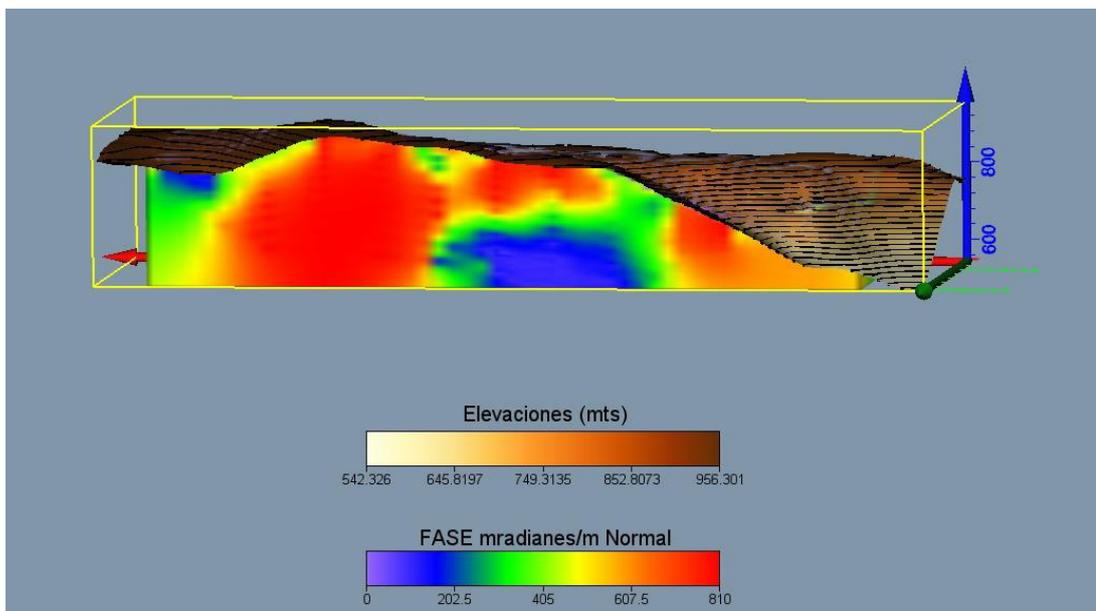


Figura 50. Volumen 3D fase vista desde un solo ángulo. (Pelaez, 2021)

4.4.5 Características de la frecuencia en el objetivo geológico

En base a los resultados del análisis del cubo 3D, desarrollado en función de la variable frecuencia, se puede establecer lo siguiente:

Los valores de frecuencia definen que la zona de estudio esta partida en dos bloques y que está dividida por la falla regional Tambo-Locumba que tiene una dirección Noroeste-Sureste.

El bloque izquierdo corresponde a un tipo de roca más masiva y consistente.

El bloque derecho corresponde a un tipo de roca más alterada y menos compacta que esta fracturado en tres bloques y que tiene diferentes valores de consistencia. Esta separación correspondería a fallas transversales respecto a la falla regional.

El bloque central del bloque de la izquierda inicialmente fue del mismo tipo de roca que debido al fracturamiento sufrió un proceso de meteorización.

En el bloque de la derecha se observa un inicio de una cavidad que con el tiempo crecerá debido a un proceso de meteorización y alteración del tipo de roca.

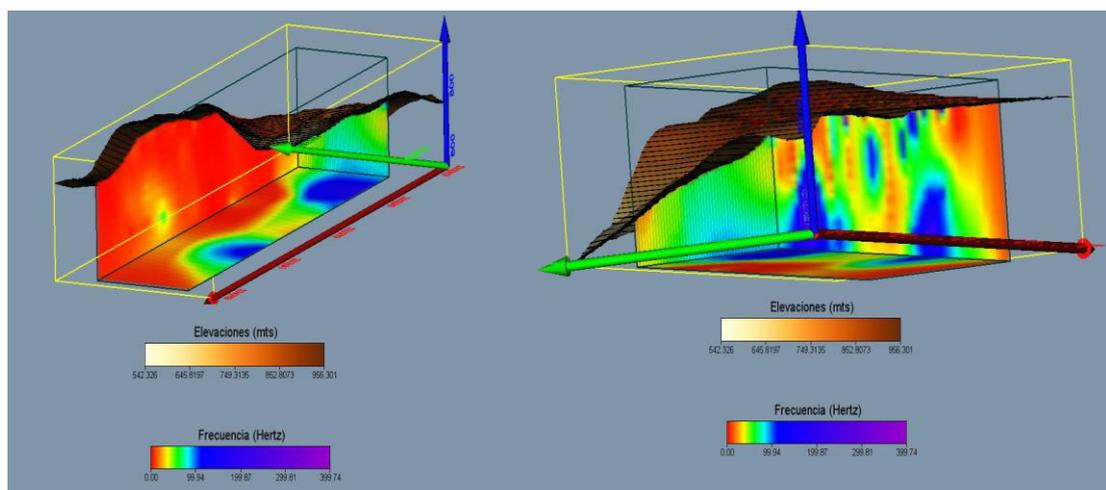


Figura 51. Volumen 3D fase vista desde dos ángulos. (Pelaez, 2021)

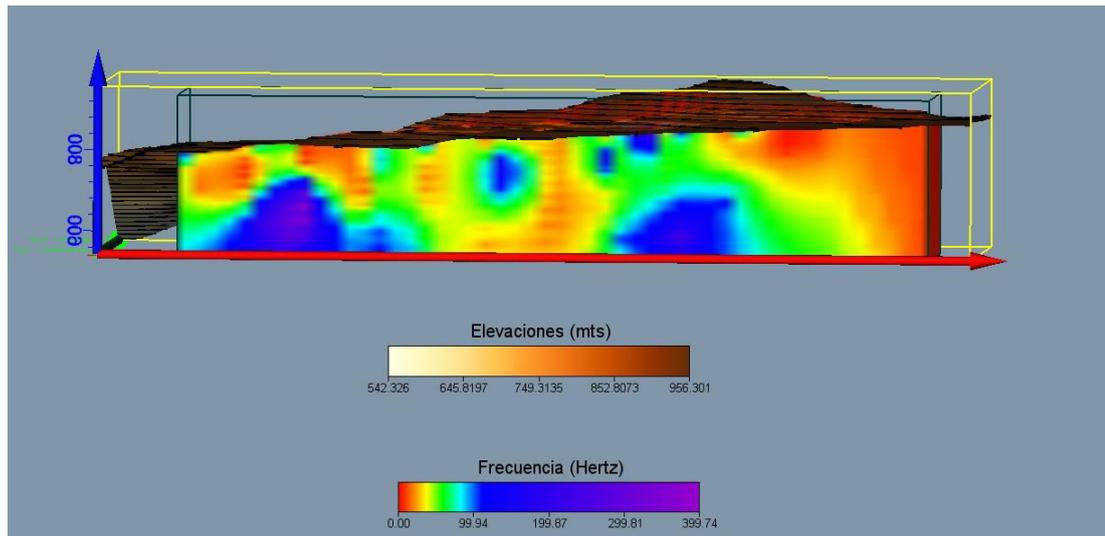


Figura 51. Volumen 3D fase vista desde un solo ángulo. (Pelaez, 2021)

4.4.6 Inversión geofísica de los cubos 3D

Se empleó el programa Res2DInv de la empresa “GEOTOMO SOFTWARE” para realizar la inversión de los datos y lograr generar los cubos 3D que se muestran previamente. Los resultados de este proceso de inversión forman parte de este estudio, en el que cada cubo es el resultado de aplicar varias respuestas físicas medidas sobre la misma estructura geológica, lo que condujo a una estimación fiable y precisa de las propiedades petrofísicas y estructurales del sistema geológico.

En este contexto, la solución del problema inverso requirió la suposición de un modelo inicial, considerando la variable del tiempo, así como el tipo de las propiedades cuantitativas (petrofísicas y geométricas) de los elementos del modelo. Todo esto, se sustentó, por un lado, en el conocimiento geológico y geofísico a priori sobre la estructura geológica investigada y, por otro lado, en las características computacionales (hardware y software) disponibles. Este último aspecto fue de gran importancia para calcular las respuestas teóricas (es decir, datos calculados) sobre estructuras complejas mediante el uso de principios físicos y diferentes matrices de medición.

En este sentido, es importante destacar que el problema de la predicción de datos se conoce como modelado directo, y corresponde a un

proceso en el que, los datos se calculan mediante valores conocidos de los parámetros del modelo y luego, estos datos se comparan con los reales (de campo) medidos sobre la estructura geológica en la fase de inversión.

Los aportes obtenidos en el presente trabajo de tesis fueron los siguientes:

- El resultado muestra que algunas propiedades de las rocas expresadas en el dominio de la frecuencia, amplitud y fase se pueden obtener a través de una función de transferencia después de aplicar una transformada de Fourier, a la curva de decaimiento. Además, estas variables se pueden unificar como un solo parámetro, el cual permite caracterizar la interacción entre un campo eléctrico con el medio rocoso.
- Una roca es un agregado de uno o más tipos de granos de mineral. Por lo tanto, sus propiedades se pueden expresar como una simple combinación de las propiedades de los minerales constituyentes. Esta apreciación a menudo no es válida debido a la presencia de agua en la mayoría de las rocas, dado que el agua tiene efectos muy fuertes en los valores de conductividad (resistividad) y en la permitividad dieléctrica y solo su presencia, en pequeñas cantidades, dominan el comportamiento de las variables antes indicadas.
- El agua no mineralizada es un conductor eléctrico muy pobre, pero contrariamente muestra un valor muy alto de permitividad eléctrica.
- La permitividad y la conductividad eléctricas varían para altas frecuencias.
- El agua se considera como un solvente por naturaleza, además de ser un electrolito que contiene gran cantidad de iones que se adicionan a los valores de la conductividad.

- La conductividad (resistividad) de una solución electrolítica depende de la movilidad y número de iones presentes en la solución.
- Cuando una roca contiene agua, las interacciones agua vs roca hacen difícil conocer los valores de salinidad del electrolito del lugar de estudio.
- Si existe presencia de arcillas, es posible la liberación de un gran número de iones a través de un proceso de intercambio iónico.
- La polarización dependen de varios factores que aportan al fenómeno mismo. Si la corriente de inyección es proporcional al voltaje aplicado y seguidamente si la corriente eléctrica es mayor el efecto de la polarización también será mayor, considerando que este fenómeno será mayor para minerales de sulfuro diseminados en forma masiva.
- Existe una relación entre la polarización y la porosidad de la roca hospedante. Cuanto mayor es la porosidad, el efecto de la polarización disminuye en vista de que existe mayor cantidad de conductos para el desplazamiento de las cargas eléctricas a través de los fluidos.

CONCLUSIONES

- De los datos de cargabilidad registrados en el dominio del tiempo se ha extraído datos que corresponden al dominio espectral y cuyas variables son la frecuencia angular, la amplitud y la fase. Con estas nuevas variables hemos generado 3 cubos adicionales y esto ha permitido realizar una mejor caracterización de la zona de estudio.
- Se ha obtenido información sobre las propiedades físicas de la zona de estudio, en base a lo cual, se ha sustentado el desarrollo de un modelo geológico-geofísico que ha facilitado la interpretación para la siguiente fase. Mediante este estudio fue posible confirmar la presencia de la falla regional Tambo- Locumba, la cual tiene una dirección Noroeste - Sur Este.
- En los cubos generados, el contenido de sulfuros totales es el factor de primer orden que explica las variaciones en la intensidad del efecto de polarización inducida (cargabilidad eléctrica), obteniéndose que la relación entre la concentración de sulfuros y cargabilidad eléctrica presenta en general una proporcionalidad directa, pero no muestra una relación lineal. Por lo tanto se pudo establecer, que en este caso los valores de cargabilidad fueron de un valor moderado a bajo. Los valores de cargabilidad obtenidos en el cubo 3D varían entre 6 y 12 milivoltios/voltio y esto correspondería a un 0.4 % de sulfuros, lo cual coincide con una zona en la que se presenta un dique en profundidad.
- Se ha realizado un buen control de calidad a los datos registrados y se ha aplicado un filtro digital para eliminar el ruido telúrico que en algunos puntos enmascara la señal primaria y la distorsiona. Después de aplicar el filtro digital a las curvas de decaimiento, estas han mostrado un comportamiento normal sin incluir valores negativos a estas curvas. Por lo tanto esto ha permitido obtener la función de transferencia utilizando

los datos registrados y a través de la cual se ha podido extraer el contenido espectral a los datos de cargabilidad.

- Las anomalías de resistividad están controladas por fallas que presentan una pendiente de 60 y 80 grados aproximadamente. Estos eventos son de moderados a débiles y estarían relacionados a procesos de fallamiento, así como con la presencia de cuerpos resistivos, fracturados y con control estructural, como se muestra en la sección de resistividad.

RECOMENDACIONES

- Se recomienda un programa de perforaciones en las zonas con presencia de anomalía para la confirmación de los sulfuros en profundidad.
- Se recomienda hacer un levantamiento geológico de detalle para afinar el modelo geológico.
- Se recomienda ampliar la zona de estudio para obtener más información sobre el estudio realizado esto permitirá ampliar la zona de reservas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdülkadir, C., & Akpancar, S. (2015). Resistivity-induced Polarization Receiver/Transmitter Design and PC-assisted Data Analysis. *Acta Polytechnica Hungarica*, 219-221.
- Acosta, H., Alvan, A., Mamani, M., & Oviedo, M. (2011). *Geología de los Cuadrángulos de Pachia y Palca*. Carta Geológica Nacional INGEMMET. .
- Acosta, J. (2004). *Facies y ambientes sedimentarios de la Formación Moquegua Superior en los alrededores de la ciudad de Tacna*. Lima: Sociedad Geológica del Perú.
- Aguilef, C. (2012). *Analisis geologico de estudios geofisicos de polarizacion inducida (IP) en sistemas IOCG y porfido cuprifero del norte de Chile*. Chile: Universidad de Chile.
- Arias, F. (2012). *El Proyecto de investigación: introducción a la metodología científica* (6 ed.). Caracas: Espiteme.
- Attwa, M., & Günther, T. (2012). Application of Spectral Induced Polarization (SIP) Imaging for Characterizing the Near-Surface Geology: An Environmental Case Study at Schillerslage, Germany. *Australian Journal of Basic and Applied Sciences*, 694.
- Beckinsale, R., Sanchez, A., Brook, M., Cobbing, E., Taylor, W., & Moore, N. (1985). *Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the Coastal Batholith of Perú*. New York: Edited by W. Pitcher.
- Bellido, E. (1979). *Geología del cuadrángulo de Moquegua, hoja 35-u*. Lima: Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional.
- Bellido, E., & Guevara, C. (1963). *Geología de los cuadrángulos de Punta de Bombón y Clemesi*. Comisión Carta Geológica Nacional.
- Bellido, E., & Narvaez, S. (1960). *Geología del cuadrángulo de Atico*. Lima: Boletín de la Carta Geológica Nacional, v. 2.
- Boekhout, F. (2012). *Geochronological constraints on the Paleozoic to Early Mesozoic Geodynamic Evolution of Southern Coastal Peru*. Italia: University Genève.
- Butler, D. (2005). *Near-Surface Geophysics, 13 (Investigations in Geophysics)*. EE.UU.: Society of Exploration Geophysicists.
- Camacho, L. (2007). La Geología, vista desde la Filosofía. *Revista Geologica de America Central*, 36, 13-14.
- Cantos, J. (1973). *Tratado de Geofísica Aplicada*. Madrid: Escuela Superior de Minas.
- Chapra, S. C. (2015). *Metodos Numericos, septima Edicion*. Mexico: McGraw-Hill.
- Cobbing, E. (1985). *The tectonic setting of the Peruvian Andes*. New York: Blackie.
- Cobbing, E., & Shackleton, R. (1979). *Nuevas unidades litoestratigráficas Paleozoicas reconocidos en la región de Huánuco del Perú central; Implicancias tectónicas y metalogenéticas para la faja* Berling, London, Barcelona.

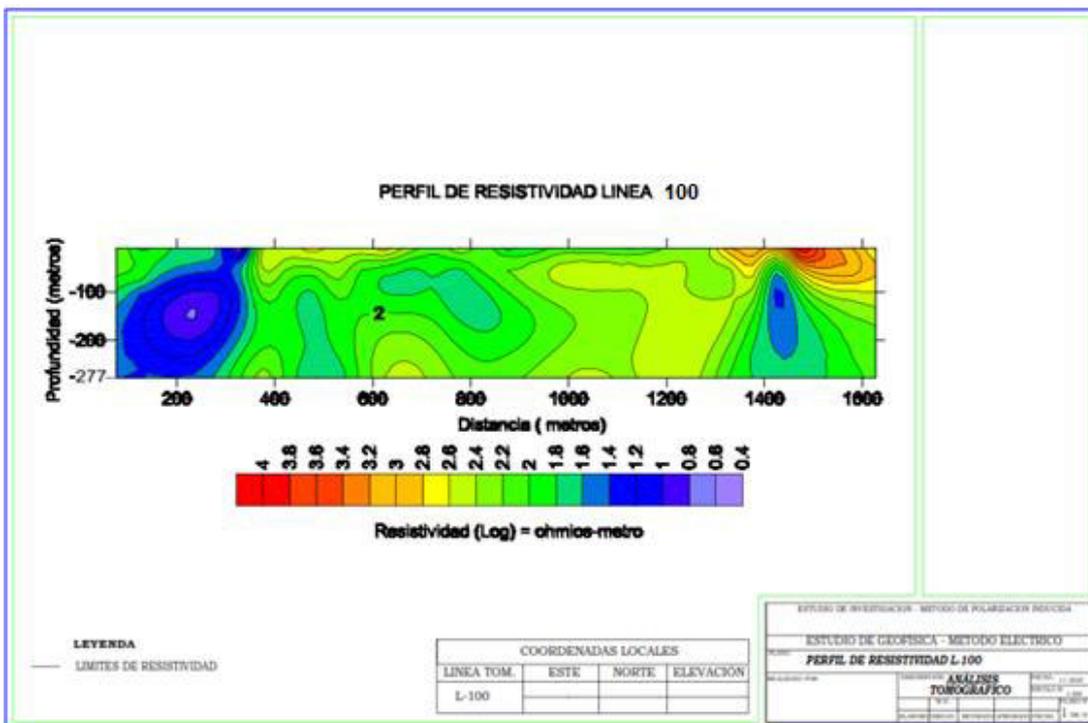
- Cobbing, E., & Garayar, J. (1972). *Geología de los cuadrangulos de Huacho, Ruaral-Barranca-Ambar-Oyón*. Lima: Bol.Serv.Geol.Min.Perú. .
- Cobbing, E., & Pitcher, W. (1983). *Andean plutonism in Peru and its relationship volcanism and metallogenesis at a segmented plate edge*. Geological Society of America.
- Contreras, R. (2017). *Estudio Magnético, Polarización Inducida y Resistividad en el Yacimiento Minero de Shahuindo: Adquisición, Procesamiento e Interpretación, Periodo 2002 – 2012, Región Cajamarca*. Arequipa: Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa.
- Dentith, M., & Mudge, S. (2014). *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. United Kingdom: Cambridge University Press.
- Fontboté et al. (1977). *Stratabound Ore Deposits in the Andes*. Germany: Springer-Verlag.
- Fuentes, J. (2017). *Reconocimiento de Mineralización Profunda de Carácter Polimetálico Mediante Métodos de Exploración Gamma Ray y Polarización Inducida en el Proyecto Ichuña – Moquegua*. Arequipa: Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa.
- Hernandez, R., & Fernandez, C. (2010). *Metodología de la Investigación*. Mexico: McGRAW-HILL / INTERAMERICANA EDITORES, S.A. DE C.V.
- Iakubovskii, I. (1980). *Exploración Eléctrica*. España: Reverte.
- Jenks, W. (1948). *Geología de la Hoja de Arequipa al 200,000*. Peru: Boletín del Instituto Geológico del Perú, Bol. 9, .
- Jiménez, V. (2008). *Estudio comparativo empleando electrodos fuente cobre/aluminio en la prospección de IP /Resistividad*. Mexico DF: Universidad Nacional de Colombia.
- Johnson, I. (1993). *Spectral induced polarization parameters as determined through time-domain measurements*. Society of Exploration Geophysicists.
- Kang, S. (2018). On recovering distributed induced polarization information from time-domain electromagnetic data. *Geophysical Journal International*, 207(1), 174–196.
- Kiberu, J. (2002). *Induced polarization and resistivity measurements on a suite of near surface soil samples and their empirical relationship to selected measured engineering parameters*. Holanda: International Institute for Geo-information Science and Earth Observation.
- Mamani, M. (2009). *DOMINIOS GEOTECTÓNICOS Y METALOGÉNESIS DEL PERÚ*. Lima: Bol. Soc. Geol. Perú 103.
- Martinez, W., Romero, D., & Cervantez, J. (2005). *El Jurásico Medio en el sur de Perú: Nuevos datos estratigráficos y geoquímicos*. XII Congreso Peruano de Geología.
- Medina, J. (2010). *Análisis de Fourier para el tratamiento de Señales*. Quito: EPN - Quito.
- Medina, J. (2017). *Interpretación del corredor estructural ILO - ISLAY, evidencias e implicancias en la exploración del proyecto de pórfido Cu-Au, Kajoj, Arequipa*. Arequipa, Perú: Universidad Nacional San Agustín de Arequipa.
- Nabighian, M. N. (1998). *Electromagnetic Method in Applied Geophysics*. New York: Neitzel.
- Narváez, S. (1964). *Geología de los cuadrángulos de Ilo y Locumba*. Boletín N° 7. Lima: Comisión Carta Geológica Nacional.

- Orellana, E. (1972). *Prospeccion Geoelectrica en Corriente Continua*. Madrid: Paraninfo.
- Parasnis, D. (1973). *Mining Geophysics* (2 ed.). EE.UU.: Elsevier Scientific Publishing Co.
- Pelaez, R. (2021). *Relación entre la cargabilidad en el dominio del tiempo y la cargabilidad espectral en un estudio de IP realizado por una empresa de exploración en el sector de checa alta, valle de tambo, Arequipa, 2015*. Lima.
- Pintor, B. (2012). *Exploración Geofísica Integrada de los Pórfidos Auríferos del Sector de la Cumbre, Municipio de Quinchía Risaralda, Colombia*. Colombia: Universidad Nacional de Colombia.
- Pitcher, W. (1972). *The Coastal Batholith of Central Perú*. London: Geology Society London.
- Pitcher, W., & Bussell, M. (1985). *Andean dyke swarms: andesita in synplutonic relationship with tonalita*. London: Journal of the Geological Society.
- Pizarro, F., Bocanegra, H., & Lucero, O. (2000). *Las Ecuaciones de Laplace y Poisson en Electromagnetismo*. Colombia: Universidad Autonoma de Occidente.
- Ponce, D. (2017). *Estudio Geológico y Aplicación del Método IP en la Exploración del Yacimiento Jésica*. Arequipa: Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa.
- Porras Velázquez, A. (2014). Tipos de Muestreo. *Diplomado en Analisis de Informacion Geoespacial*, 7.
- Proakis, J., & Manolakis, D. (2007). *Tratamiento digital de señales*. Madrid: PEARSON EDUCACIÓN S.A.
- Rennie, R., & Law, J. (2019). *A Dictionary of Physics* (8 ed.). England: Oxford University Press.
- Romeuf, N., Aguirre, L., Soler, P., & Feraud, G. (1995). *Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central Andes*. Chile: Revista Geológica de Chile.
- Rosan, J. (2017). *Exploración geológica del Proyecto Buenavista (Lauricocha-Huánuco) (Informe por Servicios Profesionales)*. Arequipa: Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa.
- Ruegg, W. (1952). *The Camana formation and its bearing on the andean post-orogenic uplift*. Suiza: Suisse des geol. et Ing. du Petrole.
- Sanchez, A., Rosell, W., & Raymundo, T. (2000). *MEMORIA EXPLICATIVA DE LOS CUADRANGULOS DEL PROYECTO DE REVISIÓN*.
- Sheriff, R. E. (2002). *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*. EE.UU.: Society of Exploration Geophysicists.
- Telford, W., Geldart, L., & Sheriff, R. (1990). *Applied Geophysics* (2 ed.). Cambridge, Reino Unido: Cambridge University Press .
- Titov, K., & Tarasov, A. (2013). On the use of the Cole–Cole equations in spectral induced polarization. *Geophysical Journal International*, 352-356.
- Van Schoor, M., & Mare, L. (2009). Comparison between time and frequency domain induced polarisation parameters. *11 SAGA Biennial Technical Meeting and Exhibition*, 1-6.
- Vega, & Marocco. (2004). *La sedimentación oligo-miocenica en el antearco del sur del Perú*. Lima: Publicación Especial SGP N°5.

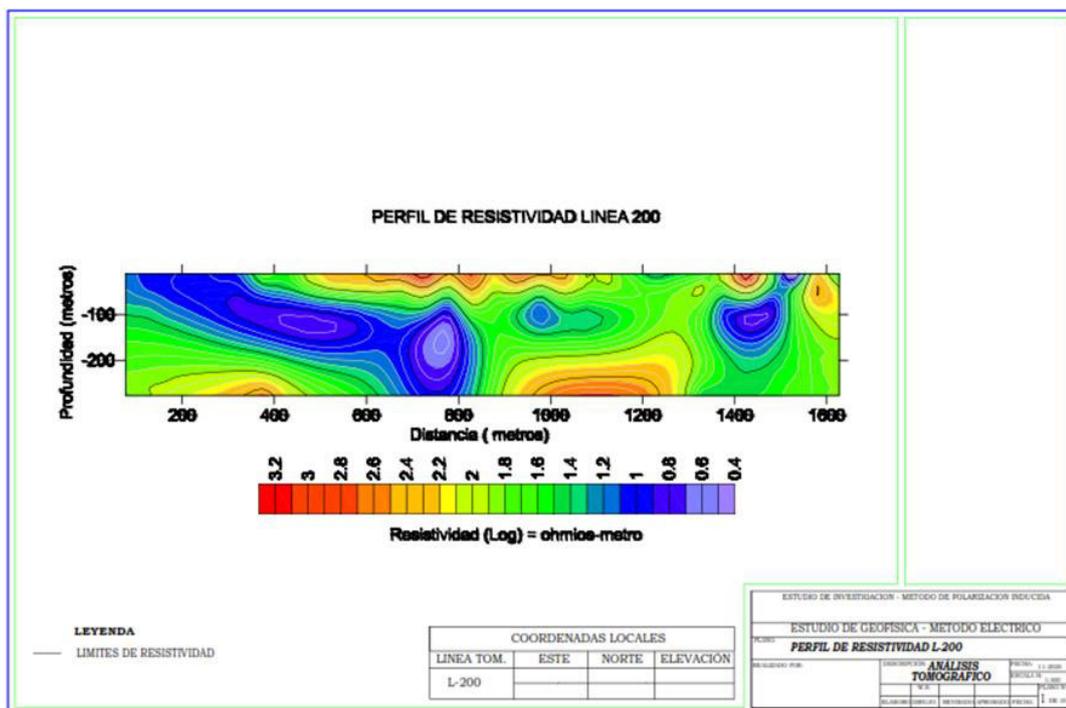
- Zill, D. (2009). *Ecuaciones Diferenciales*. Mexico: Cengage.
- Zill, D. (2018). *Ecuaciones Diferenciales* (9 ed.). Mexico: CENGAGE.

ANEXOS

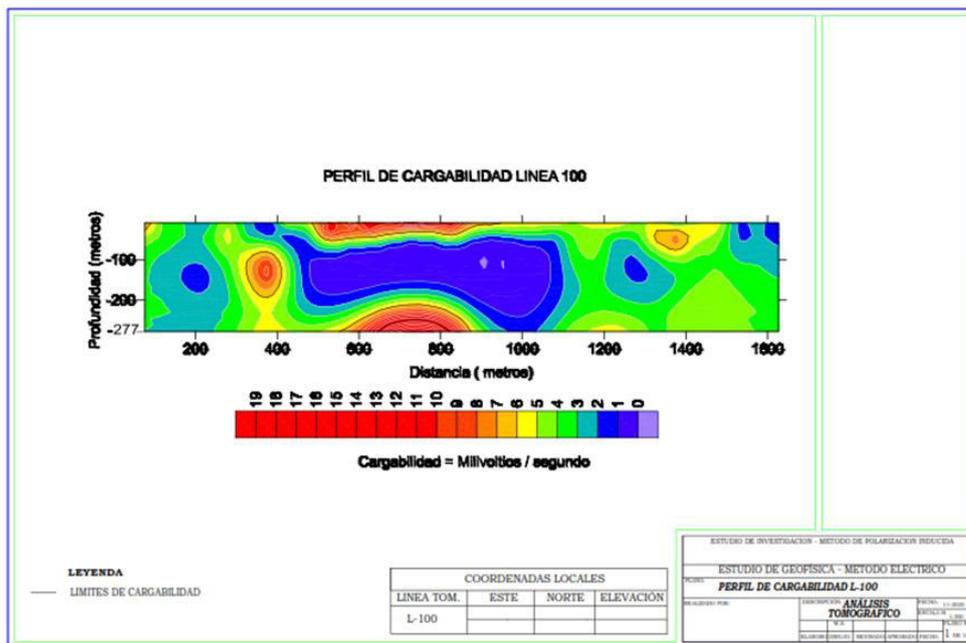
Perfiles



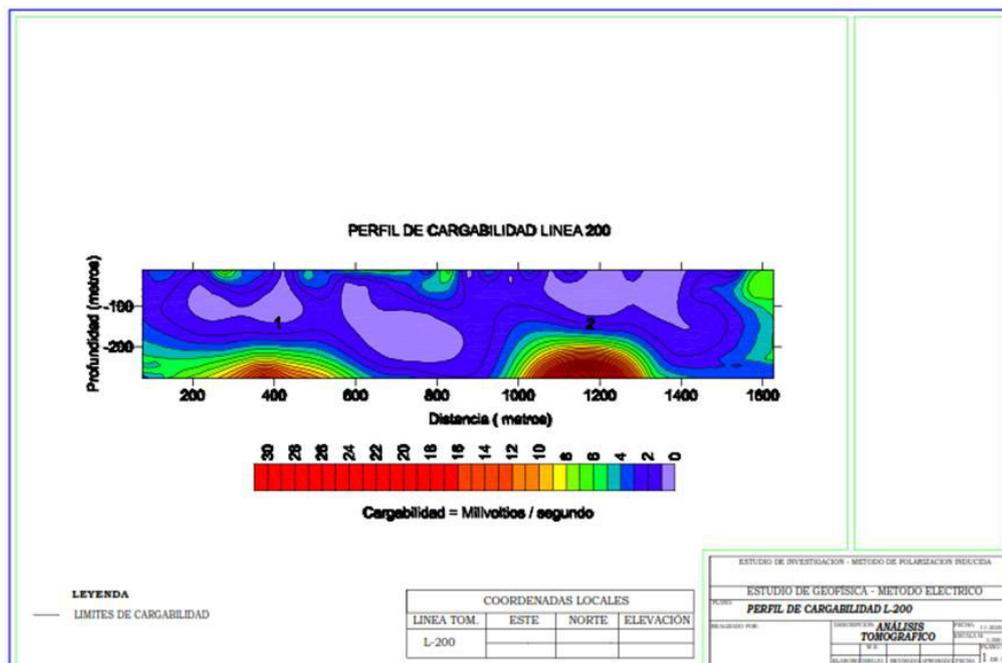
Anexo 1. Perfiles de Resistividad Línea 100 Convencional.



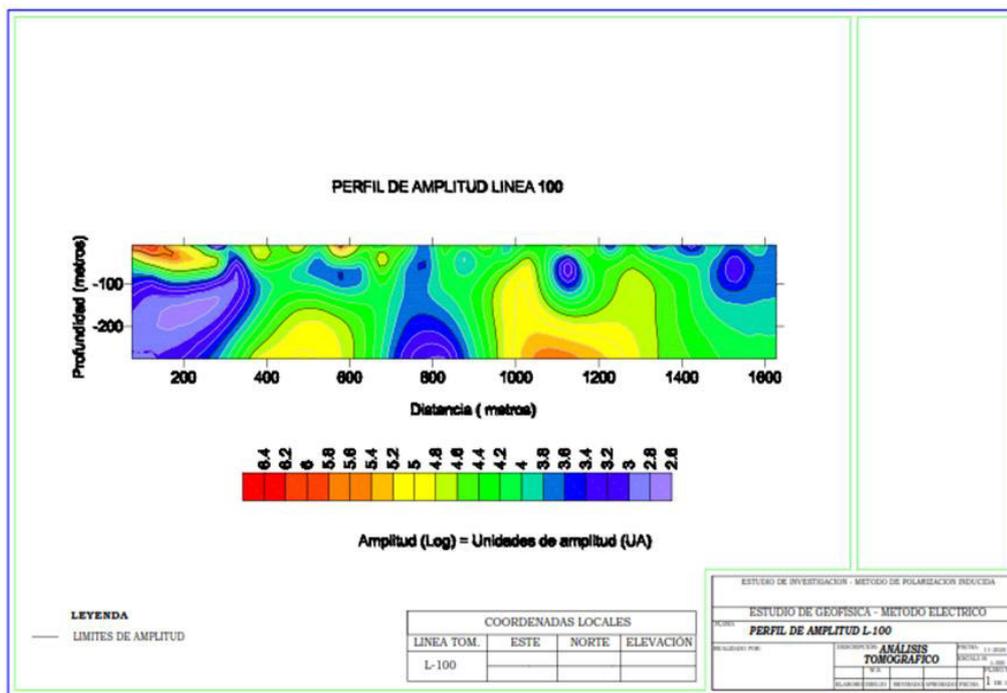
Anexo 2. Perfiles de Resistividad Línea 200 Convencional.



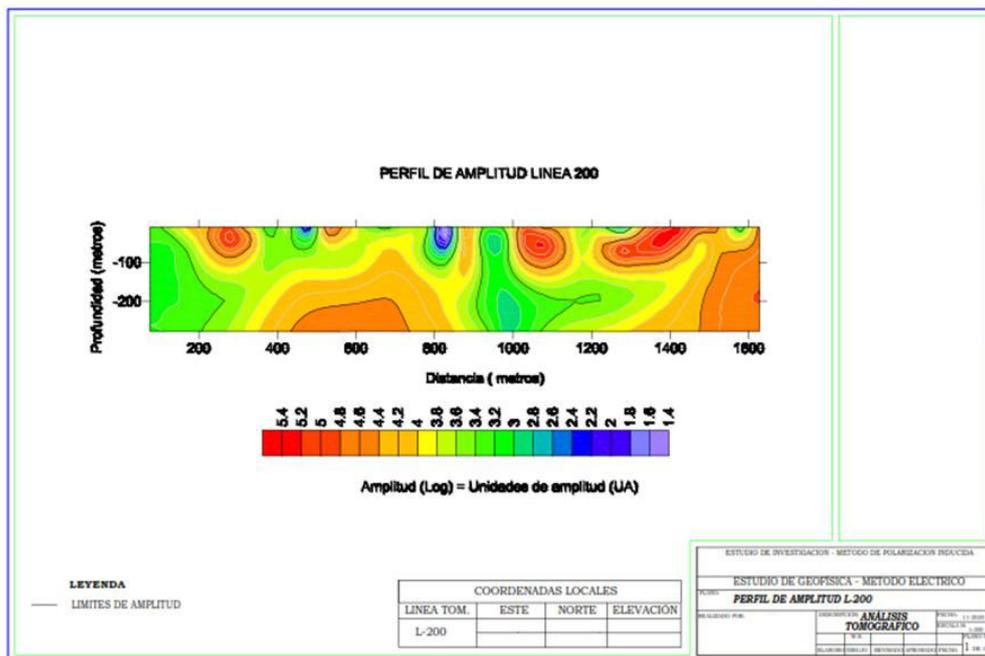
Anexo 3. Perfiles de cargabilidad Línea 100 Convencional.



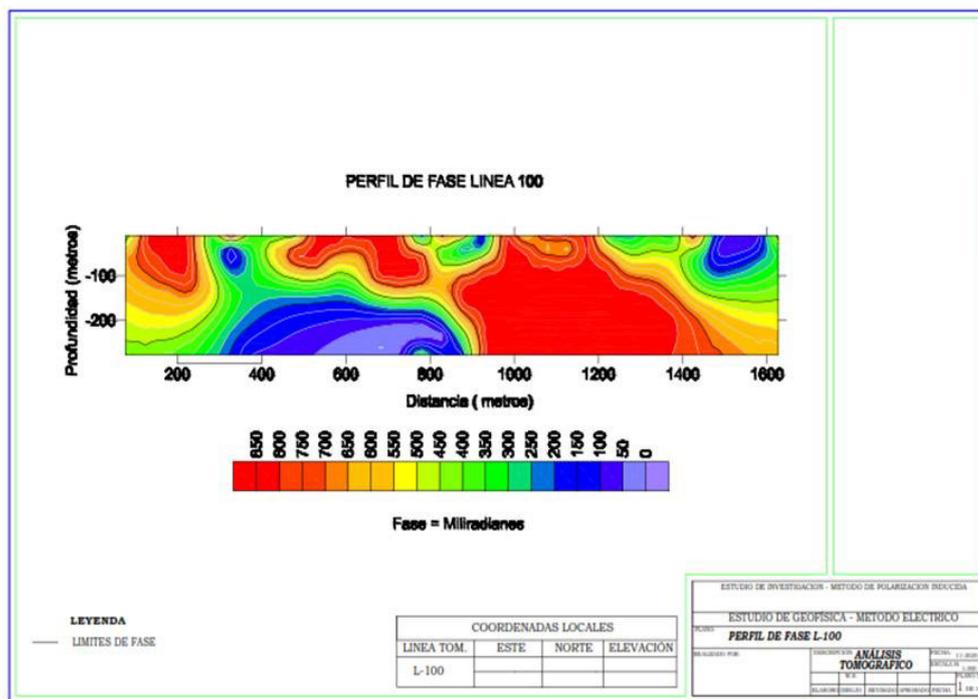
Anexo 4. Perfiles de cargabilidad Línea 200 Convencional.



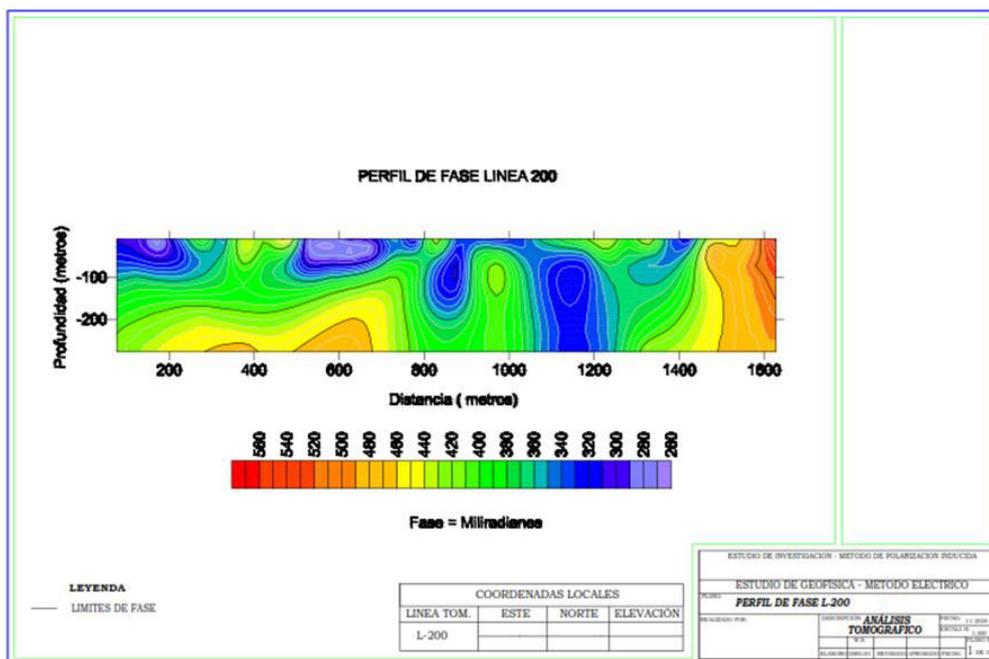
Anexo 5. Perfiles de amplitud Línea 100 nuevo perfil.



Anexo 6. Perfiles de amplitud Línea 200 nuevo perfil.



Anexo 7. Perfiles de fase Línea 100 nuevo perfil.



Anexo 8. Perfiles de fase Línea 200 nuevo perfil.


```

1   % CALCULO DE AREA POR INTEGRACION FINAL, VENTANA DE NEWMONT
2   %clear all
3   x = linspace(45,1100,1000)% Ventana de Newmont entre 0.4 a 1.1 segundos
4   y = 83.8670*x.^(-0.6000)
5   N = length(x)-1;
6   a = 45 % Primera Ventana de Newmont 45 ms
7   b = 1100 % Segunda Ventana de Newmont 1100 ms
8   An = 0
9   for k=2:N
10      An=An+2*y(k);
11   end
12   A = (( b-a)./(2*N))*(y(1)+y(N+1)+ An);
13   A1 = A/1000 % En valores de Voltios
14   format bank
15   fileID = fopen('Area_integral.txt','w');
16   fprintf(fileID,'%6f\n',A)
17   plot(x,y,'-o')
18   xlabel('msegundos')
19   ylabel('mV')
20   grid on
21   Vp = xlsread('BD1.xlsx','T2:T2')% Voltaje Primario en voltios
22   M1 = A1/Vp % M es el valor de la Cargabilidad
23   M = M1*1870 % se multiplica por un factor de normalizacion 1870
24   fileID = fopen('Cargabilidad.txt','w');
25   fprintf(fileID,'%6f\n',M)
26

```

```

1   % TRANSFORMADA RAPIDA DE FOURIER - FFT
2   %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
3   Fs = 0.25;           % Sampling frequency
4   T = 1/Fs;           % Sampling period
5   L = 150;            % Length of signal
6   t = (0:L-1)*T;      % Time vector
7   f = Fs*(0:(L/2))/L; % Rango de frecuencias
8   %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
9   s1=+1.551120-0.176111*t-0.062218*t.^2
10  % TRANSFORMADA RAPIDA DE FOURIER - FFT - PLOTEO
11  S = 10000*sin(2*pi*0.1*t) + 10000*sin(2*pi*0.2*t);
12  %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
13  X1 = s1 + S %+ 2*randn(size(t))+ S1;
14  Y1 = fft(X1);
15  V1 = abs(Y1/L);
16  P1 = V1(1:L/2+1);
17  P1(2:end-1) = 2*P1(2:end-1);
18  subplot(10,2,1)
19  plot(f,P1)
20  title('Single-Sided Amplitude Spectrum of X(t)')
21  xlabel('f (Hz)')
22  ylabel('|P1(f)|')
23  %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
24  M = [P1];
25  fileID = fopen('Amplitud_volt.txt','w');
26  % fprintf(fileID,'%6s %12s\n','A','B');
27  % fprintf(fileID,'%12.2f\n',M);
28  fprintf(fileID,'%12.2f\n',M);
29  fclose(fileID);

```

```

1  % OBTENCION DE LOS COEFICIENTES A Y B EN LA FUNCION DE TRANSFERENCIA
2  %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
3  v = [1:479];
4  Sp=0
5  for k=1:479
6      if v(k)>=0
7          Sp=v(k);
8      end
9  end
10 numberBD1 = BD1(1:Sp,28:47);% 20 ventanas
11 Y1 = table2array(numberBD1)
12 numberBD11 = BD1(1:Sp,48:67);% 20 ventanas
13 X1 = table2array(numberBD11)
14 x = log10(X1);
15 y = log10(Y1);
16 format short g;
17 N = 20
18 VarQ = sum(x,2);% Esta Ok acuerdo a excel
19 VarR = sum(y,2);% Esta Ok , hay una diferencia de -0.1309
20 VarS = mean(x,2);% Esta OK,
21 VarT = mean(y,2);% La diferencia es 0.28 y 0.2865
22 VarO = sum(x.*y,2); % O = sum(x.*y)
23 VarP = sum(x.*x,2); % P = sum(x.*x)
24 W = (N*VarO - VarQ.*VarR)./(N.*VarP-VarQ.^2);% B, OK
25 Z = (VarR - (VarQ.*W))./N; % A'
26 V = 10.^Z
27 %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
28 fileID = fopen('Coef1A.txt','w');
29 fprintf(fileID,'%6s\n','W');
30 fprintf(fileID,'%12.8f\n',W);
31 fclose(fileID);
32 %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
33 fileID = fopen('Coef2B.txt','w');
34 fprintf(fileID,'%12s\n','V');
35 fprintf(fileID,'%12.8f\n',V);
36 fclose(fileID);
37 %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
38 %format short g;
39 %V
40 %W
41 %W = readtable('Coef1.txt');
42 %V = readtable('Coef2.txt');

```



```

47 - yi= polyval(P,xi);
48 - subplot(4,2,1)
49 - loglog(xi,yi,'-o');title('Funcion Logaritmo')
50 - xlabel('Log x = mseg'), ylabel('Log y = mV/V')
51 - grid on
52 - hold on
53 - x = log10(X1);
54 - y = log10(Y1);
55 - subplot(4,2,2)
56 - y = (1.6604-0.4098*x-0.0457*x.^2)
57 - loglog(x,y,'-x');title('Funcion Polinomio con n=2 ')
58 - legend('field','n=2')
59 - xlabel('x = mseg')
60 - ylabel('y = mV/V')
61 - grid on
62 - hold on

```

```

1 %clear all
2 %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
3 % Datos de Campo y Base de datos
4 %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
5 X1=[30 55 85 115 150 190 235 290 355 430 515 610 715 830 955 1090 1235 1390 1560 1750];
6 numberBD1 = BD2(4:4,28:47);% 20 ventanas
7 Y1 = table2array(numberBD1)
8 %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
9 % Display de Curva de Decaimiento campo
10 %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
11 %subplot(4,4,1)
12 plot(X1,Y1,'-r');title('Datos curva de decaimiento de campo')
13 xlabel('Tiempo = milisegundos')
14 ylabel('Voltaje = miliVoltios/Voltios')
15 grid on

```

```

1 % COEFICIENTE FUNCION DE LOGARITMO
2 x1=[30 55 85 115 150 190 235 290 355 430 515 610 715 830 955 1090 1235 1390 1560 1750];
3 y1=[10.314 5.793 4.536 3.933 3.489 3.114 2.771 2.445 2.181 1.903 1.7 1.553 1.349 1.185 1.037 0.949 0.914
4 subplot(4,2,1)
5 plot(x1,y1,'-m');title('Datos Registrados')
6 xlabel('x = mseg')
7 ylabel('y = mV/V')
8 grid on
9 x = log10(x1)
10 y = log10(y1)
11 subplot(4,2,2)
12 loglog(x,y,'-v');title('Funcion Logaritmo')
13 xlabel('log x = mseg')
14 ylabel('log y = mV/V')
15 grid on
16 % calculo de coeficientes de la funcion Logaritmo
17 n = 3
18 p = polyfit(x,y,n)
19 xi= linspace(1.5,3,50);
20 yi= polyval(p,xi);
21 subplot(4,2,3)
22 loglog(xi,yi,'-o',xi,yi,'--');title('Funcion Logaritmo')
23 xlabel('Log x = mseg'), ylabel('Log y = mV/V')
24 grid on
25 p

```

```

1  % CURVA AJUSTADA DE LA CURVA DE DECAIMIENTO
2  x1=[30 55 85 115 150 190 235 290 355 430 515 610 715 830 955 1090 1235 1390 1560 1750];
3  y1=[10.314 5.793 4.536 3.933 3.489 3.114 2.771 2.445 2.181 1.903 1.7 1.553 1.349 1.185 1.037 0.949 0.914
4  %subplot(1,1,1)
5  plot(x1,y1,'-r','linewidth',3);title('Datos Registrados')
6  xlabel('Tiempo = mseg')
7  ylabel('Mili Voltios = mV/V')
8  grid on
9  x = log10(x1)
10 y = log10(y1)
11 %subplot(1,1,1)
12 loglog(x,y,'-v','linewidth',3);title('Funcion Logaritmo')
13 xlabel('Tiempo = mseg')
14 ylabel('Mili Voltios = mV/V')
15 grid on
16 N= 20
17 x2 = x.*x
18 vars=sum(x2)
19 sumaxy= sum(x.*y)
20 varx=sum(x)
21 vary=sum(y)
22 xmean=mean(x);
23 ymean=mean(y);
24 B1= ((N*sumaxy)-(varx*vary))/(N*(vars)-(varx)^2)
25 A1=ymean-B1.*xmean
26 A = 10^A1
27 x3=linspace(30,1750,100)
28 y3 = A*x3.^(B1)% funcion potencia con calculo de coeficientes y la curva

```